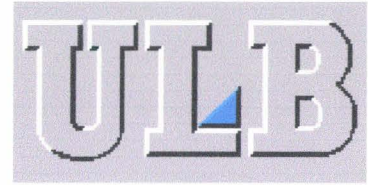




**Université des Sciences et
Technologies de Lille**
UMR 8577 CNRS
Laboratoire de Sédimentologie
et de Géodynamique



Université Libre de Bruxelles
Faculté des Sciences
Laboratoire Associés de Géologie

Thèse en cotutelle

pour obtenir le grade de



**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE LILLE 1
EN GEOLOGIE ET GEOCHIMIE SEDIMENTAIRE**

présentée et soutenue publiquement

par

DEVLEESCHOUWER Xavier

le 26 novembre 1999

***La transition Frasnien-Famennien (Dévonien Supérieur)
en Europe:
sédimentologie, stratigraphie séquentielle et
susceptibilité magnétique***

- | | | |
|-----------------------------|------------------------|---------------------------|
| <i>Président:</i> | A. Herbosch | (Université de Bruxelles) |
| <i>Rapporteurs:</i> | F. Lethiers | (Université de Paris 6) |
| | M. Joachimski | (Université d'Erlangen) |
| | B. Mamet | (Université de Bruxelles) |
| <i>Examineurs:</i> | M. Streel | (Université de Liège) |
| | O. Averbuch | (Université de Lille 1) |
| | J.-F. Deconinck | (Université de Lille 1) |
| <i>Directeurs de thèse:</i> | J.-L. Mansy | (Université de Lille 1) |
| | A. Prétat | (Université de Bruxelles) |

Remerciements

On l'espérait, on en discutait, certains conjuraient le mauvais sort, d'autres n'osaient pas y croire et pourtant il est né le divine enfant. Il est arrivé plutôt que prévu au terme de quelques mois de contractions douloureuses. Le petit bout mesure 29.6 cm et pèse moins d'1 kg. Eh oui c'est peu pour son âge mais son papa est fier de vous le présenter. Il m'est donc particulièrement agréable de remercier tous ceux qui m'ont permis après cinq années de patientes recherches d'aboutir à ce résultat qui s'il n'est pas complet offrira tout de même un bon avant-goût du problème.

Je tiens donc, d'abord, à remercier le Professeur Alain Prémat pour m'avoir proposé de poursuivre le sujet entamé lors de mon travail de fin d'études. Gageons que la tâche s'avérait ardue dans le monde des carbonates mais la rigueur scientifique de mon mentor et son ouverture d'esprit ont su maintenir le cap à garder dans cette aventure qui je l'espère n'est pas finie.

Le Professeur Jean-Louis Mansy m'a accueilli au Laboratoire de Sédimentologie et de Structurale de l'USTL de Villeneuve-d'Ascq. Ce transfert périodique au sein d'une structure scientifique pointue a contribué en grande partie à la mise en pratique du présent travail. Que celui-ci veuille trouver ici ma profonde reconnaissance.

Ce travail n'aurait pu être mené à terme sans les nombreuses et importantes interventions du Professeur Alain Herbosch. Ce dernier par sa constante disponibilité, par sa gentillesse et son dévouement physique lors des missions de terrains ont grandement contribué au résultat final. Que ce dernier trouve ici également ma sincère reconnaissance pour les démarches administratives entreprises avec le Service Géologique de Belgique.

Je tiens à remercier le Dr. Olivier Averbuch pour m'avoir fait découvrir le monde de la susceptibilité magnétique. Ce dernier, par les nombreuses discussions et les facilités d'accès au Kappabridge, a permis de joindre à la démarche scientifique rigoureuse une originalité indispensable dans ce travail. Je souhaiterais également remercier vivement le Professeur Jean-Francois Deconinck pour les multiples discussions éclairées dans le domaine des argiles. Ses conseils judicieux et son expérience ont contribué à l'orientation suivie au cours de ce travail. Que ces deux personnes trouvent ici mes profonds remerciements.

Je ne peux que remercier les 4 rapporteurs qui ont bien volontiers accepté de faire partie du Jury de cette thèse. Il s'agit des Professeurs Michael Joachimski, Francis Lethiers, Bernard Mamet et Maurice Streel.

Je souhaiterais, par ailleurs, remercier le Professeur Frédéric Boulvain avec qui les discussions éclairées concernant la géologie du Frasnien et celles des carbonates constituent des interludes particulièrement instructifs. Sa grande capacité d'écoute et

son ouverture d'esprit m'ont également apportés beaucoup d'enthousiasme. Que ce dernier trouve ici ma profonde gratitude.

Mes premières armes sur le sujet de l'extinction massive de la limite FF ont bénéficié d'une aide très précieuse du Dr. Jean-Georges Casier tant par ses connaissances pointues dans le monde des ostracodes que par sa gentillesse à me communiquer tous les articles qui se rapprochaient de loin ou de près au problème. Je tiens à le remercier ici pour nos multiples discussions sur le sujet, les collaborations lors de la rédaction des articles et les virées sur le terrain.

Je tiens également à remercier sincèrement :

- le sorcier des lames minces : Giovanni Bernardinis, qui réalise une lame plus vite que son ombre. Rappelons que ce travail comprend l'analyse de centaines de lames minces. Que celui-ci trouve ici mes profonds remerciements pour sa disponibilité et pour nos multiples discussions sympathiques à l'heure du midi.

- mon colocataire d'aquarium, le Prof. Daniel Bariaux pour ses encouragements de tous les jours, son intérêt pour la cause sédimentaire et les discussions enrichissantes mais combien gaies concernant tant les problèmes de pommes que ceux de didjeridou.

Il me faut également remercier chaleureusement les nombreux(es) ami(e)s qui m'ont aidé directement et indirectement durant la thèse. Je pense notamment à Philippe pour son aide sur le terrain, à Virginie pour les discussions hautement scientifiques, à Eric pour trouver une solution efficace à tous les maux informatiques ainsi qu'à ceux qui comme moi font partie de la confédération des nains de bureau : Marc, Han, Mjahed, Lazlo, Fatima, Frédéric, Juliette et tant d'autres.... Merci encore à Arne, Sybille, Anne, Roland, Marie-Laure, Didier, Olivier, Ariane, Isabelle et tous les autres.

Il me reste maintenant à remercier :

Charles et Irena pour avoir toujours ouvert vos portes avec autant de gentillesse et d'attention, pour vos multiples encouragements, pour nos discussions enthousiastes sur tous les sujets y compris ceux de la géologie,

Léokadia pour s'être tant tracassée pour ma santé, pour mon bien-être et pour toutes les bonnes petites attentions qui ont rendu la vie plus agréable,

Mes parents sans qui je n'aurais pu démarrer ces études; pour avoir cru en moi et dans la voie que j'ai choisi de suivre et pour m'avoir encouragé jusqu'au bout

Enfin, Marie-Noëlle qui m'a supporté pendant ces cinq années malgré les sautes d'humeur et les moments de déprime. Merci de tout mon cœur pour ton aide à la réalisation de ce travail, pour m'avoir soutenu même dans les moments difficiles et pour ton amour qui m'a rendu plus fort.

Que ces personnes trouvent ici ma plus grande gratitude pour avoir partagé, avec moi, un instant ou plus longtemps mes émotions lors de ce travail.

A TOUS MERCI

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

<i>Table des matières</i>	3
CHAPITRE 1 : LES EXTINCTIONS PROGRESSIVES ET MASSIVES.....	9
<i>1.1. Les extinctions</i>	9
1.1.1. Extinctions progressives.....	9
1.1.2. Extinctions instantanées.....	10
1.1.3. Définition d'une extinction.....	10
1.1.4. Détermination du taux d'extinction.....	11
<i>1.2. Extinction en masse à la limite Frasnien-Famennien</i>	11
1.2.1. La durée de l'extinction.....	14
1.2.2. Les victimes et les survivants de la crise biologique.....	15
1.2.3. Les causes de l'extinction massive à la limite FF.....	21
1.2.3.1. Changement climatique (refroidissement ou réchauffement global)	21
<i>a. Le scénario de Copper (1986)</i>	21
<i>b. L'hypothèse d'Algeo (1994)</i>	23
<i>c. Le scénario opposé de Thompson et Newton (1988)</i>	23
<i>d. Le modèle de Buggisch (1991)</i>	24
<i>e. Les conditions climatiques à la transition FF</i>	25
1.2.3.2. Régression marine	26
1.2.3.3. Anoxie et transgression ?	27
1.2.3.4. Impact d'un astéroïde	27
1.2.3.5. Scénario tectono-eustatique	30
CHAPITRE 2 : BUTS DE LA THESE	33
<i>2.1. Objectifs de la thèse</i>	33
<i>2.2. Les chapitres de la thèse</i>	33
CHAPITRE 3 : DESCRIPTION DES METHODES	37
<i>3.1. Analyse des minéraux argileux</i>	37
3.1.1. Classification et structure des minéraux argileux.....	37
3.1.2. Origine des minéraux argileux dans les roches sédimentaires.....	37
3.1.3. Implications paléoenvironnementales.....	38
3.1.4. Méthodes d'analyse des argiles.....	39
<i>3.2. La Susceptibilité Magnétique (ou SM)</i>	42

3.2.1. Introduction.....	42
3.2.2. Définitions générales des propriétés magnétiques des roches.....	43
3.2.2.1. Le diamagnétisme	43
3.2.2.2. Le paramagnétisme	43
3.2.2.3. Le ferromagnétisme.....	44
3.2.3. Paramètres de susceptibilité magnétique.....	44
3.2.4. Méthode et appareillage.....	46
3.2.5. Utilisation de la susceptibilité magnétique.....	47
3.2.6. Travaux sur la susceptibilité magnétique au Paléozoïque.....	49
3.3. Isotopes Stables du Carbone et de l'Oxygène et Pétrographie.....	51
3.4. Précisions	51
CHAPITRE 4 : LES COUPES A LA LIMITE FRASNIEN-FAMENNIEN DANS LE MASSIF SCHISTEUX RHENAN (ALLEMAGNE) : STEINBRUCH SCHMIDT ET STEINBRUCH BENNER)	53
4.1. Le Massif Schisteux Rhénan.....	53
4.2. La coupe de Steinbruch Schmidt.....	53
4.2.1. Analyse sédimentologique.....	55
4.2.1.1. Analyse des microfaciès	55
4.2.1.2. Modèle sédimentologique et évolution des microfaciès.....	61
a. Modèle sédimentologique	61
b. Sédimentation pélagique et analyse séquentielle.....	62
c. Discussion.....	63
4.2.2. Analyse minéralogique des argiles.....	66
4.2.2.1. Analyse du cortège argileux.....	66
a. L'illite.....	66
b. La kaolinite et les autres minéraux argileux	69
4.2.2.2. Discussion	69
a. Diagenèse et enfouissement.....	69
b. Cortège argileux et analyse séquentielle	73
c. Kaolinite et climat ?.....	76
d. Variations climatiques à la transition Frasnien-Famennien ?.....	77
4.2.3. Analyse de la susceptibilité magnétique.....	78
4.2.3.1. Description et observation des mesures	78
4.2.3.2. Interprétation des mesures	79
4.2.3.3. Origine minéralogique de la susceptibilité magnétique	81

4.3. La coupe de Steinbruch Benner.....	83
4.3.1. Analyse sédimentologique.....	85
4.3.1.1. Analyse des microfaciès	85
4.3.1.2. Modèle sédimentologique et évolution des microfaciès.....	86
a. <i>Modèle sédimentologique</i>	86
b. <i>Sédimentation pélagique et analyse séquentielle</i>	87
c. <i>Discussion</i>	89
4.3.2. Analyse minéralogique des argiles.....	90
4.3.2.1. Analyse du cortège argileux.....	90
a. <i>L'illite</i>	90
b. <i>La chlorite et les interstratifiés illite/smectite</i>	91
4.3.2.2. Discussion	91
a. <i>Diagenèse et enfouissement</i>	91
b. <i>Cortège argileux et analyse séquentielle</i>	97
4.3.3. Analyse de la susceptibilité magnétique.....	98
4.3.3.1. Description et observation des mesures.....	98
4.3.3.2. Interprétation des mesures	98
4.3.3.3. Comparaison avec Steinbruch Schmidt	99
4.4. Synthèse des résultats et conclusions.....	101
4.4.1. Analyse sédimentologique.....	101
4.4.2. Analyse de la minéralogie des argiles.....	103
4.4.3. Analyse de la susceptibilité magnétique.....	104
CHAPITRE 5 : LES COUPES A LA LIMITE FRASNIEN-FAMENNIEN EN MONTAGNE NOIRE (FRANCE) : COUMIAC ET LA SERRE.....	107
5.1. La Montagne Noire.....	107
5.2. La coupe de Coumiac (carrière haute) : introduction.....	109
5.2.1. Analyse sédimentologique.....	110
5.2.1.1. Analyse des microfaciès.....	110
5.2.1.2. Analyse des structures ferrugineuses.....	115
a. <i>Les surfaces durcies</i>	115
b. <i>Les perforations</i>	116
c. <i>Les microstromatolithes et oncoïdes ferrugineux</i>	116
d. <i>Les cloques</i>	116
e. <i>Les microbuissons bactériens</i>	117
f. <i>Les remplissages de fissures de retrait</i>	117

5.2.1.3. Interprétation des microfaciès et modèle sédimentaire	117
5.2.1.4. Découpage en niveaux sédimentologiques	119
<i>a. Description et organisation stratigraphique des niveaux</i>	119
<i>b. Evolution des paléomilieus</i>	121
<i>c. Discussion</i>	121
5.2.2. Analyse minéralogique des argiles	128
5.2.2.1. Analyse du cortège argileux	128
<i>a. L'illite</i>	128
<i>b. La kaolinite et les autres minéraux argileux</i>	129
5.2.2.2. Discussion	129
<i>a. Diagenèse et enfouissement</i>	129
<i>b. Relation avec le climat</i>	135
<i>c. Relation avec l'évolution du niveau marin</i>	135
5.2.3. Analyse de la susceptibilité magnétique	136
5.2.3.1. Acquisition des mesures	136
5.2.3.2. Interprétation des mesures	137
5.2.4. Analyse des isotopes du carbone et de l'oxygène	141
5.2.4.1. Description et observation des mesures	141
5.2.4.2. Discussion	143
5.3. La coupe de La Serre (tranchée C) : introduction	152
5.3.1. Analyse sédimentologique	153
5.3.1.1. Description des microfaciès	153
5.3.1.2. Modèle sédimentologique et analyse séquentielle	157
<i>a. Modèle sédimentologique</i>	157
<i>b. Sédimentation pélagique et analyse séquentielle</i>	158
5.3.2. Analyse minéralogique des argiles	161
5.3.2.1. Analyse du cortège argileux	161
5.3.2.2. Discussion	163
5.3.3. Analyse de la susceptibilité magnétique	167
5.3.3.1. Acquisition des mesures	167
5.3.3.2. Interprétation des mesures	168
5.4. Conclusions et synthèse	171

5.4.1. Analyse sédimentologique.....	171
5.4.2. Analyse géochimique.....	174
5.4.3. Analyse de la minéralogie des argiles.....	176
5.4.4. Analyse de la susceptibilité magnétique	177
CHAPITRE 6 : LES COUPES A LA LIMITE FRASNIEN-FAMENNIEN DANS LES MONTS SAINTE-CROIX (POLOGNE): KOWALA, PSIE GORKI ET KOSTOMLOTY.....	181
6.1. Les Monts Sainte-Croix de Pologne	181
6.2. Analyse du cortège argileux	185
6.2.1. La coupe de Kowala.....	185
6.2.2. La coupe de Kostomloty.....	196
6.2.3. La coupe de Psie Gorki	201
6.2.4. Interprétation des cortèges argileux des séries FF dans les MSC ..	206
6.3. Analyse de la susceptibilité magnétique	209
6.3.1. La coupe de Kostomloty.....	209
6.3.2. Les coupes de Kowala.....	211
6.3.3. La coupe de Psie Gorki	215
6.4. Conclusions	217
6.4.1. Les cortèges argileux.....	217
6.4.2. La susceptibilité magnétique	218
CHAPITRE 7: CONTRIBUTION TO THE DIAGENETIC STUDIES OF THE DEVONIAN IN THE HOLY CROSS MOUNTAINS (POLAND): CLAY MINERALOGY RESULTS.....	221
(submitted paper)	
Abstract	221
1. Introduction	222
2. Geological setting and lithological descriptions	225
3. Sampling and methods	226
4. Results	227
5. Discussion.....	237
6. Conclusions	243
Appendix 1	246
7. References	248

Table 1	253
Table 2	256
CHAPITRE 8: OSTRACODS AND SEDIMENTOLOGY OF THE FRASNIAN-FAMENNIAN BOUNDARY IN THE KOSTOMLOTY SECTION (HOLY CROSS MOUNTAINS, POLAND) IN RELATION WITH THE LATE DEVONIAN MASS EXTINCTION.....	259
(submitted paper)	
Abstract	259
Résumé	260
Introduction.....	261
The Kostomloty section.....	262
Sedimentology	265
1. Microfacies description.....	265
2. Interpretation and discussion	269
Ostracods	270
1. List of species occurring in the Kostomloty quarry.....	270
2. Description of three new species	274
3. Palaeoecology.....	279
4. The extinction of ostracods.....	283
Conclusions.....	284
Bibliography	286
CHAPITRE 9 : CONCLUSIONS	303
9.1. <i>L'extinction F/F: un scénario complexe 'peu médiatique'</i>	303
9.2. <i>L'extinction F/F: sédimentologie en milieux peu profonds et profonds</i>	304
9.3. <i>L'extinction F/F: stratigraphie séquentielle et résolution temporelle</i>	305
9.4. <i>L'extinction F/F: stratigraphie séquentielle et ré-évaluations paléontologiques</i>	306
9.5. <i>L'extinction F/F: approche pluridisciplinaire (susceptibilité magnétique - argiles)</i>	306
9.6. <i>L'extinction F/F: synthèse en tableaux</i>	307
9.7. <i>L'extinction F/F: conclusion principale</i>	314
CHAPITRE 10 : REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	315
<i>Annexes</i>	353
<i>Liste des figures</i>	409

CHAPITRE 1

LES EXTINCTIONS PROGRESSIVES ET MASSIVES

Chapitre 1

Les extinctions progressives et massives

1.1. Les extinctions

Tout au long des séries, depuis l'ère Primaire (où les témoignages fossiles sont nombreux et mieux préservés que ceux du Précambrien) jusqu'à nos jours, l'apparition, le développement, l'acmé, le déclin et l'extinction de nombreux taxons animaux et végétaux sont enregistrés. Il est impossible de passer en revue toutes les formes qui se sont succédées dans le cadre de cette thèse. Cependant, nous allons suivre quelques exemples qui permettent de comprendre les mécanismes qui gouvernent l'évolution d'un groupe florissant jusqu'à son extinction. De façon schématique, deux cas sont envisagés : **le processus d'extinction progressive** au cours de laquelle un groupe* se réduit lentement pour disparaître, et, **le processus d'extinction brutale** où un groupe* encore florissant s'éteint brusquement.

Le mot groupe* n'a pas de sens taxonomique précis mais est utilisé ici pour un ensemble d'individus appartenant à un même ordre taxonomique de rang élevé : famille, ordre, phylum.

1.1.1. Extinctions progressives

1. Les trilobites

Ceux-ci sont représentés au Cambrien par de nombreuses espèces dans les schistes de Burgess (Colombie britannique) et constituent le groupe dominant à côté d'autres espèces d'Arthropodes. Ils occupaient de nombreuses niches écologiques et se répartissaient des environnements marins peu profonds à ceux plus profonds. Ce groupe se développera au cours de l'Ordovicien et du Silurien. Au Dévonien, le groupe commence à décliner et le processus s'accroît au cours du Carbonifère. Les derniers représentants de trilobites disparaissent avec l'extinction massive à la limite Permo-Trias. Tous les représentants de ce phylum ont donc disparus graduellement (de Bonis, 1991).

2. Les ichtyosaures

Ces reptiles marins apparaissent au Trias et montrent des adaptations aquatiques manifestes. Les premiers individus, de petite taille, vivaient au bord des rivages au début du Trias. A la fin du Trias, des espèces de grandes tailles (15 m) gagnent la haute mer et constituent des prédateurs redoutables. Un léger déclin à la limite Trias/Jurassique se produit mais le groupe reste florissant jusqu'au début du Crétacé. Le groupe enregistre des disparitions au cours du Crétacé et disparaît au Cénomannien. Aucun compétiteur direct n'était connu, les requins existaient bien avant eux et les mosasaures ne semblent pas partager la même niche écologique (de Bonis, 1991). Leur disparition reste énigmatique.

Ces deux exemples montrent de manière évidente, le déclin d'un groupe qui s'est développé, qui a connu son apogée et qui s'éteint sans connaître de compétiteurs partageant la même niche écologique.

1.1.2. Extinctions instantanées

les rudistes

Ce groupe de Lamellibranches a joué un rôle important dans la construction des récifs du Mésozoïque. Le Crétacé constitue l'acmé de ce groupe qui colonise les milieux de plate-forme édifiant de grands complexes récifaux. Ce groupe s'éteindra pourtant totalement à la limite Crétacé/Tertiaire (limite K/T). L'extinction, au contraire, est brutale et se produit alors que le groupe est encore florissant.

1.1.3. Définition d'une extinction

1. Définition

La disparition d'un groupe zoologique ne constitue pas un phénomène géologique majeur. En effet, nombreux sont les taxons qui ont payé un tribut à l'évolution en s'éteignant sans laisser de traces. Dans chaque étage, des taxons s'éteignent cédant la place à de nouvelles lignées qui disparaîtront à leur tour. Ce mouvement perpétuel de la vie semble se dérouler sans heurts ni secousses, il traduit un équilibre évoluant et se modifiant de façon progressive sans hiatus. Toutefois, des lignées variées appartenant à des phylums fort différents (terrestres ou marins, microscopiques ou macroscopiques) s'éteignent de concert dans un intervalle de temps relativement court. Ces phénomènes tranchent suffisamment sur le fond habituel des disparitions pour qu'ils aient été remarqués très tôt notamment par Cuvier. On notera que la définition d'un étage est souvent basée sur le remplacement d'une faune par une autre. Les limites géologiques définies entre deux unités stratigraphiques (étages, systèmes, ères) coïncident également avec des ruptures fauniques ou floristiques. **L'examen de cette succession de disparitions au sein d'un étage montre qu'il existe un taux d'extinction relativement constant formant un fond continu normal ou 'background' d'extinctions.** L'évolution de la vie sur Terre montre qu'**à plusieurs reprises ce taux moyen d'extinction est largement dépassé.** Ces ruptures correspondent à des périodes où de nombreuses lignées à l'échelle de la famille, de l'ordre voire du phylum s'éteignent simultanément. Ces périodes relativement courtes **représentent des extinctions en masses ou extinctions majeures.** Les effets sont ressentis dans la plupart des écosystèmes. Ils sont la preuve que des modifications considérables ont affecté une grande partie de la biosphère.

2. Le choix du niveau taxonomique et de l'espace géographique

L'espèce est la clef de voûte de la taxonomie et correspond à une réalité biologique car elle répond, principalement, au critère d'interfécondité qui ne s'applique pas en géologie. Elle est donc l'indicateur privilégié pour observer des variations dans le cadre d'une étude locale. Il est impossible d'envisager un travail au niveau spécifique sur une grande étendue géographique ou sur un intervalle stratigraphique assez long. La raison fondamentale est l'évolution : un certain nombre de traits commun aux individus d'une même espèce n'est observé que durant un temps assez court. La pression évolutive constante contribue à l'individualisation de nouvelles espèces par adaptation et modification selon les variations d'environnements. De nombreuses incertitudes persistent encore dans les critères d'identification et de détermination des espèces ce qui accroît l'imprécision dans l'élaboration des statistiques concernant les apparitions et les extinctions. Il est donc préférable de considérer un niveau taxonomique plus stable (genre ou famille) mais cela pose également

problème: la survie d'une espèce au sein d'un groupe peut occulter complètement l'extinction des autres espèces voire des autres genres selon l'ampleur du phénomène d'extinction.

L'étude locale permet de déceler avec précision les disparitions d'espèces mais le nombre de taxons rencontrés reste trop faible car il est en relation avec un seul biotope. L'analyse à plus grande échelle (monde) nécessite implicitement un travail à un niveau taxonomique plus élevé que l'espèce. La multiplication des biotopes entraîne également une multiplication des genres et donc un foisonnement d'espèces qu'il est impossible de contraindre. Comparé à l'analyse à l'échelle locale, cette façon de procéder conduit à des résultats moins précis mais permet de reconnaître les phénomènes majeurs.

1.1.4. Détermination du taux d'extinction

Il est impossible de comparer deux extinctions entre elles sans connaître la durée de l'extinction. En effet, la disparition de 30 genres en 10 Ma n'a pas la même signification que celle de 15 genres en 1 Ma. La référence au temps est obligatoire mais le taux d'extinction moyen peut donner des chiffres élevés d'extinction pour une période de temps courte. Il est donc impossible d'utiliser une unité basée sur les divisions géologiques qui, de plus, ne sont pas égales (Cambrien = 80 Ma \diamond Permien = 45 Ma). On a donc calculé pour chaque unité géologique le taux d'extinction par million d'années ce qui rétablit l'équilibre et permet les comparaisons. L'analyse graphique peut se traduire par un graphique à deux axes où l'abscisse représente le temps et l'ordonnée soit le nombre brut de taxons qui s'éteignent soit le taux d'extinction (de Bonis, 1991).

Les taux d'extinction peuvent être perturbés par la qualité de l'enregistrement (nature du dépôt ; l'érosion, les arrêts de sédimentation et les régressions contribuent à appauvrir la qualité de l'enregistrement). Les gisements qui bénéficient de conditions exceptionnelles de fossilisation conserveront un meilleur enregistrement (cas des calcaires lithographiques de Solnhofen en Bavière célèbre pour ses *Archaeopteryx*).

1.2. Extinction en masse à la limite Frasnien-Famennien

L'étude des taux d'extinction a permis à Raup et Sepkoski (1982) de montrer que cinq extinctions massives sont reconnues et environ 23 extinctions mineures sont enregistrées en toile de fond au cours du Phanérozoïque. Les cinq plus grandes concernent la fin de l'Ordovicien, la transition Frasnien-Famennien, la limite Permo-Trias, la transition Trias/Jurassique et celle de la limite K/T. Nous allons donc immédiatement focaliser sur celle qui fait l'objet de la thèse : la transition Frasnien-Famennien.

Figure 1.1 : Zonation standard à Conodontes suivant Ziegler et Sandberg (1990) en fonction des deux échelles de datation de la fin du Dévonien Moyen et du Dévonien Supérieur : l'échelle 1 est basée sur les données de Sandberg et Ziegler (1996), l'échelle 2 est basée sur les nouvelles datations de Tucker et al. (1998). Les principaux événements eustatiques, biologiques et catastrophiques (Sandberg et al., 1997) reconnus au Nevada sont également reportés et numérotés en regard des zones à conodontes. La succession des étapes d'extinctions des différents groupes est également reportée d'après les données de McGhee et al. (1996) ainsi que la position des microtectites découvertes en Chine et en Belgique et la position du cratère du Siljan Ring selon l'échelle de datation adoptée.

EPOCH	STAGE	Scale in Ma (1)	Scale in Ma (2)	STANDARD CONODONT ZONES	MAJOR NEVADA EVENTS Sandberg et al. (1997)	The apparent pattern of extinction with time resolution (from McGhee, 1996)				
LATE DEVONIAN	FAMENNIAN	354-362	362	<i>sulcata</i>	← 20 (minor transgression)	Hangenberg Event				
				<i>praesulcata</i>	Late	← 19 (eustatic fall)	● Final extinction of corals and stromatoporoid in Moravia (Hladil et al., 1986)			
					Middle		● Decimation of reefs in the Urals (Kalvoda, 1986)			
					Early		● Total extinction of atrypoid brachiopod (Copper, 1986)			
				<i>expansa</i>	Late	← 18 (IIf) (eustatic rise)	Annulata Event			
					Middle					
					Early					
				<i>postera</i>	Late	← 14 (major onlap)	Siljan Ring impact (according to scale 2)			
					Early					
				<i>trachytera</i>	Late	← 11 (IIe) start of transgression	● Final extinction of all cricoconarids (Schindler, 1990a)			
					Early					
				<i>marginifera</i>	Late	← 11 (IIe) start of transgression	● Decimation of calcareous foraminifera in eastern Europe (Kalvoda, 1986)			
					Early					
				<i>rhomboidea</i>	Late	← 8 (major eustatic rise = IIId)	● Global decimation of rugose corals (Sorauf and Pedder, 1986) and conodont diversity crisis (Sandberg et al., 1988)			
					Early					
					Latest					
				<i>crepida</i>	Late	← 6 (Alamo Impact Event)	● chinese microtektites and australian Ir anomaly			
					Middle					
					Early					
				<i>triangularis</i>	Late	← 6 (Alamo Impact Event)	● Beginning of cricoconarid extinctions (Schindler 1990a)			
					Middle					
					Early					
				MIDDLE DEVONIAN	FRASNIAN	364-370	376.5	<i>linguiformis</i>	← 11 (IIe) start of transgression	● Beginning of cricoconarid extinctions (Schindler 1990a)
								<i>rhenana</i>	Late	← 8 (major eustatic rise = IIId)
Early										
<i>jamiae</i>	Late	← 8 (major eustatic rise = IIId)	● Beginning of cricoconarid extinctions (Schindler 1990a)							
	Early									
<i>hassi</i>	Late	← 8 (major eustatic rise = IIId)	● Beginning of atrypoid brachiopod extinction (Copper, 1986) as well as the decimation of reefs in western Europe (Tsien, 1980)							
	Early									
<i>punctata</i>	Late	← 6 (Alamo Impact Event)	● Beginning of reefs extinction in Europe (Sandberg et al., 1988)							
	Early									
<i>transitans</i>	Late	← 6 (Alamo Impact Event)	Siljan Ring impact (according to scale 1)							
	Early									
<i>falsiovalis</i>	Late	← 6 (Alamo Impact Event)	Frasnes Event							
	Early									
<i>disparilis</i>	Late	← 3 (IIb)								
	Early									
<i>hermanni-cristatus</i>	Late	← 3 (IIb)								
	Early									
Givetian	370	382.5	370							

L'extinction à la limite Frasnien-Famennien constitue le point culminant d'une série d'extinctions progressives qui se sont succédées au cours du Dévonien. Les analyses des taux d'extinction indiquent selon le niveau taxonomique: que 70 % des espèces (McGhee, 1982), 50 % des genres (Sepkoski, 1986) ou 21 % des familles (Sepkoski, 1982) de la faune marine frasnienne disparaissent à la limite FF. Avant d'aborder la crise biologique à la limite FF, il faut d'abord considérer plusieurs événements décrits dans la littérature avant et après la limite FF. Ces événements sont reportés à la **figure 1.1** en regard des Zones à Conodontes (Ziegler et Sandberg, 1990) et des deux échelles de datation :

- l'échelle 1 est basée sur les données de Sandberg et Ziegler (1996). Ces derniers ont recalculé l'âge de la limite Dévonien-Carbonifère (D/C) à partir des datations de Claoué-Long *et al.* (1992) réalisées sur des zircons provenant de bentonites du début de la Zone à *sulcata* (Carbonifère Inférieur). Sandberg et Ziegler (1996) ont utilisé cette datation pour réviser la biochronologie des zones à conodontes et proposer une nouvelle échelle de datation. La limite FF correspond donc à 364 Ma.

- l'échelle 2 est basée sur de nouvelles datations d'une série de bentonites réparties à travers le Dévonien par Tucker *et al.* (1998). Un âge de 376.5 Ma est attribué par ces auteurs à la limite FF. Dans cette échelle, les durées des étages Frasnien et Famennien sont respectivement de 6 et de 14.5 Ma.

Comme nous le verrons plus loin dans les causes de l'extinction massive à la limite FF, le choix d'utilisation de l'une ou l'autre de ces échelles de datations permet de replacer des événements datés tels que l'impact d'un astéroïde.

L'événement de Frasnien décrit par House (1985) à la transition Givétien-Frasnien se caractérise par la disparition de la plupart des pharacérotidés (goniatites). D'autres groupes sont affectés et plus particulièrement, ceux du benthos: les brachiopodes, coraux et stromatopores présentent un taux d'extinction élevé. Cet événement biologique est lié à une transgression reconnue à l'échelle globale (House, 1985). Une régression lui succède à la fin du Givétien et ce couplet régressif-transgressif semble suffisant pour expliquer l'extinction associée à cet événement (Walliser, 1996). Ce dernier auteur observe que le même genre de variations eustatiques sont contemporaines d'autres événements au cours du Dévonien. Les variations eustatiques constitueraient-elles l'explication des extinctions au Dévonien?

L'événement Kellwasser inférieur à la base de la Zone à Late *rhenana* correspond à une série de calcaires et de shales noirs. Schindler (1990a) indique que plusieurs groupes (trilobites, brachiopodes benthiques, goniatites, styliolines, coraux et stromatopores) sont fortement décimés par cette crise. Walliser (1996a) considère que cet événement est lié à l'envahissement des mers peu profondes par des eaux anoxiques lors des fluctuations de la zone d'oxygène minimum.

L'événement de la limite FF ou **événement Kellwasser** est reconnu depuis longtemps de par les changements de faunes qui ont d'ailleurs permis de définir les étages Frasnien et Famennien. Il correspond également à un horizon riche en calcaires et schistes noirs. Cet événement sera décrit plus en détail dans les paragraphes suivants puisqu'il appartient aux couches étudiées dans le cadre de cette thèse.

L'événement Annulata dans la Zone à Late *trachytera* (Famennien Moyen) se caractérise par des schistes et des concrétions de calcaires noirs. Ces sédiments sont interstratifiés dans des séries de faciès différents depuis des shales de bassins en passant par des calcaires à céphalopodes jusqu'à des marnes à brachiopodes. A cet événement correspond un accroissement important du nombre d'individus de quelques taxons spécialisés: ostracodes (Entomozoacés), lamellibranches (*Buchiola*), goniatites (Clyménidés) et certains

brachiopodes. Le dépôt de ces "black shales" interrompent des séquences bien oxygénées qui semblent liées à un envahissement du bassin par des eaux anoxiques durant un temps assez court, soit par remontée de la tranche d'eau anoxique, soit par une inversion de la colonne d'eau (Walliser, 1996a).

Enfin, l'événement **Hangenberg** à proximité de la limite Dévonien-Carbonifère se localise à la transition des Zones à Middle et Late *praesulcata* constituant le sommet du Famennien. Cet événement se corrèle avec une crise biologique importante qui voit l'extinction définitive des derniers survivants de groupes (trilobites, conodontes, goniatites, ostracodes et les poissons Placodermes) ayant survécu à la crise FF. Les faunes pélagiques sont donc partout affectées par la crise, les faunes des milieux peu profonds (brachiopodes, coraux, ostracodes, et conodontes) ne l'étant que très faiblement. L'événement Hangenberg correspond à une période de bas niveau marin liée à une sédimentation condensée et de nombreux hiatus dans les environnements peu profonds (Van Steenwinkel, 1993). Cette régression est probablement en relation avec le refroidissement de l'hémisphère sud comme l'atteste les dépôts glaciaires retrouvés au Brésil (Caputo et Crowell, 1985).

Ces données indiquent donc le caractère graduel des extinctions du Dévonien Moyen et Supérieur. Des groupes présentent une diminution progressive de leur diversité s'échelonnant sur plusieurs événements. Il n'en demeure pas moins que l'événement à la transition FF constitue la transition majeure dans les écosystèmes biologiques des mers frasnienne. Vu son importance, cette crise biologique est nommée "crise Kellwasser" par Schindler (1990b) à la place d'événement Kellwasser. La crise Kellwasser démarre avant l'Horizon Kellwasser Inférieur (LKH) avec la disparition des styliolines et se termine à la base du Famennien avec la disparition des homocténidés. La crise recouvre donc une période temps au moins équivalente à deux zones à conodontes ce qui signifie qu'elle n'est pas brutale (Schindler, 1990b). L'analyse détaillée de l'Horizon Kellwasser Supérieur (UKH) montre d'ailleurs que le phénomène d'extinction affecte les différents groupes successivement et ne correspond donc pas à un phénomène brutal et simultané. Différents horizons y sont reconnus et se caractérisent chacun par l'extinction d'un groupe particulier. Ces horizons ont également été reconnus dans plusieurs coupes allemandes distantes de plusieurs dizaines de km (**figure 1.2**). Il s'agit donc d'un processus régional qui n'est pas lié à un problème d'enregistrement sédimentaire particulier (lacunes dans l'échantillonnage paléontologique, processus d'érosions... etc). Il est donc primordial d'arriver à estimer la durée exacte de l'extinction massive de la limite FF.

1.2.1. La durée de l'extinction

La gamme de temps correspondant à l'extinction en masse à la limite FF est toujours sujette à débat. L'estimation de sa durée est très variable : de 25 Ma (Raup et Sepkoski, 1982) à moins de 20.000 ans (Sandberg *et al.*, 1988). L'analyse de Raup et Sepkoski (1982) montre que le taux d'extinction absolu des familles marines est très élevé durant le Givétien, le Frasnien et le Famennien avec un pic maximum à la limite FF. Les changements, observés dans les biofaciès à conodontes à la transition FF, permettent à Sandberg *et al.* (1988) de proposer une durée inférieure à 20.000 ans équivalente à la partie sommitale de la Zone à *linguiformis*. Il en résulte une discussion entre les chercheurs partisans d'une extinction brutale à la fin du Frasnien et ceux qui maintiennent que la crise biologique n'est pas de courte durée. Le problème est donc de savoir si l'événement enregistre une série d'extinctions épisodiques (Copper, 1986) ou une série d'extinctions multiples avec des phases bien distinctes (House, 1985, Becker, 1986), voire une simple accumulation de phases successives d'extinctions (Farsan, 1986).

Quoiqu'il en soit, de nouvelles données basées sur l'analyse du taux d'extinction des espèces de brachiopodes aux USA et en Oural (McGhee, 1988) démontrent que la crise biologique à la limite FF dure, au maximum, 3 Ma. Cette durée est également confirmée par la séquence des différentes phases d'extinctions qui recouvrent 7 zones à conodontes (depuis la Zone à Early *rhenana* jusqu'à la Zone à Early *crepida*). Celle-ci est résumée par McGhee (1996) et figurée dans le tableau de la **figure 1.1**. Il n'en demeure pas moins que la crise majeure qui affecte les écosystèmes se produit au cours de la Zone à *linguiformis* soit moins de 300.000 ans selon les estimations de Sandberg *et al.* (1988).

1.2.2. Les victimes et les survivants de la crise biologique

Le Dévonien est une période charnière dans l'histoire de l'évolution biologique. En effet, les premiers écosystèmes terrestres apparaissent d'abord avec le développement des plantes et puis celui des premiers Amphibiens terrestres. La vie est donc en pleine effervescence au cours du Dévonien, il semble donc primordial d'établir la liste des lignées touchées par l'extinction en masse. Comment expliquer cet événement sans s'attarder sur les changements catastrophiques qui ont modifié les stratégies évolutives de nombreux groupes fossiles ! Par ailleurs, l'examen de la réponse évolutive des différents groupes nous apportera des éléments importants pour comprendre le(s) processus responsable(s) de la crise. Examinons donc brièvement les différents groupes :

(1) les coraux

Les communautés récifales connaissent un développement sans commune mesure avec les récifs actuels. L'écosystème récifal dévonien est dix fois plus important en superficie qu'il ne l'est actuellement (Copper, 1974). Ces récifs sont recensés à travers tout le globe depuis l'ouest de l'Amérique du Nord jusqu'à l'Australie en passant par la Russie et l'Europe. Les écosystèmes récifaux sont fortement atteints pendant la crise à la limite FF : les communautés composées de tabulés et de rugueux subissent des pertes importantes (80% des genres de coraux disparaissent). Les derniers représentants de ces groupes récifaux survivent pendant 120 Ma avant d'être décimés une nouvelle fois durant l'extinction massive à la limite Permien/Trias. Les tabulés et les rugueux semblent être affectés de manière différente par l'extinction: 92 % des genres de tabulés périssent à la limite FF (Scrutton, 1988) alors que 60 % des genres de rugueux disparaissent lors de cet événement. Pedder (1982) décrit 10 espèces de coraux sur 157 qui franchissent la limite FF.

(2) les stromatopores

Les stromatopores constituent un groupe important des communautés récifales. Ces derniers subissent une réduction proche de 50 % des genres au passage de la limite FF. Ils contribuent au Famennien, malgré les pertes, à la construction d'édifices récifaux comme on peut l'observer par exemple au Canada (Stearn, 1987). Ce dernier suggère également que les genres de stromatopores qui survivent sont réputés d'eaux froides, tels les Labechiidés, et appartiennent aux ordres les plus primitifs.

(3) les brachiopodes

Ils constituent au Dévonien le benthos dominant du milieu marin. 75 % des genres de brachiopodes disparaissent à la limite FF. Les ordres des Pentaméridés et des Atrypidés s'éteignent alors que les Orthidés et les Strophoménidés subissent des pertes significatives

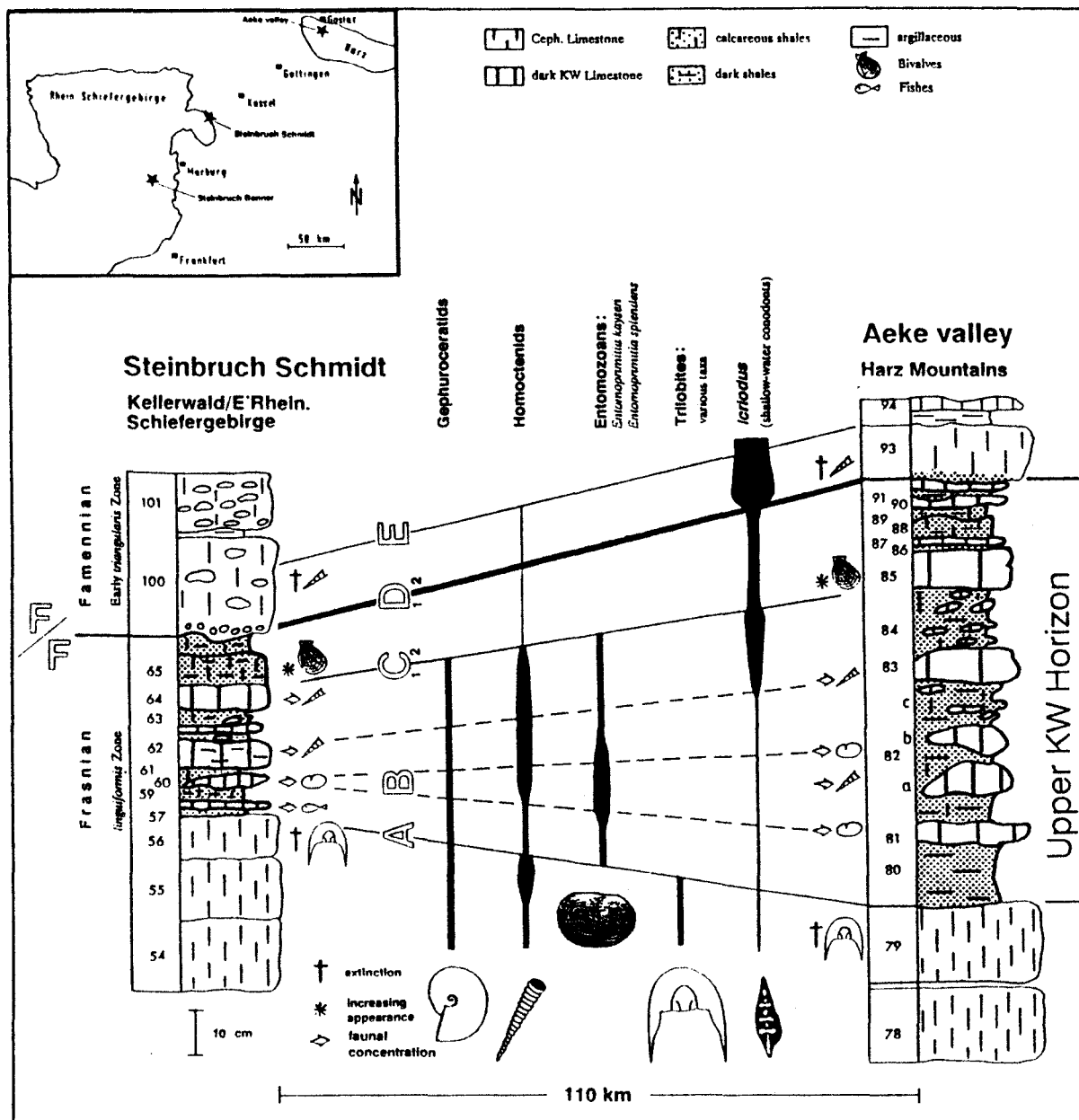


Figure 1.2 : Extinction en échelon des différents groupes fossiles au cours de l'Horizon Kellwasser Supérieur. Les extinctions graduelles permettent de définir plusieurs horizons, chacun se traduisant par la disparition d'un groupe particulier. Ces horizons sont reconnus dans plusieurs coupes en Allemagne (Schindler, 1993). Ce phénomène démontre le caractère régional des différentes phases d'extinction et montre que le phénomène d'extinction est graduel.

(Boucot, 1975). Par contre, les Proctellidés, Rhynchonellidés et Spiriféridés survivent (Johnson, 1979). Parmi les faunes qui disparaissent à la limite FF, 91 % des familles dont les espèces sont inféodées aux milieux de basses latitudes sont décimées alors que seuls 27 % des familles ayant des espèces en hautes latitudes périssent (Copper, 1977).

(4) les foraminifères

Ces organismes unicellulaires connus depuis le Cambrien montrent une première diversification majeure au cours du Dévonien Moyen (Brasier, 1988). Leur diversité et leur expansion se poursuit au Frasnien mais une décimation importante se produit lors de la crise biologique de la fin du Frasnien.

La microfaune téthysienne est caractérisée à la fin du Frasnien par les *Semitextulariina* (tel que *Nanicella*, *Paratextularia*, *Paratikhinella*, *Pseudopalmula* et *Semitextularia*) et les Nodosaridés (*Eogeinitzina*, *Eonodosaria*, *Frondilina* et *Multiseptida*). Ces formes caractéristiques des régions tropicales de la Paléotéthys sont connues mondialement. Le domaine sibérien (hautes latitudes) est caractérisé par des faunes assez pauvres: *Bisphaera*, *Earlandia*, *Paratikhinella*, *Parathuramina*, *Uslonia* et *Paracaligelloides* (Menner et Reitlinger, 1971). Enfin, *Tournayella* qui se développera pleinement au Famennien est déjà présent au Frasnien (Brasier, 1988).

Ces deux groupes vont s'éteindre à la limite FF en Amérique du Nord et en Russie. Dans le détail, la limite semble marquée par une extinction graduelle des *Eogeinitzina*, *Eonodosaria* et *Nanicella* (Kalvoda, 1986). Au niveau de l'UKH, les formes *Eogeinitzina*, *Eonodosaria* et *Multiseptida* disparaissent dans le domaine nord américain et *Nanicella* mondialement. Par contre, d'après Kalvoda (1986), le déclin n'est ni abrupt ni en relation avec l'événement Kellwasser en Europe de l'Est. La période de déclin majeure semble être liée à la Zone à *Middle triangularis*. Les dépôts de la Zone à *crepida* sont caractérisés par des assemblages de foraminifères uniloculaires.

Les formes complexes téthysiennes (de basses latitudes) sont remplacées par celles de hautes latitudes et constituent l'assemblage dominant au Famennien Inférieur. Ces changements fauniques pourraient être induits par des fluctuations climatiques comme le suggère le remplacement des espèces du domaine tropical-subtropical par celles du domaine tempéré-boréal (Kalvoda, 1986).

On notera donc que les formes les plus simples (au niveau de l'architecture des tests) et celles dont la composition des tests est siliceuse survivent au Famennien. Ce sont donc les formes primitives (sphères simples, tests unisériés à loges simples et formes agglutinées simples) qui dominent au Famennien.

(5) les bryozoaires

Les bryozoaires ne semblent pas particulièrement affectés par la crise à la limite FF (Horowitz et Pachut, 1993). La disparition de 33 % des genres n'empêche nullement ce groupe de se diversifier au cours du Famennien et de retrouver son taux de diversification originel durant le Carbonifère. Bigey (1986) note la disparition des faunes de bryozoaires en Europe de l'Ouest et dans la partie Est de l'Amérique du Nord à la limite FF alors que ces faunes persistent ailleurs.

(6) les Phyllocaridés

C'est un groupe de crustacés appartenant aux Malacostracés (crevettes, langoustes actuelles) qui était un composant important, avec d'autres arthropodes (ostracodes, trilobites) de l'écosystème marin dévonien. Ce groupe subit des pertes à la transition Givétien/Frasnien, 68 % des espèces disparaissent à la limite FF et, après une nouvelle radiation au cours du Famennien, 88 % des espèces périssent au passage au Carbonifère (Rolfe et Edwards, 1979).

(7) les trilobites

Ce groupe subit des pertes dès le Givétien mais la crise la plus sévère correspond à la limite FF où plusieurs familles disparaissent (notamment les Harpidae, Scutellidae et Dalmanitinae). Trois familles (Proetidés, Phacopidés et Brachymetopidés) survivent au Famennien en Europe mais sont peu représentées dans les séries du Frasnien (Briggs *et al.*, 1988, Chlupac, 1994).

(8) les ostracodes

Ce groupe, fort étudié ces dernières années, est très diversifié avec des espèces benthiques et planctoniques. Selon Lethiers (1998) 80 % des espèces benthiques disparaissent à la limite FF alors qu'une estimation de 65 % avait été proposée pour l'ensemble du groupe par Lethiers et Feist (1991). L'étude des ostracodes dans le limitotype de Coumiac par Lethiers et Casier (1995, 1996a, 1996b et 1999) montre effectivement que 20 % des espèces présentes dans le Frasnien survivent au Famennien. Celles-ci ont survécu à des conditions défavorables grâce à des populations implantées dans des milieux refuges peu profonds où les conditions sont restées favorables à leur développement (effet "Lazare"). Ces auteurs notent, par ailleurs, que la majorité des espèces provenant de ces milieux refuges étaient inadaptées à des environnements mal oxygénés contrairement à celles observées dans les Horizons Kellwassers. Les espèces "Lazares" sont également observées dans la coupe de Steinbruch Schmidt (Casier et Lethiers, 1998c). Ces auteurs suggèrent que la disparition des ostracodes benthiques de Coumiac et de Steinbruch Schmidt est liée au développement d'environnements dysoxiques suite à la montée d'une tranche d'eau anoxique comme l'indique l'assemblage de l'écotype à Myodocopidés présent dans les Kellwassers. Cette hypothèse ne semble cependant pas d'application pour les espèces "Lazares" découvertes dans la coupe de Devils Gate (Casier et Lethiers, 1997, 1998a, 1998b) car aucuns assemblages d'ostracodes caractéristiques d'eaux marines appauvries en oxygène dissous n'a été observé.

(9) les échinodermes

Les données concernant les familles de ce groupe affectées par l'extinction de la limite FF sont encore très fragmentaires (Paul, 1988) Il n'en demeure pas moins que 42 % de la diversité des Astérozoaires et 32 % des familles de Crinoïdes périssent à la transition Frasnien-Famennien (McKinney, 1985). Les Blastoidés et les Echinidés semblent faiblement affectés par la crise biologique.

(10) les algues

Le groupe des Receptaculidés disparaît complètement à la limite FF (Tappan, 1980). Pour ce qui concerne les nombreuses familles d'algues calcaires, aucune synthèse n'est disponible actuellement. Soulignons que ces familles sont particulièrement abondantes dans les systèmes carbonatés de rampe ou de plates-formes de faible profondeur et que les changements radicaux observés dans les écosystèmes tropicaux avec la disparition des récifs

doivent influencer la diversité des familles de ce groupe. La modification morphologique des environnements par suppression des barrières récifales, les variations eustatiques, la modification du chimisme ou de la température des eaux doit considérablement affecter les niches écologiques de ces groupes.

(11) les éponges

Les éponges siliceuses hexactinellides sont particulièrement abondantes à la fin du Frasnien (Lethiers, 1998). Elles subissent une légère extinction au passage FF puis se diversifient à nouveau au Famennien Inférieur. Leur diversité décroît graduellement au cours du Famennien. Cette explosion des éponges siliceuses est également présente aux Etats-Unis, en Pologne (Racki, 1990) et au Canada (Geldsetzer *et al.*, 1993). Ces éponges constituent un groupe qui s'est donc particulièrement bien développé pendant la crise. Elles indiquent peut-être la présence d'eaux froides comme le suggère les données actuelles (Lethiers, 1998).

(12) les lamellibranches et gastéropodes

Ce groupe présente de faibles taux d'extinctions, seules deux familles de lamellibranches et quatre familles de gastéropodes disparaissent au passage FF (McKinney, 1985).

(13) les goniatites

Ce groupe apparu au Dévonien présente une évolution très complexe avec d'abord une diversification des espèces puis une diminution (House, 1979, 1985 ; House et Kirchgasser, 1993 ; Becker *et al.*, 1989, 1993). Les familles de goniatites (Géphurocératidae et Belocératidae) disparaissent à la limite FF et seuls 8 genres passent outre. Ce groupe enregistre des explosions phylétiques au cours du Famennien Inférieur et subit des extinctions plus fortes à la transition Dévonien/Carbonifère.

Les nautiloïdes présentent un changement évolutif radical au cours du Dévonien Moyen et Supérieur. Ils sont affectés par la crise à la limite FF et seulement 41 % des genres la traversent.

(14) les conodontes

Aldridge (1988) estime à 89 % les espèces de conodontes qui disparaissent à la limite FF. La grande majorité des individus pélagiques appartient aux genres *Palmatolepis* et *Polygnathus*. Seules trois espèces parmi ces deux genres survivent à l'événement. Parmi les conodontes néritiques, le genre *Icriodus* domine et deux espèces survivent à la limite FF (Sandberg *et al.*, 1988).

(15) les cricoconaridés

Ce groupe fossile d'organismes pélagiques, assimilé aux Ptéropodes actuels, était particulièrement abondant au Silurien et au Dévonien. Ces organismes très abondants au Frasnien terminal sont absents du Famennien à quelques exceptions près au début de la Zone à Early *triangularis* (House, 1975 ; Schindler, 1990a,b ; 1993).

(16) les chitinozoaires et les radiolaires

Le groupe des chitinozoaires possédant des affinités avec les Protistes est considéré comme pélagique et seule une famille survit jusqu'au Tournaisien où elle disparaît. La coupe de La Serre en Montagne Noire contient dans les 40 cm après le passage de la limite FF un banc extrêmement riche en chitinozoaires (Paris *et al.*, 1996).

Les radiolaires ne semblent pas souffrir de la crise et aucune extinction n'est mentionnée dans la littérature (McGhee, 1996).

(17) les poissons (Vertébrés) et les amphibiens

Les Chondrichthyens subissent une crise dans la diversité des espèces (Ginter et Ivanov, 1992) à la limite FF. Par ailleurs, les Agnathes sont abondants et diversifiés au Silurien et au Dévonien Inférieur. Ils régressent dès le Dévonien Moyen pour disparaître à la limite FF. Seuls deux groupes survivent à la crise et concernent les ancêtres des lamproies et des myxines actuelles. De nombreuses espèces (environ 50 %) de placodermes et d'acanthodiens disparaissent au voisinage de la limite FF. On notera que les espèces qui survivent à la crise sont essentiellement celles qui sont adaptées aux milieux lagunaires.

Les premiers tétrapodes amphibiens terrestres sont observés au cours du Dévonien Supérieur en milieu fluviatile et continental. Il s'agit là d'une radiation évolutive au cours de la crise biologique à la limite FF.

(18) les plantes

La diversification des plantes et la conquête des milieux terrestres est croissante au cours du Dévonien avec les lycophytales et les artrophytes. La taille des plantes vasculaires augmente au cours du Frasnien et les premières plantes à graines (progymnospermes et gymnospermes) se développent au cours du Famennien. Rien n'arrête donc l'élan évolutif des plantes au Dévonien.

Le passage en revue de ces différents groupes permet donc plusieurs constats :

- les écosystèmes étaient très diversifiés au Frasnien et s'appauvrissent fortement au Famennien,
- les écosystèmes tropicaux récifaux et péri-récifaux sont particulièrement atteints par la crise biologique,
- les stromatopores présents au Famennien sont liés à des eaux froides (Stearn, 1987). Ce refroidissement des eaux s'observe également dans les faunes de brachiopodes (Copper, 1977) et de foraminifères comme l'explique Kalvoda (1986, 1990). Le passage au Famennien montre ainsi le remplacement des foraminifères aux formes complexes inféodées aux milieux carbonatés tropicaux par des faunes plus simples caractéristiques des basses latitudes. Briggs *et al.* (1988) suggèrent que les lignées de trilobites qui survivent au Famennien traduisent également cet effet latitudinal. Les éponges siliceuses hexactinellides et les ostracodes paléopsychrosphériques (écotype de Thuringe) (Lethiers, 1998) témoignent aussi de l'arrivée d'eaux froides. Enfin, pour House (1988) la famille des goniatites (Tornoceratidés), qui se diversifie au cours du Famennien, est inféodée aux milieux marins profonds et froids. On en déduit donc que les faunes marines de hautes-latitudes semblent plus épargnées par la crise au regard de celles des mers tropicales et inter-tropicales chaudes où les écosystèmes marins sont particulièrement affectés,

- en général, les espèces des écosystèmes marins peu profonds sont plus affectées par la crise que celles des milieux profonds. Par ailleurs, le benthos semble plus fortement affecté par l'extinction que le pélagos encore que ce dernier subit des pertes drastiques,
- les environnements proches des continents (lagunes, fleuves...) voient une diversification de leur faune (placodermes et acanthodiens) plus tolérante aux changements de température (McGhee, 1982),
- le continent n'est pas touché par la crise comme le montre les radiations évolutives des amphibiens, des plantes, des myriapodes et arachnides primitifs ainsi que celles des insectes (Rolfe, 1980),

Ces données indiquent donc que l'événement à la limite FF est certainement à mettre en relation avec un changement des conditions marines : chimisme, température, appauvrissement de la teneur en oxygène dissous, fluctuations importantes du niveau marin ...

1.2.3. Les causes de l'extinction massive à la limite FF

De nombreuses causes ont été proposées pour l'extinction massive. La littérature récente (McGhee, 1996 ; Lethiers, 1998 et Racki, 1999) les aborde en détail. Nous les discuterons successivement afin de souligner celles qui sont les plus probables et celles qui semblent difficiles à justifier au vu des données actuelles.

1.2.3.1. Changement climatique (refroidissement ou réchauffement global)

L'hypothèse d'un refroidissement des eaux océaniques (McGhee, 1982) permet d'expliquer le développement de nombreuses faunes marines adaptées à des eaux plus froides (paragraphe précédent). Le refroidissement des eaux océaniques permet également d'expliquer la disparition des faunes tropicales dans les mers peu profondes du Dévonien.

a. Le scénario de Copper (1986)

Les brachiopodes Atrypidés inféodés aux plates-formes carbonatées et siliciclastiques en milieu tropical et inter-tropical (Copper, 1986) sont absents des faunes de l'hémisphère sud à climat plus froid au cours du Dévonien (Copper, 1977). On observe donc deux provinces faunistiques à brachiopodes, l'une au sud qui correspond au Gondwana (Afrique, Australie, Amérique du Sud...) et l'autre au nord (Amérique du Nord, NW de l'Europe, Groenland...), qui forme la Laurussia. Les paléontologues suggèrent sur base de la distribution des faunes de vertébrés terrestres et marins que la collision entre Laurussia et Gondwana ait eu lieu à la limite FF (Young, 1981 ; Turner et Tarlīng, 1982). Cette collision provoquerait la création d'une grande surface continentale en domaine tropical qui perturbe alors la circulation océanique équatoriale. Les eaux chaudes tropicales des mers peu profondes de Laurussia sont

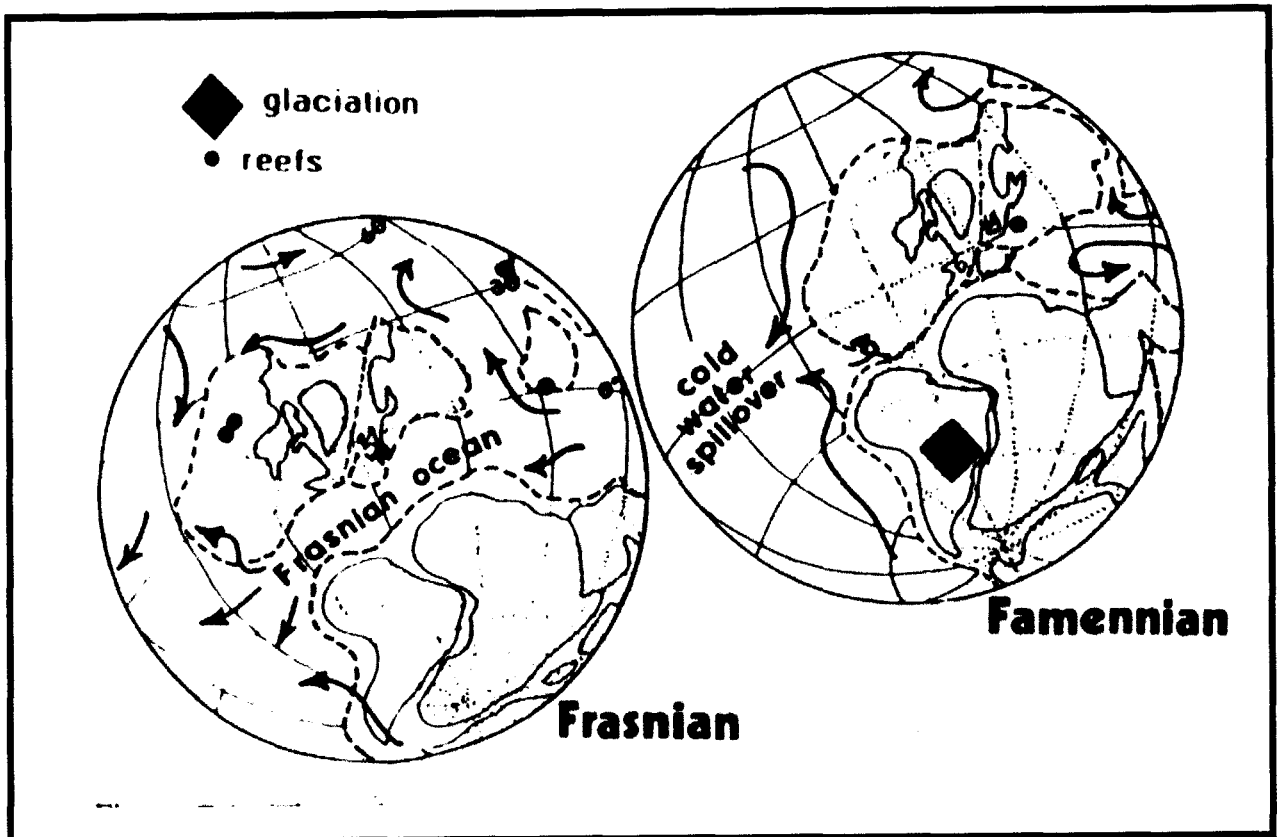


Figure 1.3 : Modèle paléogéographique proposé pour la transition Frasnien-Famennien sur base de la distribution des invertébrés marins. Le cosmopolitisme au Frasnien suggère des communications marines entre les régions est et ouest. Au Famennien, la formation de récifs ne se produit que du côté de la marge est du continent Gondwana-Laurussia bien que de rares connections entre l'Amérique du Nord et l'Europe de l'ouest soient présentes. La glaciation famennienne accompagnée d'une chute du niveau marin (régression globale) pourrait avoir provoqué l'envahissement des plates-formes tropicales par des eaux froides Copper (1986).

envahies par des eaux froides mal oxygénées provenant des pôles le long des courants des marges ouest de Laurussia et Gondwana (**figure 1.3**) selon Copper (1986). Ce dernier explique donc la disparition graduelle des Atrypidés depuis le Givétien et leur extinction à la limite FF par ce processus. Ces événements pourraient également initier un changement climatique avec glaciation au Famennien telle que celle observée dans différents bassins du Brésil (Caputo et Crowell, 1985).

Le problème majeur dans l'hypothèse d'un refroidissement est de déterminer le processus à l'origine. Un refroidissement climatique est le plus souvent lié à une glaciation continentale. Caputo et Crowell (1985) relie donc l'extinction massive à la limite FF avec une glaciation sur base de datations par les miospores et de la présence du pôle sud sur le continent sud-américain comme le proposait les reconstructions paléogéographiques.

Un des premiers obstacles soulevé par cette hypothèse est le caractère transgressif du Frasnien qui correspond au maximum de transgression connu du Dévonien et à la période du plus haut niveau marin à la limite FF. Le caractère régressif inhérent au stockage de l'eau pendant les glaciations n'est donc pas présent à la fin du Frasnien. Le processus régressif affecte, en fait, le Famennien et culmine au passage Dévonien/Carbonifère (Johnson *et al.*, 1985). Par ailleurs, les datations des miospores ont été corrigées depuis par Streel (1992) et indiquent un âge Famennien très tardif (Zone à Middle *praesulcata*). De nouvelles données paléomagnétiques (Scotese et McKerrow, 1990) suggèrent que le pôle sud soit resté sur la partie continentale du Gondwana depuis l'Ordovicien Moyen jusqu'au sommet du Dévonien. Ces données rendent donc caduque l'interprétation de Caputo et Crowell (1985) qui reliait le passage du pôle sud sur le Gondwana à l'initiation de la glaciation. On peut donc affirmer que la glaciation arrive trop tard pour l'extinction à la limite FF et la glaciation aurait donc un impact uniquement sur l'événement Hangenberg de la limite Dévonien/Carbonifère.

On notera également que le modèle de Copper (1986) est fortement remis en question sur base des données paléomagnétiques (Van der Voo, 1988) et biogéographiques (Raymond *et al.*, 1987) qui indiquent que la collision entre Gondwana et Laurussia se produit au début du Dévonien et non à la limite FF (Scotese et McKerrow, 1990, Dalziel *et al.*, 1994). D'autres mécanismes sont également à prendre en considération pour expliquer un refroidissement comme, par exemple une diminution importante du CO₂ atmosphérique.

b. L'hypothèse d'Algeo (1994)

Algeo (1994) et Algeo *et al.* (1995) défendent l'idée que le développement important de la flore au cours du Dévonien et principalement à la transition FF contribue au stockage du CO₂ atmosphérique et provoque donc une chute de la teneur du CO₂ atmosphérique. Celle-ci impliquerait un refroidissement global. Pour Algeo et Maynard (1994) le développement de l'anoxie est liée à l'arrivée croissante de nutriments dérivés du lessivage des sols qui se développent en même temps que les plantes. Ces nutriments déterminent des 'blooms' du phytoplancton, conduisent à une eutrophisation des mers peu profondes et donc provoquent la mortalité de la biomasse planctonique. L'enfouissement de la matière organique d'origine chlorophyllienne préservée dans les dépôts de "black shales" est à l'origine d'une nouvelle diminution du CO₂ atmosphérique. Cependant, Berner (1990, **figure 1.4**) montre que le déclin en CO₂ atmosphérique est un effet perceptible à long terme : la diminution démarre au Cambrien avec des valeurs très élevées diminuant progressivement pour atteindre un minimum à la fin du Carbonifère. La chute la plus importante se produit environ sur 40 Ma depuis le Dévonien Moyen. Ces données ne permettent pas d'établir un lien de cause à effet avec l'extinction massive observée à la limite FF dont la durée est estimée à 3 Ma.

c. Le scénario opposé de Thompson et Newton (1988)

Un autre point de vue développé par Thompson et Newton (1988) considère, à l'inverse, une augmentation de la température qui amènerait de nombreuses espèces à dépasser la température léthale. Ces auteurs suggèrent donc, sur base d'études physiologiques, que la plupart des espèces tropicales (coraux, algues...) sont proches de la limite supérieure léthale. Elles supporteraient donc mieux une chute de la température océanique à laquelle elles peuvent s'acclimater plus facilement. Par ailleurs, la présence d'une tranche d'eau anoxique est bien établie puisqu'elle est attestée par les "black shales" observés à l'échelle

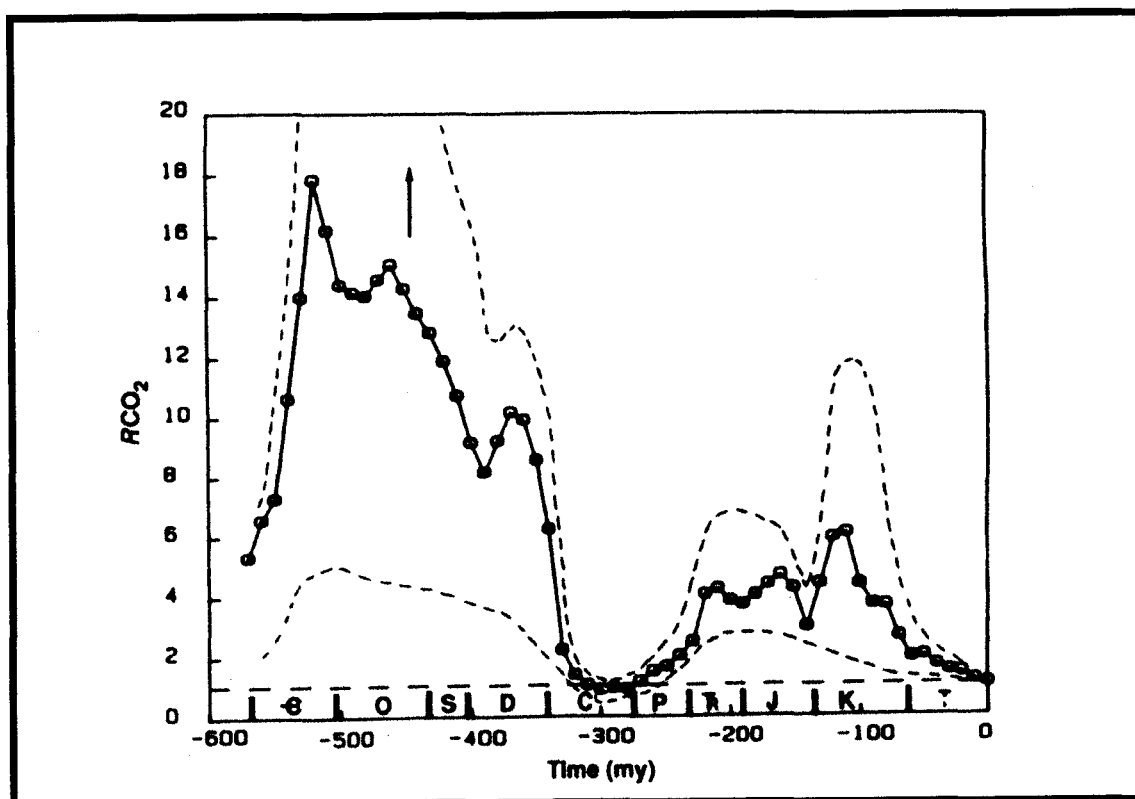


Figure 1.4 : Changements dans les concentrations en CO_2 atmosphérique pour le Phanérozoïque (Bernier, 1990). Les niveaux de CO_2 sont très élevés au Cambrien et chutent progressivement jusqu'au Carbonifère. L'axe des ordonnées correspond au rapport de la teneur en CO_2 de l'atmosphère dans le passé et celle actuelle et l'axe des abscisses indique le temps. La ligne en gras avec des cercles correspond à la meilleure valeur estimée, celle en pointillé indique l'erreur approximative estimée.

mondiale au cours de la crise du Frasnien terminal (Walliser, 1984 ; Wilde et Berry, 1986). Ces éléments permettent à Thompson et Newton (1988) de proposer le modèle suivant : l'extinction massive est liée au développement simultané d'une tranche d'eau de fond peu oxygénée et au réchauffement de la température des eaux de surface au-delà de la température létale des organismes. L'empoisonnement des eaux de fonds et le réchauffement des eaux de surface contribuent ensemble à l'extinction massive des espèces tropicales alors que les espèces des régions tempérées à froides sont peu affectées. Ce scénario manque cependant de preuves, les données isotopiques en $\delta^{18}O$ encore trop spéculatives ne permettant pas à l'heure actuelle de confirmer un réchauffement des eaux océaniques.

d. Le modèle de Buggisch (1991)

Cet auteur propose un modèle autocyclique sur base des changements de la productivité océanique et de la distribution en carbone organique. La productivité océanique augmente au sein des mers chaudes et peu profondes au cours des phases de transgression.

L'absence de courants de fonds conduit à une stratification des eaux océaniques tant que la température des pôles inhibe la formation d'eaux froides et denses. La combinaison d'une stagnation des eaux océaniques et d'une forte productivité de surface conduit au développement de vastes zones où les eaux de fonds deviennent anoxiques. La productivité océanique pompe le CO₂ atmosphérique qui est stocké dans les sédiments organiques ("black shales"). Cette diminution en CO₂ atmosphérique conduit à un refroidissement qui initie une glaciation entraînant une régression. La circulation océanique s'amorce par formation de courants d'eaux froides depuis les pôles glaciaires et le carbone est recyclé dans l'atmosphère par l'altération des dépôts de "black shales" lors de la chute du niveau marin. Le CO₂ atmosphérique augmente à nouveau et initie un nouveau cycle.

Buggisch (1991) propose ainsi une série d'évolutions climatiques (du Givétien au Famennien) qui oscillent entre des phases froides et des phases chaudes et suggère que ce phénomène se soit produit deux fois à proximité de la limite FF. Les Kellwassers se développent lors de couplets transgressifs/régressifs résultant des oscillations climatiques. Les organismes subissent donc au moins à deux reprises des changements eustatiques et climatiques importants. Il n'en demeure pas moins que l'amplitude de ces oscillations climatiques est difficile à quantifier. De plus, les fluctuations du niveau marin ne semblent pas gouvernées, au Dévonien, par un mécanisme glacio-eustatique comme le montre l'absence de glaciation hormis celle du Famennien terminal.

On constate donc que les différents scénarios évoqués ci-dessus ne permettent pas d'expliquer l'extinction à la transition FF. Le réchauffement des eaux océaniques n'est pas démontré et le refroidissement climatique à la limite FF semble difficilement explicable tant par l'absence de glaciation que par la chute en CO₂ atmosphérique. La question essentielle est alors de déterminer quelles étaient les conditions climatiques à cette époque ?

e. Les conditions climatiques à la transition FF

Frakes (1979) et Frakes *et al.* (1992) indiquent que le Dévonien terminal est plus chaud et plus humide que ne l'est la période actuelle. Ces auteurs considèrent que la glaciation à la fin du Dévonien ne constitue qu'un bref épisode au sein d'une période chaude. Fischer et Arthur (1977) ont développé un modèle qui subdivise le climat global du Phanérozoïque en 5 périodes successives de climat chaud ("greenhouse") et de climat froid ("icehouse") (voir **figure 1.5**). Le Dévonien Supérieur y correspond à la transition entre le climat chaud du Dévonien et le climat froid du Carbonifère. Ce modèle propose donc un changement climatique du Frasnien au Famennien (McGhee, 1996). Pour Sheridan (1987), le Dévonien Supérieur voit une accélération de l'activité tectonique des plaques, des conditions climatiques chaudes et humides ainsi qu'un haut niveau marin.

On peut donc en conclure que les différents scénarios impliquant des changements climatiques sont difficilement applicables à la limite FF qui correspondait à un climat chaud et humide et se situait à la transition entre un climat chaud ("greenhouse") au Dévonien et un

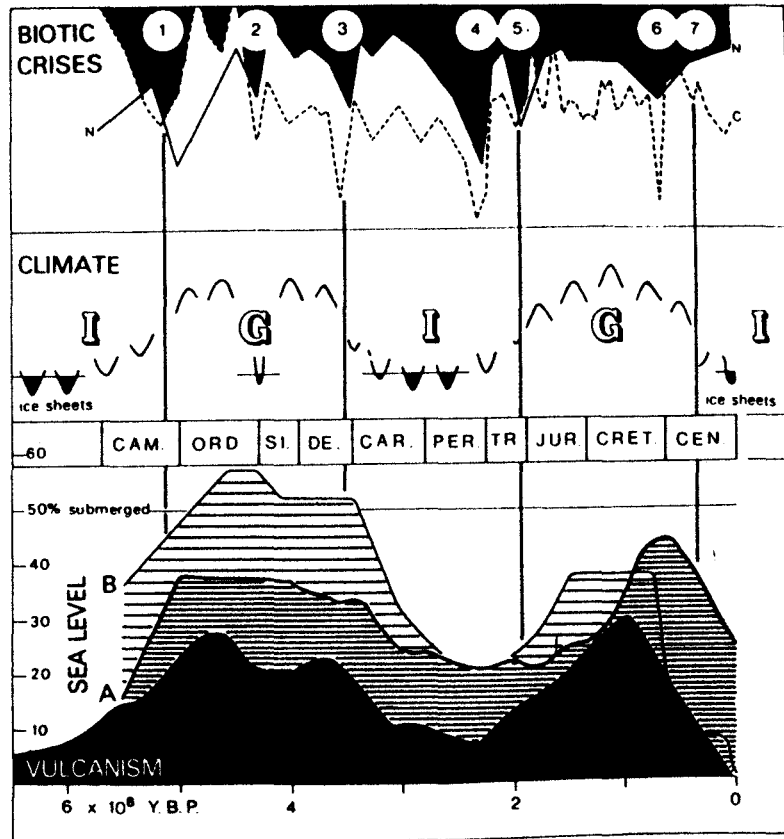


Figure 1.5 : Les grands cycles climatiques globaux du Phanérozoïque sont représentés d'après le modèle de Fischer et Arthur (1977). Le climat de la Terre oscille entre des périodes à climat froid (icehouse) et des périodes à climat chaud (greenhouse). Les évolutions climatiques sont comparées avec les crises biologiques, l'activité volcanique et les fluctuations du niveau marin. La limite FF se situe à la transition entre un climat chaud (Dévonien) et un climat froid (Carbonifère).

climat froid ("icehouse") au Carbonifère. Cette transition entre ces deux modes peut correspondre à des petites fluctuations climatiques rapides. Fischer et Arthur (1977) remarquaient d'ailleurs dans ce sens que les grandes crises biologiques y compris celle de la limite FF se localisent aux transitions climatiques. L'impact sur les organismes serait donc à mettre en relation avec le taux de variation climatique et non pas avec les environnements extrêmes que ce soit en climat chaud ou en climat froid.

1.2.3.2. Régression marine

Une diminution du niveau marin à la limite FF pourrait également expliquer la crise biologique en réduisant l'espace des différentes niches écologiques qui se télescopent et provoquent la disparition des espèces les moins résistantes et les moins adaptées. Ce phénomène de disparitions fauniques en relation avec des régressions est bien connu (Hallam, 1981). Cependant chaque épisode régressif ne correspond pas à une crise biologique et le taux de mortalité des espèces lors d'une régression ne dépend pas uniquement de la magnitude de la régression mais également de la configuration géographique avant la régression. Pour une magnitude égale lors de la régression, la surface géographique importante occupée par des

mers épicontinentales peu profondes affecte nettement plus les écosystèmes que la surface occupée par de petites zones de plates-formes étroites. Le premier cas correspond à celui de la limite FF à laquelle une régression importante est enregistrée (courbe eustatique de Johnson *et al.*, 1985, 1988). Cependant, plusieurs fluctuations régressives qui sont également présentes au Frasnien ne correspondent pas avec des crises biologiques (McGhee, 1991, 1992). Il semble donc difficile de lier l'extinction en masse de la limite FF uniquement à une chute eustatique. Mais quand est-il lors d'une transgression?

1.2.3.3. Anoxie et transgression?

House (1985) suggère que les conditions anoxiques soient liées à l'étendue des eaux stagnantes des mers peu profondes du Frasnien. Ce sont ces conditions anoxiques qui provoquent la disparition du benthos. Au cours du Dévonien, la majorité de la vie se développe dans des eaux marines peu profondes bien oxygénées. Par ailleurs, la grande répartition stratigraphique et géographique des dépôts de "black shales" indique que les eaux de fonds étaient mal oxygénées au Paléozoïque (Berry *et al.*, 1989). Le benthos est en grande partie adapté à ces conditions et ne peut survivre si la quantité d'oxygène dissous dans l'eau diminue fortement. L'anoxie doit donc affecter les eaux peu profondes pour provoquer la disparition des faunes. Ce mécanisme peut se produire au cours des transgressions marines. L'envahissement des zones marines peu profondes par des eaux anoxiques au cours de transgressions provoque une remontée de la zone d'oxygène minimum (ZOM). Cependant, l'agitation des vagues permet la préservation de zones bien oxygénées à dysaérobiques qui préservent le benthos dans les eaux peu profondes (Wilde et Berry, 1986). Des niveaux de "black shales" correspondants aux Horizons Kellwassers sont présents à proximité et sous la limite FF un peu partout en Europe et au Maroc. Ces horizons correspondent à des périodes transgressives comme le suggère Buggisch (1991), Joachimski et Buggisch (1993, 1994). A ces horizons correspondent des pics en $\delta^{13}\text{C}$ qui sont également observés dans les coupes où les Horizons Kellwassers ne se caractérisent pas par des dépôts organiques. Ces données indiquent la similitude et la répartition géographique très large du signal y compris dans les zones non touchées par l'anoxie. D'autres arguments en faveur de l'anoxie proviennent de fluctuations positives en $\delta^{34}\text{S}$ des coupes du Canada (Geldsetzer *et al.*, 1987) et de Pologne (Halas *et al.*, 1992).

Le signal anoxique malgré une répartition qui semble bien globale ne peut cependant pas à lui seul expliquer la disparition de l'entière de la faune comme nous l'avons soulevé auparavant. En effet, l'ensemble des écosystèmes marins doit donc être sous l'influence de conditions anoxiques pour que la diminution en oxygène dissous constitue le mécanisme tueur. Ce processus d'envahissement de tous les domaines océaniques par des eaux appauvries en oxygène dissous peut se réaliser de deux manières différentes : soit par l'impact d'un astéroïde en domaine marin (Geldsetzer *et al.*, 1987) soit par retournement de la colonne d'eau océanique selon le modèle de Wilde et Berry (1984, 1986).

Ce dernier mécanisme permet de rendre compte de la survie d'espèces d'eaux profondes probablement tolérantes à des conditions dysoxygènes et à celles d'eaux très peu profondes qui ne sont pas touchées par l'anoxie.

1.2.3.4. Impact d'un astéroïde

Les indices en faveur d'un impact d'astéroïde à la limite Crétacé/Tertiaire (ou K/T) se sont accumulés depuis la découverte d'Alvarez *et al.* (1980). Notons que ce scénario avait déjà été proposé en 1970 par McLaren pour l'extinction à la limite FF. Le fait que ce soit un

bolide extraterrestre qui ait provoqué l'extinction massive à la limite K/T a ouvert la voie à de multiples recherches pour expliquer les autres extinctions en masse (McGhee *et al.*, 1981, 1984 ; McLaren, 1983).

Les premières analyses chimiques réalisées par McGhee *et al.* (1986a, b) et Goodfellow *et al.* (1988), à la recherche d'anomalies en Ir pour mettre en évidence un impact à la transition FF, se sont avérées négatives. Sandberg *et al.* (1988) proposèrent sur base de l'étude biostratigraphique (conodontes) de 6 coupes en Europe et en Amérique du Nord une séquence de 12 événements similaires sur les deux continents et probablement à l'échelle mondiale. Deux de ces événements seraient liés à des impacts d'astéroïdes au sein de la Zone à *Early rhenana* et durant la Zone à *linguiformis*. Un million d'années sépare ces deux événements. Un scénario assez similaire a été proposé par Hou *et al.* (1992) pour des coupes chinoises mais la datation des deux impacts ne concorde pas avec celle de Sandberg *et al.* (1988). Il est donc nécessaire d'imaginer une succession d'impacts sinon il est impossible d'expliquer le phénomène d'extinction qui dure environ 3 Ma alors que l'impact est ponctuel et instantané dans le temps. Plusieurs questions se posent : est-il possible d'avoir plusieurs impacts d'astéroïdes sur une aussi courte période ? Des cratères d'impacts sont-ils connus et datés à la limite FF ? Enfin quelle est la taille du bolide qui provoque une extinction de près de 70 % des espèces à la limite FF ?

La réponse à la première question reste imprécise. La découverte d'un deuxième cratère d'impact à la limite K/T (Manson) vient d'être daté à 74 Ma (Izett *et al.*, 1993). La différence d'âge est donc de 9 Ma entre le cratère de Chicxulub et celui de Manson. Six cratères d'impacts (Grieve et Robinson, 1987) pourraient ainsi être liés à la crise FF. Le cratère du Siljan Ring daté à 368 ± 1 Ma avec 54 km de diamètre est le meilleur candidat pour expliquer l'extinction massive. La taille de l'astéroïde est difficile à préciser. Une réponse est toutefois apportée sur base d'une fonction mathématique reliant la taille du cratère d'impact et celle du pourcentage d'espèces tuées. Elle permet de calculer un diamètre de cratère variant de 150 km (Raup, 1992) à plus de 300 km (Jansa, 1993). Ces données semblent difficilement compatibles avec la taille des cratères répertoriés à la limite FF. Le cratère du Siljan Ring est largement plus petit (54 km). McGhee (1996) suggère donc, soit la chute de plusieurs météorites de la taille du Siljan Ring, soit un astéroïde dont le cratère d'impact localisé sur les fonds marins aurait disparu de l'enregistrement sédimentaire par renouvellement de la croûte océanique.

D'autres indices préservés dans l'enregistrement sédimentaire prouvent également l'impact d'un astéroïde. Ces indices proviennent des recherches menées à la limite K/T depuis 15 ans par de nombreux laboratoires et sont au nombre de six : (1) anomalies en iridium, (2) minéraux métamorphisés lors de l'impact (quartz choqués), (3) rapport isotopiques spécifique pour $^{186}\text{Os}/^{187}\text{Os}$, Ru/Ir et de Os/Ir comparés aux valeurs terrestres, (4) couches anormales de charbons, (5) anomalies en isotopes stables et (6) présence de tectites. Chacune de ces diverses preuves sont passées en revue par McGhee (1996) et sont activement discutées pour la limite K/T. Les recherches à la limite FF ont-elles permis d'observer certaines de ces preuves qui permettraient de confirmer la théorie de l'impact ?

En 1981, McGhee échantillonne plusieurs coupes à la limite FF dans l'Etat de New York pour analyses chimiques mais aucune anomalie en Ir n'est observée. Des analyses similaires sont réalisées en Europe sur des coupes bien calibrées mais à nouveau aucune anomalie en Ir n'est détectée (McGhee *et al.* 1986a, b) et Goodfellow *et al.* (1988). Il semble donc qu'il n'y ait pas d'évidence chimique d'un impact d'un astéroïde à la limite FF. Une

anomalie en Ir de 300 pg/g est cependant détectée en Australie au sein d'un horizon (Playford *et al.* 1984) situé au-dessus de la limite FF (Zone à Late *triangularis*). Les données montreront plus tard (Nicoll et Playford, 1993) que l'anomalie en Ir se situe en réalité au sein de la Zone à Early *crepida* et qu'elle est donc encore plus éloignée de la limite FF. De plus la concentration en Ir correspond à un banc de microstromatolithes à *Frutexités* (cyanobactéries supposées). La concentration en Ir et celle d'autres éléments sidérophiles est deux fois plus importante dans les filaments des cyanobactéries (Playford *et al.* 1984). Aucune anomalie en Ir n'est reportée dans les coupes des Rocheuses canadiennes (Geldsetzer *et al.*, 1987). Il semble donc bien qu'il n'existe aucune anomalie en Ir à la limite FF.

En 1992, la découverte de microtectites en Belgique (Claeys *et al.*, 1992a) et en Chine (Wang, 1992a) relance le débat de l'impact. Les microtectites chinoises ont été découvertes dans une série de calcaires marins dans le Hunan et sont datées de la Zone à Early *crepida* (Wang, 1992b). Ces microtectites sont clairement postérieures à la limite FF mais rejoignent les anomalies en Ir observées en Australie dans le même intervalle stratigraphique. Les microtectites découvertes dans la coupe de Senzeilles en Belgique ont été analysées chimiquement par Claeys *et al.* (1992b, 1994) et Claeys et Casier (1994). Ces auteurs décrivent le niveau de microtectites à la transition entre les schistes de Matagne et les schistes de Senzeilles, cette transition lithologique correspondant à la limite FF. Une deuxième coupe belge (Hony) livre également des microtectites dans un horizon au sein d'une série de 1,40 m de schistes foncés. L'horizon de la coupe de Hony correspond à quelques cm près à la limite FF selon Sandberg *et al.* (1988). Le niveau de microtectites de Senzeilles est lui daté de la partie supérieure de la Zone à Early *triangularis* par Bultynck et Martin (1995) et l'hypothèse météoritique est écartée par ces auteurs. Les microtectites de Senzeilles postdatent donc l'événement de la limite FF. L'analyse chimique de la coupe de Hony ne montre aucune anomalie en Ir ni dans le niveau à microtectites ni ailleurs au sein de la coupe (Claeys *et al.*, 1996). Ces auteurs concluent, par contre, à la présence de conditions anoxiques au cours du dépôt des schistes foncés recoupant la limite FF. Par ailleurs, la recherche d'une anomalie en Ir, de quartz choqués, de spinelles riches en Ni s'est révélée infructueuse dans la coupe de La Serre en Montagne Noire (Girard *et al.*, 1997).

En résumé, aucune anomalie en Ir n'est détectée à la limite FF quelle que soit la coupe. Les seules évidences directes d'un impact sont les deux niveaux de microtectites datés à proximité immédiate de la limite. On notera que ces deux niveaux surmontent l'extinction massive qui se produit avant la limite FF. Des études plus récentes (Marini et Casier, 1997) démontrent que les microtectites de Senzeilles ont une composition chimique similaire à celles des billes de verres utilisées dans la peinture des marquages routiers. Il semble donc clair que l'origine extraterrestre de ces 'microtectites' est probablement à rejeter car les coupes de Senzeilles et de Hony se situent à proximité de routes, en bordure de voies de chemin de fer et peuvent avoir été contaminées par des produits industriels. On peut néanmoins se demander comment les 'microtectites' sont-elles si concentrées dans un niveau ? Est-ce lié à l'échantillonnage, à la préparation des échantillons ou encore à la lithologie de la roche ? L'absence d'un horizon semblable dans d'autres coupes belges (Sinsin, Houyet - Han-sur-Lesse) au sein du même intervalle stratigraphique ne fait que confirmer les doutes émis précédemment sur l'origine de ces billes de verre. On le voit, l'hypothèse d'un impact reste peu probable en l'absence de preuves directes de celui-ci.

De nouvelles datations ont bouleversé l'âge attribué à la limite FF. Un âge de 367 Ma est généralement accepté (Harland *et al.*, 1990) mais a été récemment modifié à 364 Ma sur base de la révision des zones à conodontes (Sandberg et Ziegler, 1996 et **figure 1.1**). Encore

plus récemment, de nouvelles datations U-Pb sur des zircons de cendrées volcaniques provenant des séries dévoniennes d'Amérique du Nord indiquent l'âge de 376.5 Ma pour la base du Famennien (Tucker *et al.*, 1998). Le cratère du Siljan Ring est donc réévalué et daté de la base du Frasnien ou du sommet du Famennien selon l'échelle choisie. Ces nouvelles datations suggèrent donc que le Siljan Ring ne coïncide plus avec la limite FF ce qui bien entendu remet en doute encore un peu plus le scénario de l'impact...

Toutefois, des impacts d'astéroïdes se sont produits au cours du Frasnien comme l'atteste la découverte récente d'une brèche épaisse de 70 m et affleurant sur 4000 km² dans les montagnes du sud du Nevada : la mégabrèche d'Alamo (Warme et Sandberg, 1995). Cette brèche, représentant la resédimentation d'environ 250 km³ de roches carbonatées dévoniennes et ordoviciennes. Cette brèche est datée par les conodontes du milieu de la Zone à *punctata* (donc du Frasnien Inférieur) par Sandberg et Warme, 1993. De manière étonnante, la brèche d'Alamo surmonte des dépôts cycliques de plates-formes carbonatées peu profondes de la Formation de Guilmette alors que les mégabrèches sont plutôt localisées en domaine marin profond. L'événement cataclysmique à l'origine de cette brèche correspond à "l'événement Alamo". Trois éléments observés au sein de la brèche d'Alamo suggère l'impact d'un astéroïde ou d'une comète: grains de quartz choqués, enrichissement en iridium et présence de conodontes plus vieux (jusqu'à l'Ordovicien) remaniés. Cet impact n'a cependant aucune influence sur l'événement à la limite FF puisqu'il lui est antérieur de plusieurs millions d'années (cfr. **figure1.1**).

1.2.3.5. Scénario tectono-eustatique

Dans ce scénario déjà invoqué pour la crise à la limite FF, l'augmentation maximale du niveau marin et le réchauffement du climat sont la conséquence d'un épisode de volcanisme océanique intra-plaque très rapide suite à l'accélération du taux de subduction de la croûte océanique (Buggisch, 1991 ; Becker et House, 1994 ; Sheridan, 1997). Une activité tectonique majeure au cours de la transition FF a été rapportée notamment par Racki (1998) dans différents continents mais spécifiquement en Eurasie. Un épisode de rifting supposé contemporain à la limite FF au Kazakhstan (Veirman et Milanovsky, 1993 ; Wilson et Lyashkevich, 1996) semble en relation directe avec l'extension de l'anoxie. Des minéralisations liées à un magmatisme sub-alcalin et la formation de gisements métallifères startiformes à Pb-Zn et barite s'observent dans le bassin de rift. D'autres données provenant de l'Oural et de la plate-forme de l'Europe de l'Est indique une régression dès la Zone à Early rhenana et des minéralisations Fe-Mn liées à une activité hydrothermale à la limite FF (Veirman *et al.*, 1996 ; 1997). Cette transition se marque par une activité tectonique et sismique actives. De même, une phase de rifting au sein du graben de Pripyat-Dnieper-Donets a lieu à la fin du Frasnien (Wilson et Lyashkevich, 1996). Un événement géotectonique majeur se produit donc à proximité de la limite FF et correspond d'une part à une phase de soulèvement continental et de régression eustatique et d'autre part à une phase de rifting avec transgression, subsidence active et processus volcano-hydrothermaux (Racki, 1998). Des éruptions de panaches magmatiques se manifestent par des remontées de chaleur et de matériaux du manteau profond. Ce mécanisme déjà invoqué par Becker et House (1994) agirait comme cause primaire de l'extinction massive. Ces activités magmatiques pourraient donc être à l'origine des épisodes transgressifs et du climat chaud au Frasnien.

Dans le domaine nord-euraméricain, le comblement des bassins de l'Alberta seraient en relation avec l'avancée de l'orogène Ellesmere dans le Canada Arctique (Van Buchem *et al.*, 1996). Des événements tectoniques sont également enregistrés au Maroc (Wendt et Belka,

1991) et aux USA (développement des gisements de barite-Pb-Zn en relation avec l'orogène des Appalaches) ainsi que dans le domaine varisque en relation avec un système en extension de type bassin d'arrière-arc (Ziegler, 1990). En Pologne, une discordance angulaire mineure est observée à la transition FF dans la partie centrale de la plate-forme de 'Diminy Reef'. Un hiatus recouvrant la fin du Frasnien et le début du Famennien ne permet pas de dater précisément cette événement (Szulczewski *et al.*, 1996). Plusieurs indices témoignant d'une activité volcano-hydrothermale sont répertoriés par Racki (1998): (1) minéralisations hydrothermales sous forme d'encroûtements de sulfures et d'hématite, imprégnations par des oxydes de fer et dolomitisations dans les sédiments du Famennien et du Tournaisien (2) enrichissements anormaux en éléments chalcophiles (Zn, Pb, Cu et Ni) probablement liés à des processus volcano-hydrothermaux plutôt qu'au développement de l'anoxie ou d'un impact (Cebulak *et al.*, 1993) (3) développement important, à la transition FF, de faunes "siliceuses" (radiolaires et éponges) en réponse à un volcanisme exhalatif siliceux par réactivation de failles dans le domaine marin profond.

Des fluctuations eustatiques de l'ordre de 45 m pourraient résulter des processus de rifting et ceux-ci pourraient avoir des effets dévastateurs sur les faunes marines (Racki, 1998). De telles chutes du niveau marin sont d'ailleurs connues à la limite FF et varieraient de 60-100 m (Ziegler et Sandberg, 1991) jusqu' à 150 m (Van Buchem *et al.*, 1996).

Racki (1999) estime que le rôle des événements varisques (au cours de l'orogène Acadienne) sont sous-estimés et qu'ils pourraient expliquer les processus d'extinctions massives. Les mécanismes de tectonique des plaques peuvent conduire à une large gamme de processus en relation avec une intensification de l'activité mantellique. Les réarrangements des limites de plaques ou même de microplaques se manifestent par une intensification de l'activité de rifting et de renouvellement de la croûte océanique, par une activité volcanique et hydrothermale, par des processus orogéniques, ainsi que par des fluctuations eustatiques et climatiques.

CHAPITRE 2

BUTS DE LA THESE

Chapitre 2

Buts de la thèse

2.1. Objectifs de la thèse

Les objectifs de la thèse sont les suivants :

1. établir un canevas sédimentologique détaillé et définir un modèle sédimentologique pour les principales coupes à l'aide de l'analyse des microfaciès,
2. estimer les variations eustatiques à partir d'un modèle séquentiel sur base des analyses du point 1 et cela sur un intervalle stratigraphique suffisamment large pour déterminer la succession des cortèges sédimentaires à l'échelle du 3^{ème} ordre,
3. analyser le type et la distribution des minéraux argileux dans les différentes séries étudiées et déterminer les conditions paléoclimatiques sur base des associations minérales,
4. explorer l'importance de la diagenèse à travers les cortèges argileux et la cristallinité de l'illite,
5. comparer l'évolution des assemblages argileux avec la succession des cortèges sédimentaires,
6. analyser la réponse magnétique des séries à partir des courbes de susceptibilité magnétique,
7. établir l'origine du signal magnétique et interpréter les fluctuations de la susceptibilité en terme de variations climatiques, eustatiques ou tectoniques,
8. comparer les fluctuations de susceptibilité avec celles des microfaciès et des cortèges sédimentaires,
9. déterminer les anomalies (ou événements) magnétiques et explorer leur potentiel de corrélations chronostratigraphiques,
10. analyser l'évolution isotopique (C et O) de certaines des séries.

2.2. Les chapitres de la thèse

La thèse est subdivisée en plusieurs chapitres comme suit :

- le chapitre 1 est une courte synthèse des données de la littérature concernant la limite Frasnien-Famennien (ou limite F/F). Ces données permettent d'appréhender successivement

le processus générale d'extinction des organismes, la problématique des extinctions massives, les événements fauniques enregistrés au cours du Dévonien supérieur, et plus particulièrement, ceux de la crise biologique de la fin du Frasnien ainsi que les causes et les modèles développés pour tenter d'expliquer l'extinction massive de la limite FF,

- le chapitre 2 expose les objectifs de la thèse,
- le chapitre 3 décrit les méthodes et appareillages utilisés,

- le chapitre 4 se rapporte aux analyses sédimentologiques, minéralogiques et magnétiques entreprises à la transition FF dans les coupes allemandes (Steinbruch Schmidt et Benner) du Massif Schisteux Rhénan. La coupe de Steinbruch Schmidt a permis d'établir sur base de l'évolution des microfaciès un modèle séquentiel où la succession des cortèges sédimentaires permet d'appréhender de manière évidente les fluctuations eustatiques depuis la Zone à *Early rhenana* jusqu'à la Zone à *Early crepida*. Ces variations sont comparées avec celles de la littérature et permettent la confirmation ou la réinterprétation de données paléontologiques, sédimentologiques ou géochimiques publiées par différents auteurs. Ces données servent de cadre aux analyses minéralogiques et magnétiques et permettent des comparaisons avec la coupe de Steinbruch Benner (en Allemagne) et d'autres.

- le chapitre 5 concerne l'étude de la Montagne Noire où se situe le limitotype de la limite FF (coupe de Coumiac). L'analyse sédimentologique y révèle l'extrême condensation de la série et montre que dans de telles conditions une approche séquentielle est irréalisable. Le modèle séquentiel développé dans les coupes allemandes sera appliqué aux coupes de Coumiac et de La Serre afin de tenter une synthèse séquentielle à l'échelle européenne. Les analyses minéralogiques et magnétiques seront également menées dans les coupes de Coumiac et de La Serre. Ces données permettront d'établir des comparaisons avec les coupes allemandes.

- le chapitre 6 se conçoit comme une application des résultats déduits des chapitres 4 et 5 aux Monts Sainte-Croix de Pologne. Différents aspects y sont abordés afin d'apprécier le caractère local ou global des évolutions sédimentaires, minéralogiques ou magnétiques. La recherche de processus similaires dans de nombreuses coupes réparties à l'échelle de plusieurs bassins permettra en effet de déterminer l'ampleur des processus mis en évidence.

- les chapitres 7 et 8 reprennent deux articles en anglais soumis pour publication :

Le premier décrit 68 espèces d'ostracodes de l'éco-type de l'Eifel recensées à la limite F/F dans la coupe de Kostomloty (Monts Sainte-Croix). La faune d'ostracodes est très riche et diversifiée dans le Frasnien, est pauvre et peu diversifiée dans le Famennien. Les Myodocopida sont rares et les Metacopida absents au Frasnien. L'étude des ostracodes de Kostomloty souligne une évolution régressive à partir d'environnements marins francs situés sous le niveau d'action des vagues à la fin du Frasnien, à d'autres milieux semi-restreints à la base du Famennien. L'analyse sédimentologique et séquentielle montrent l'importance de la baisse eustatique à la limite FF estimée à une dizaine de mètres.

Le deuxième article soumis aborde l'analyse et la distribution géographique des indices de cristallinité au sein de nombreuses coupes du Frasnien et du Famennien des Monts Sainte-Croix (Pologne). Ces mesures suggérant une diagenèse faible à modérée sont comparées avec les données des indices d'altération des conodontes et celles des indicateurs organiques.

- le chapitre 9 constitue la synthèse des résultats et la comparaison des données entre les coupes. Il permet de préciser le ou les modèles les plus crédibles pour expliquer la crise biologique majeure enregistrée à la limite F/F.
- enfin, les deux derniers chapitres correspondent respectivement aux références bibliographiques et aux annexes.

CHAPITRE 3

DESCRIPTION DES METHODES

« ...Clay minerals are particularly abundant in clayey oozes, claystones, mud, mudstones, shales and argillites...Clay minerals also occur in virtually all other types of soft and hard sedimentary rocks, including coarse silicoclastites and saline evaporites. This explains the increased interest on the part of sedimentologists in studying these minerals. ... »
Chamley, H., 1989.

Chapitre 3

Description des méthodes

3.1. Analyse des minéraux argileux

3.1.1. Classification et structure des minéraux argileux

Les minéraux argileux sont des silicates de petites tailles (< à 2 µm) appartenant au groupe des phyllosilicates. Ces derniers sont donc formés par l'empilement de feuillets eux-mêmes constitués d'un empilement de couches (tétraédriques et octaédriques ainsi qu'une couche interfoliaire). La distinction entre les grandes familles de minéraux argileux se base sur plusieurs critères: le nombre de couches octaédriques au sein d'un feuillet élémentaire, l'équidistance entre les feuillets et la variation de cette équidistance lors de traitements analytiques ultérieurs. Une analyse plus pointue permet de déterminer, à l'intérieur d'une famille, différents minéraux sur base de critères cristallographiques et chimiques. Chamley (1989) et Holtzapffel (1985) décrivent en détail les différentes familles d'argiles et les nombreux minéraux argileux qui composent ces familles.

3.1.2. Origine des minéraux argileux dans les roches sédimentaires

La formation des minéraux argileux dans les roches sédimentaires est sous le contrôle de plusieurs processus géologiques: lessivage des roches et des sols, sédimentation des minéraux et diagenèse d'enfouissement jusqu'au métamorphisme. Les minéraux argileux constituent une fraction plus ou moins importante des roches sédimentaires et ont différentes origines.

Le lessivage des roches magmatiques et la formation de sols constituent les processus majeurs à la surface de la Terre et conduisent aux minéraux argileux. Des minéraux argileux provenant de l'érosion continentale sont transportés vers le milieu marin où ils sédimentent. De nouveaux minéraux peuvent également se former à partir de minéraux détritiques dans des conditions de température de surface au sein d'environnements spécifiques tels que ceux des

régions volcaniques, des milieux lacustres et évaporitiques (Chamley, 1989). Certains des minéraux argileux, qu'ils soient détritiques ou authigéniques, subissent une augmentation de température et de pression lors de la diagenèse provoquant des transformations chimiques irréversibles à partir d'une profondeur générale de 2 à 3 km et pour des températures excédant 80°C (Chamley, 1989; Velde, 1994). Les principales transformations correspondent à l'illitisation et à la chloritisation des smectites. Ces dernières conduisent donc à terme à la disparition des smectites et au développement des illites et chlorites qui constituent ainsi l'association minéralogique caractéristique de l'anchizone (Dunoyer de Segonzac, 1970 ; Chamley, 1989). Ces processus géologiques permettent donc de classer les minéraux argileux en trois catégories: les minéraux détritiques, authigéniques et diagénétiques.

3.1.3. Implications paléoenvironnementales

Les minéraux argileux des roches sédimentaires sont utilisés pour préciser les paléoenvironnements des séries étudiées à travers l'influence climatique de la région source, les propriétés hydrodynamiques des milieux sédimentaires dans lesquels ces minéraux sont transportés et les influences tectoniques.

Les variations d'intensité de température et d'humidité constituent les facteurs essentiels déterminant l'intensité de l'hydrolyse des roches sédimentaires. La variation de l'intensité de l'hydrolyse permet de subdiviser la formation des argiles dans les profils pédologiques récents en fonction des conditions climatiques. Chamley (1989) rapporte ainsi les différentes associations minéralogiques en fonction de la latitude depuis les climats chauds et humides de l'équateur vers les climats froids et secs des hautes latitudes. L'analyse des argiles permet ainsi de préciser les conditions climatiques régnant dans les régions sources si la diagenèse et l'enfouissement des séries ne modifient pas trop fortement les assemblages minéralogiques. Ces analyses sont courantes dans les terrains du Mésozoïque et du Cénozoïque mais sont peu utilisées dans le Paléozoïque en raison de l'influence diagénétique importante.

Les propriétés hydrodynamiques des minéraux argileux permettent d'estimer les conditions et la durée du transport dans le domaine marin. Il en résulte un gradient de sédimentation en fonction de l'éloignement de la source. Ce gradient qui varie en fonction des minéraux permet de délimiter des zones de sédimentation préférentielle en fonction de l'énergie et du type de milieu marin.

Le cortège argileux est influencé par l'instabilité tectonique d'une région. Si l'évolution structurale conduit au développement de reliefs, elle induira la formation de sols bien drainés à kaolinite et entraînera une érosion de nombreux substrats et donc une diversification du cortège minéralogique. Si les reliefs, au contraire, sont peu accentués le drainage des sols est moins important, la smectite se forme préférentiellement, l'érosion des substrats étant moins active, le cortège argileux sera peu diversifié. Les changements tectoniques induisent des modifications à long terme des assemblages minéralogiques par opposition aux effets climatiques à courts termes.

Il est cependant évident que les reconstitutions paléoenvironnementales dans des séries aussi anciennes que celles de la transition FF sont inévitablement plus complexes. Il faut tenir compte de la composante diagénétique, voire métamorphique, qui entraîne une diminution de

la diversité minéralogique rendant les interprétations des assemblages argileux peu fiables. Nous verrons cependant que les analyses dans des terrains peu influencés par la diagenèse permettent de tirer des conclusions paléoenvironnementales importantes.

3.1.4. Méthodes d'analyse des argiles

La diffraction des rayons X a pour but, d'une part, de caractériser les minéraux en proportion dans l'échantillon brut (analyse qualitative) et d'autre part, de déterminer les proportions des différents minéraux argileux présents dans la fraction granulométrique $< 2 \mu\text{m}$ des échantillons (analyse semi-quantitative). Le principe et les techniques d'étude des minéraux argileux par diffraction des rayons X, utilisés en routine au Laboratoire de Sédimentologie de Lille, ont été largement décrits par Holtzapfel (1985). Il n'en sera donné ici que les grandes lignes.

L'appareil utilisé est un diffractomètre Philips PW1730 DX qui se compose d'un générateur haute tension, d'un tube fixe de rayons X à anticathode de Cu, d'un goniomètre et d'une chaîne de comptage reliée à un enregistreur.

Les roches sont d'abord concassées puis microbroyées et la poudre obtenue est placée dans un erlenmeyer pour décarbonatation avec de l'acide HCl N/5. La solution est ensuite rincée plusieurs fois avec de l'eau distillée pour éliminer l'excès d'acide. On microhomogénéise la solution à l'aide d'un mixeur.

La fraction argileuse (particules inférieures à 2 microns) est ensuite prélevée après sédimentation (loi de Stokes). La préparation des pâtes orientées sur lames de verre a lieu après centrifugation de la suspension prélevée. Si la quantité de matériel argileux est trop faible des agrégats orientés (Holtzapfel, 1985) sont effectués. Trois diffractogrammes de rayons X sont réalisées en routine sur tous les échantillons :

- dans des conditions naturelles,
- après saturation par l'éthylène glycol sous vide primaire pendant 12 heures. Ce traitement a pour but de faire gonfler les smectites et dans certains cas la vermiculite,
- après chauffage à 490°C pendant deux heures. Cette température est suffisante pour détruire les kaolinites tout en conservant les chlorites. Les minéraux de la famille des vermiculites et des smectites sont déshydratés de manière irréversible.

Les déterminations semi-quantitatives sont basées sur l'analyse des intensités et des aires des pics des minéraux argileux (Holtzapfel, 1985). La hauteur du pic (001) des illites et des kaolinites sert de références.

Le cortège des minéraux argileux des coupes de la limite FF est souvent dominé par l'illite. Ce minéral fera donc l'objet d'une analyse détaillée pour déterminer sa composition chimique. La méthodologie utilisée dans le cadre de la thèse est détaillée dans Esquevin (1969), Shirozu et Higashi (1972), Srodon (1980, 1984) et Srodon et Eberl (1984). L'indice Ir de Srodon (1984) semble le paramètre le plus sensible pour révéler la présence de petites quantités de feuillets gonflants au sein des illites. Enfin, la mesure des indices BB1 correspond à la mesure en 2θ à la base respectivement des pics (001) et (004). L'indice BB2 n'a jamais pu être mesuré dans ce travail car les diffractogrammes obtenus en routine ne sont pas analysés aux angles aussi bas ($2.506^{\circ}2\theta$).

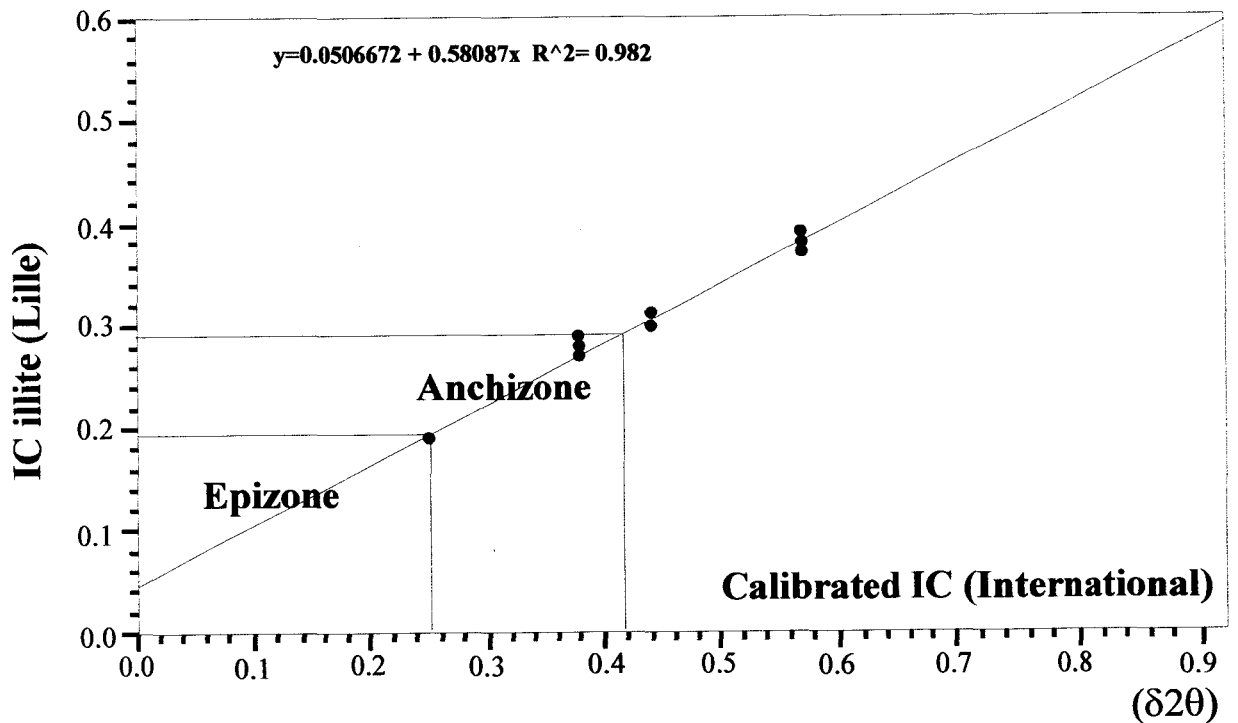


Figure 3.1 : Indices de cristallinité des illites (IC) calibrés à Lille sur base des cinq standards proposés par Warr et Rice (1994). L'équation de la droite de corrélation passant par les différents standards permet de transformer les valeurs IC des diffractogrammes de Lille en valeurs IC calibrés. La calibration permet ainsi de comparer les résultats de Lille avec d'autres laboratoires utilisant les mêmes standards.

Selon Srodon (1978), l'indice de cristallinité (IC) reflète autant la taille et la perfection des petits cristaux que la teneur et le type de composants (feuillet) I-S contenus au sein de l'illite. L'analyse de l'IC constitue l'indicateur paléothermique et inorganique le plus couramment utilisé (Spötl et al., 1993). Les mesures réalisées depuis les travaux pionniers de Weaver (1960) et Kübler (1966) démontrent que les valeurs en IC diminuent linéairement avec l'augmentation de l'influence métamorphique et donc de la température. Plusieurs variables internes et externes autres que la température peuvent affecter la mesure de l'IC. Ces variables dépendent de la méthodologie de laboratoire lors de la préparation et de l'analyse des échantillons. D'autre part, de nombreuses contraintes géologiques (température, pression et durée d'enfouissement des séries ; lithologie, taille des grains et teneur en carbone organique total) affectent également les IC.

La lithologie est un facteur important dont on doit tenir compte lorsque l'on compare des coupes aux lithologies différentes (carbonatées et siliciclastiques par exemple). Les études de Alonso-Azcarate *et al.* (1995), sur des séries mixtes carbonatées et siliciclastiques du Crétacé Inférieur d'Espagne, montrent que les valeurs en IC des échantillons carbonatés sont toujours plus élevées (moins bonne cristallinité) que celles des échantillons siliciclastiques.

Ces différences sont d'autant plus prononcées que le degré de diagenèse diminue. Les échantillons carbonatés montrent donc des valeurs en IC plus fortes car le processus d'illitisation est ralenti suite à un manque de K et d'Al et à un excès de Ca dans le système. De plus les carbonates présentent souvent une faible perméabilité freinant également l'illitisation (Frey, 1987 ; Duba et William-Jones, 1983).

Les valeurs de l'indice de cristallinité de l'illite (IC) ont été déterminées en mesurant la largeur du pic (001 sur l'essai glycolé) à mi-hauteur avec une précision de $0.01^\circ 2\theta$ sur les diffractogrammes après glycolation. Les valeurs obtenues au Laboratoire de Sédimentologie de Lille ont été corrigées par utilisation de 5 standards (**figure 3.1**) qui permettent la calibration des données. Cette méthodologie permet de comparer nos mesures avec celles d'autres laboratoires utilisant les mêmes standards internationaux recommandés par Warr et Rice (1993, 1994). Ces résultats permettent ainsi de calibrer les mesures d'indice de cristallinité réalisées par Averbuch (Université de Lille) et sont en cours de publication (com. pers.). Les mesures en IC de la thèse peuvent donc être comparées avec d'autres résultats, interprétés en terme de température d'enfouissement et comparés avec d'autres indicateurs d'enfouissement.

L'index de cristallinité standard (CIS) proposé par Warr et Rice (1994) donne des IC de $0.25^\circ \Delta 2\theta$ et de $0.42^\circ \Delta 2\theta$, respectivement, pour les limites épizone/anchizone et diagenèse/anchizone. Ces indices sont les mêmes que ceux utilisés par Kübler (1967) pour définir les limites de l'anchizone. Notons que Kübler avait choisi ces limites en rapport avec des changements minéralogiques :

- la valeur de $0.42^\circ 2\theta$, correspond à la limite d'existence des hydrocarbures liquides et à la transformation de dickite en pyrophyllite et
- et la valeur de $0.25^\circ 2\theta$, correspond à l'apparition des minéraux du faciès de schistes verts tels que les chloritoides.

Les quatre standards utilisés proviennent de roches d'une province peu métamorphisée du nord des Cornouailles, dans le sud-est de l'Angleterre. Les échantillons correspondent à une série recoupant une évolution depuis des conditions de diagenèse tardive jusqu'au métamorphisme des schistes verts (domaine de la biotite) (Warr *et al.*, 1991).

« ... Because of the mechanisms controlling the magnetic susceptibility of marine sediments, magnetosusceptibility stratigraphy curve is capable of intrabasin, interregional and intercontinental correlation. ... »
Crick, R.E., 1994.

3.2. La Susceptibilité Magnétique (ou SM)

3.2.1. Introduction

Il existe de nombreuses méthodes permettant de dater et de corrélérer des intervalles géologiques mais toutes souffrent de limitations dans leur application. La magnétostratigraphie ou la géochronologie absolue ne permettent pas d'atteindre les niveaux de précision désirés. La première est limitée par l'espacement entre les intervalles magnétiques positifs et négatifs ainsi que par les problèmes de remagnétisation ultérieure. La seconde dépend trop fortement des erreurs analytiques. La biostratigraphie est en constant progrès mais sera à plus ou moins long terme limitée par les taux d'évolution des taxons au sein d'une biozone. La stratigraphie séquentielle et sismique permet de mesurer avec une précision importante les variations du niveau marin et sert donc à l'établissement des corrélations au sein d'un bassin voire entre bassins différents. Malgré toutes les méthodes, le problème reste toujours entier surtout en ce qui concerne les corrélations interrégionales et intercontinentales.

Une nouvelle voie porte sur la détermination d'événements stratigraphiques dont la distribution spatiale et géographique permet des corrélations mondiales. Qu'il s'agisse d'événements physiques (impact météoritiques, éruptions volcaniques...), chimiques (changement brusque dans la chimie de l'atmosphère ou de l'océan), biologiques (extinctions en masse) voire d'événements multiples liés à la combinaison de plusieurs facteurs. L'ensemble de ces événements de par leur nature sont de durée relativement courte et constitue de bons repères stratigraphiques. Certains événements semblent également liés aux variations du niveau marin. Dans ce contexte, les relations entre les variations du niveau marin et les changements dans les fractions biogéniques et détritiques des sédiments marins ont été soulignées depuis longtemps. En règle générale, une baisse du niveau marin induit une augmentation de l'apport de composants lithogéniques. Une augmentation du niveau marin produit l'effet inverse.

L'évaluation des variations de la fraction lithogénique permet ainsi dans une certaine mesure de cerner les variations du niveau marin. Les minéraux ferromagnétiques constituent un composant commun de toutes les fractions lithogéniques et leur pourcentage par rapport aux autres minéraux est raisonnablement constant quelle que soit la période géologique donnée.

La concentration en minéraux ferromagnétiques pour un poids d'échantillon donné peut-être facilement et simplement déterminée en mesurant leur susceptibilité magnétique. L'objectif de cette méthode est donc d'intégrer les paramètres biostratigraphiques, chronostratigraphiques ainsi que les variations du niveau marin pour réaliser une courbe d'évolution de la susceptibilité magnétique ou plus exactement courbe stratigraphique de susceptibilité magnétique. Vu les mécanismes contrôlant la susceptibilité magnétique des

sédiments marins, cette méthode se propose d'être un nouvel outil de corrélations stratigraphiques intrabassins, interbassins, interrégionales et intercontinentales (Crick *et al.*, 1994). La susceptibilité magnétique constitue la base de la courbe stratigraphique de susceptibilité magnétique et elle permet de réaliser des corrélations relativement précises dans les séries marines avec des résolutions équivalentes aux 4^{ème} (0.08-0.5 Ma), 3^{ème} (0.5-3 Ma) et 2^{ème} ordres (3-50 Ma) de Vail *et al.* (1991) et théoriquement aux différentes échelles de cyclicités de Milankovith.

3.2.2. Définitions générales des propriétés magnétiques des roches

Un corps soumis à un champ magnétique **H** développe un moment magnétique induit **M** (ou aimantation) dont l'intensité et le sens sont caractérisés par la Susceptibilité Magnétique **K**, selon la loi

$$(*1*) \quad \mathbf{M} = \mathbf{K} \times \mathbf{H}$$

La mesure de la susceptibilité magnétique d'une roche est fonction de la nature des minéraux qui la composent, de leur concentration et de leur taille. Elle varie de valeurs négatives (de l'ordre de $10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) pour les roches comme les quartzites à des valeurs positives élevées ($> 10^{-5} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) pour les minerais de fer. Elle correspond aux différentes contributions de l'ensemble des minéraux magnétiques composant la roche. Ces contributions dépendent du comportement magnétique des minéraux. Trois familles de comportement magnétique sont ainsi présentes: le diamagnétisme, le paramagnétisme et le ferromagnétisme.

3.2.2.1. Le diamagnétisme

Les corps diamagnétiques ont une susceptibilité magnétique très faible et négative. Cette susceptibilité indique que ces corps développent une aimantation induite en sens inverse du champ appliqué. Ce comportement est lié à un champ extérieur entraînant une modification de rotation des électrons créant un champ induit opposé à celui qui lui a donné naissance. Ce champ est indépendant de la température.

Les **minéraux diamagnétiques** les plus abondants dans les roches sédimentaires sont le **quartz** et la **calcite**.

3.2.2.2. Le paramagnétisme

Les corps paramagnétiques présentent une susceptibilité positive (dans le sens du champ appliqué) et plus forte que celle des corps diamagnétiques. Ce processus est lié à des corps possédant des atomes avec couches atomiques incomplètes. En l'absence d'un champ magnétique extérieur, le moment magnétique est nul. A l'inverse quand on applique un champ magnétique extérieur, les moments magnétiques s'orientent et ceci d'autant plus que le champ appliqué est intense. L'aimantation induite augmente linéairement avec le champ appliqué.

Parmi les **minéraux paramagnétiques** les plus fréquents dans les roches sédimentaires figurent les **argiles**, la **pyrite** et la **dolomite ferrique**.

3.2.2.3. Le ferromagnétisme

Les corps ferromagnétiques sont caractérisés par une susceptibilité magnétique positive et forte. Ces corps, principalement les **oxydes de fer** (magnétite, hématite, goéthite) ou les **sulfures de fer** (pyrrhotite, greigite), développent une aimantation induite forte dans le sens du champ appliqué. Cette aimantation varie avec la température et l'intensité du champ appliqué.

3.2.3. Paramètres de susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique caractérise la capacité d'un corps à s'aimanter sous un champ. Cette propriété varie en fonction de l'intensité du champ appliqué comme expliqué ci-dessus.

En champ faible (< 1mTesla), on considère que les contributions dia-, para- et ferromagnétiques *s.l.* sont indépendantes de l'intensité du champ appliqué. La susceptibilité magnétique en champ faible est donc constante (linéaire) et intègre l'ensemble des minéraux de la roche.

En champ fort, les corps ferromagnétiques ne présentent plus une réponse linéaire vis à vis du champ appliqué et tendent à la saturation. Une fois saturés, ils ne participent plus à la susceptibilité magnétique. La susceptibilité magnétique en champ fort n'intègre donc que les contributions dia- et paramagnétiques.

La susceptibilité magnétique mesurée de façon générale et que l'on dénomme ainsi est celle acquise en champ faible et correspond à un magnétisme induit par opposition au magnétisme fossile (ou rémanent) lié au champ magnétique terrestre. Ce dernier requiert beaucoup plus de précaution dans l'orientation des échantillons et est plus sensible aux changements thermiques ultérieurs au dépôt.

La mesure de la susceptibilité magnétique dépend, pour un champ appliqué donné, de la quantité de matériel soumis à ce champ. Il faut donc normer cette variable, soit par rapport au volume, soit par rapport à la masse de matériel analysé. On définit ainsi :

- une susceptibilité volumique K , définie par la relation $M=KxH$. Cette susceptibilité volumique est une quantité sans unité, de valeur 4π fois plus grande dans le système international (SI) que dans le système CGS.

- une **susceptibilité massique k** , définie comme le rapport de la susceptibilité volumique K sur la densité (masse) ρ , ayant pour unité des m^3kg^{-1} . Les mesures de susceptibilité magnétique réalisées pour l'ensemble des échantillons à la **limite FF** correspondent à une susceptibilité massique.

Les valeurs de susceptibilité magnétique volumique et massique sont calculées respectivement selon les formules suivantes :

(*2*)	$\chi_{vol} = (V_o/V_{éch}) \times \chi_{tot} \times 10^{-6} \times C$
(*3*)	$\chi_{mass} = (V_o / m_{éch}) \times \chi_{tot} \times 10^{-6} \times C$

où

χ_{vol} correspond à la susceptibilité magnétique volumique

χ_{mass} correspond à la susceptibilité magnétique massique

V_0 est un volume standard de 10 cm³

$V_{éch}$ est le volume mesuré de l'échantillon

$m_{éch}$ est la masse de l'échantillon en grammes

C est le coefficient de correction lié au calibre choisi pour la mesure de susceptibilité

χ_{tot} est la susceptibilité totale mesurée qui équivaut à la susceptibilité moyenne mesurée moins la valeur du porte-échantillon càd

$$(*4*) \chi_{tot} = \chi_{mes} - \chi_{p-éch}$$

La mesure de la susceptibilité magnétique dans les roches sédimentaires permet de mesurer de manière précise et continue les concentrations relatives de tous les minéraux avec des valeurs de poids variables selon la valeur de la susceptibilité magnétique intrinsèque de chacun des minéraux.

A titre d'exemple, le tableau 1 renseigne quelques minéraux présents dans les roches sédimentaires avec les valeurs de leur susceptibilité magnétique:

Tableau 1:					
minéraux ferromagnétiques		minéraux paramagnétiques		minéraux diamagnétiques	
10 ⁻⁸ m ³ /kg		10 ⁻⁸ m ³ /kg		10 ⁻⁶ m ³ /kg	
fer	2x10 ⁷	olivines	1 à 130	eau	-0,9
magnétite	5x10 ⁴	amphiboles	16 à 100	halite	-0,9
Maghémite	4x10 ⁴	sidérite	100	quartz	-0,6
Pyrrhotite	5x10 ³	pyroxènes	5 à 100	calcite	-0,5
Ilménite	200	biotites	5 à 95	Feldspath	-0,5
lépidocrosite	70	nontronite	90	kaolinite	-2
goethite	70	chamosite	90	montmorillonite	5
hématite	60	épidote	30	illite	15
		pyrite	30	plastique (PVC)	-0,5
		chalcopryrite	3		

La susceptibilité totale d'un échantillon peut être décomposée en une susceptibilité ferromagnétique, une susceptibilité paramagnétique, et une susceptibilité diamagnétique intégrant l'ensemble des susceptibilités intrinsèques.

Pour une susceptibilité magnétique massique y :

$$\chi(y)_{tot} = \chi(y)_{ferro} + \chi(y)_{para} + \chi(y)_{dia} = \sum \chi(y)_i \times \%i$$

avec $\%i$: pourcentage massique du minéral i dans l'échantillon.

Dans le cas des roches sédimentaires, la contribution ferromagnétique est principalement due à :

- de la magnétite, minéral essentiellement détritique mais qui peut également être formé en milieu marin profond ou lacustre par activité bactérienne (Oldfield, 1991),

- des sulfures magnétiques (de type greigite Fe_3S_4) assez rares mais donnant naissance par déstabilisation à la pyrite dont la formation intervient lors de la diagenèse précoce en milieux très réducteurs, probablement par intervention de bactéries magnétotactiques (Farina *et al.*, 1990),
- de l'hématite dont l'origine est souvent associée à une altération post-dépôt.

Les minéraux paramagnétiques des roches sédimentaires correspondent essentiellement aux minéraux argileux de la matrice et accessoirement à la pyrite et à la dolomite ferrière. Pour la composante diamagnétique, le signal est dominé par le quartz, la calcite, l'illite et la kaolinite. L'ensemble de ces minéraux intervient dans la mesure de susceptibilité magnétique réalisée et est à l'origine de la complexité du signal.

3.2.4. Méthode et appareillage

Une estimation relative des fluctuations du niveau marin peut s'obtenir en mesurant les variations de la fraction lithogénique. Les minéraux ferromagnétiques constituent un composant ubiquiste de toutes les fractions lithogéniques. La concentration en minéraux ferromagnétiques pour une masse d'échantillon peut être déterminée facilement et rapidement en mesurant la susceptibilité magnétique. La mesure concerne le magnétisme induit par opposition au magnétisme rémanent lié au champ magnétique terrestre.

Les échantillons analysés dans le cadre de cette thèse ont été pesés au préalable à une précision de 0.01 g soit à partir des "sucres" de lames-minces (pour les carbonates) soit directement à partir de fragments d'échantillon (schistes). La SM utilisée ne concerne donc que celle calculée sur base de la masse de l'échantillon. Cette méthode permet d'obtenir une bonne précision rapidement et facilement. La mesure sur base d'un volume de roche est plus difficile à mettre en œuvre car il faut estimer le volume de chaque échantillon. Cependant, la méthode est utilisée en routine sur des cylindres (de 10 cm³) provenant de forages ODP (Stoner *et al.*, 1995).

L'appareil utilisé est le pont de susceptibilité magnétique Kappabridge KLY-2 (**figure 3.2**) qui se compose d'une unité de prise d'échantillon appelée pick-up unit (KLY-2.1.) et d'une unité de mesure appelée measuring unit (KLY-2.0.).

Un champ magnétique donné sera appliqué à l'échantillon (placé dans le porte-échantillon) après introduction dans la bobine. Le signal enregistré par l'unité de mesure correspond au champ magnétique induit par l'échantillon qui provoque un déséquilibre dans la bobine. Celui-ci sera compensé par un courant de retour, dont la quantité de volts est proportionnelle au changement d'aimantation enregistrée, qui est affiché par l'unité de mesure (susceptibilité magnétique mesurée).

Tous les échantillons analysés dans les coupes de la limite FF sont répertoriés sous forme de tableaux dans l'annexe. Chaque tableau est subdivisé en une série de colonnes indiquant

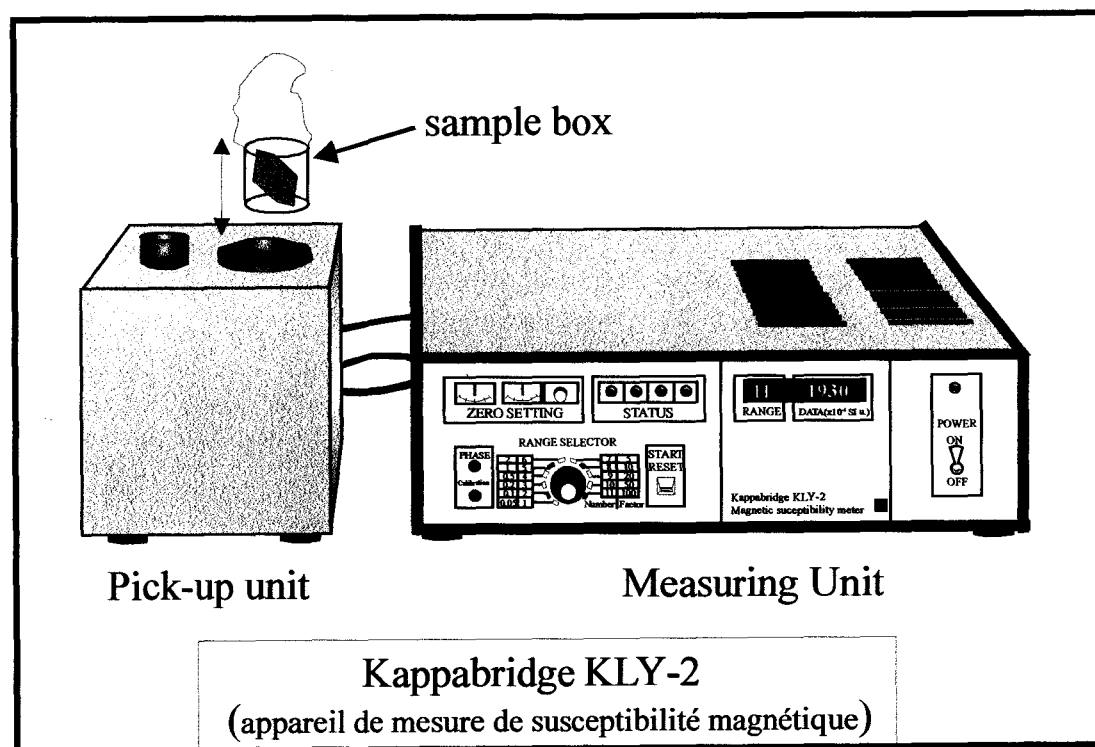


Figure 3.2 : Appareil de mesure de la susceptibilité magnétique des roches (le Kappabridge KLY-2). Les échantillons sont placés dans l'unité de prise d'échantillon et la mesure est lue sur l'unité de prise de mesure.

successivement : le numéro de l'échantillon, le poids en grammes de l'échantillon, le calibre utilisé lors de la mesure par le Kappabridge, le coefficient de correction associé au calibre, la mesure à vide de susceptibilité du porte-échantillon, trois mesures successives du signal magnétique brut, la valeur volumique de la susceptibilité magnétique et enfin la valeur massique de la susceptibilité magnétique calculées respectivement selon les formules (*2* et *3*) citées dans le paragraphe précédent.

3.2.5. Utilisation de la susceptibilité magnétique

Certains problèmes liés à l'utilisation de la susceptibilité magnétique peuvent être rencontrés. Il s'agit d'y être attentif car ils peuvent perturber le signal magnétique obtenu. Crick *et al.* (1994) en ont donné une liste assez exhaustive reprise brièvement ci-dessous:

- la corrélation entre des faciès différents nécessite de réaliser une courbe stratigraphique de susceptibilité magnétique (ou CSM) dans le faciès ayant la meilleure résolution biostratigraphique,

- la meilleure résolution atteinte est celle déduite de l'étude des loess au Pliocène et Pléistocène et des sédiments marins profonds à l'échelle la plus petite de Milankovitch (19.000 ans) et ce sur de petites distances. Pour des séries plus anciennes cette résolution devrait être possible au sein de bassins avec des résolutions diminuant de 0.1 à 1 million d'années sur des distances interrégionales et intercontinentales,
- les effets de la diagenèse sur les propriétés magnétiques de la fraction ferromagnétique des conditions d'oxydoréduction, de la taille des grains ferromagnétiques et de la quantité de fer disponible. La dissolution détruit en premier la fraction de grains ferromagnétiques la plus petite et provoque une augmentation de la taille des grains de la fraction magnétique. L'effet dépendra de la quantité de matériel fin mais aura certainement pour tendance de réduire le signal de la susceptibilité sans pour autant détruire le signal,
- la bioturbation perturbe le signal de susceptibilité magnétique jusqu'à un certain degré en fonction du taux de sédimentation et de l'intensité de la bioturbation,
- la formation de magnétite par les bactéries n'influence pas la mesure car la quantité de fer disponible n'est pas modifiée, de plus la quantité de magnétite biogénique est négligeable et semble ne pas affecter la mesure de la susceptibilité magnétique,
- des variations dans la source ou la provenance des minéraux ferromagnétiques rendent plus difficile les interprétations lorsqu'il s'agit de coupes en position paléogéographique très différentes,
- enfin, la présence de minéraux non magnétiques en quantité importante peut induire des anomalies négatives (veine de quartz ou de calcite, présence de fortes quantités de quartz et de feldspaths détritiques).

Les variations de magnitude de la SM au sein d'une série représente des changements dans le taux d'apport en fer de la fraction lithogénique ou détritique au domaine marin. Deux paramètres gouvernent l'arrivée de ces minéraux riches en fer: le degré d'érosion induit par le climat et les ajustements du niveau de base par les fluctuations du niveau marin (régression ou transgression) ou par toute activité tectonique provoquant un changement d'altitude d'une région par rapport au niveau marin.

Durant les périodes de régressions l'augmentation des processus érosifs conduit à une augmentation des apports de détritiques au domaine marin par les rivières. Ce matériel est alors dispersé par les courants de fond à travers le bassin océanique (Sachs et Ellwood, 1988) et à une augmentation de la SM. Les coupes situées à proximité de la source présenteront une SM plus forte que celles situées au loin. L'intensité du signal liée à l'érosion est donc différente selon la position paléogéographique mais la tendance doit être identifiable à l'échelle de tout le bassin. Si l'événement est encore plus global, cette évolution le sera également.

Finalement le climat influence la SM par:

- des changements dans le taux de précipitation qui provoquent une augmentation de la SM en période de fortes précipitations atmosphériques. Ces dernières induisent donc une plus forte érosion continentale alors que de faibles précipitations diminuent le taux de précipitation et induisent une diminution de la SM.

- l'érosion glaciaire liée à l'avancée des glaciers et les changements du niveau de base produisent une augmentation du matériel détritique dans le système marin ce qui élève les

valeurs de SM. Cet effet, qui se marque par de fortes valeurs de SM dans les sédiments de l'océan Atlantique sud, est observé actuellement et constitue la réponse à l'érosion glaciaire de l'Antarctique (Sachs et Ellwood, 1988). Un autre effet climatique est la pédogenèse qui conduit à la formation de magnétite et de maghémite dans les sols sous l'influence d'un climat favorable. Ces sols sont érodés et les minéraux apportés au domaine marin contribuent à augmenter la SM.

Dans le cadre de la stratigraphie séquentielle, les évolutions de susceptibilité magnétique peuvent être interprétées comme suit (Crick *et al.*, 1997a):

- les augmentations de SM correspondent à des chutes du niveau marin (régressions),
- les plus fortes valeurs de SM représentent le cortège de bas niveau marin (LST),
- une diminution de SM indique une augmentation nette du niveau marin,
- les valeurs les plus basses de SM représentent le cortège de haut niveau marin (HST),
- la façon dont la SM augmente ou diminue au sein d'une série représente la vitesse des processus responsables du changement.

La CSM présente généralement une signature complexe caractérisée par la superposition de plusieurs ordres d'événements de susceptibilité magnétique contrôlant l'apport en fer dans le domaine marin. Les processus de 1^{er} ordre peuvent être corrélés à l'échelle globale par opposition au processus de 2^{ème} ordre ou de fréquence modérée limités à une échelle régionale. De nombreux événements de 3^{ème} ordre enregistrent des fluctuations locales liées aux types et aux taux d'apports en minéraux riches en fer. Ces événements sont observés au sein d'une coupe et ne se corrélaient pas à l'échelle d'un bassin.

3.2.6. Travaux sur la susceptibilité magnétique au Paléozoïque

Les premiers travaux concernent l'évolution de la susceptibilité magnétique au cours du Dévonien dans le bassin du Tafilalt (Maroc) où deux séquences sont rapportées par Crick *et al.* (1994).

- la première concerne la limite Silurien/Dévonien (S/D) du Tafilalt qui est comparée à celle du stratotype (coupe de Klonk, Tchèque). La comparaison des CSM de ces coupes à sédimentation pélagique à hémipélagique montre sensiblement les mêmes évolutions de SM. Les variations de SM sont interprétées en terme de fluctuations eustatiques et constituent des repères chronostratigraphiques corrélables à grande échelle. La limite S/D était donc placée uniquement sur base paléontologique car aucun changement de faciès n'était observé dans la coupe de Klonk (Chlupac et Kukal, 1977). Les CSM obtenues pour cette limite offrent donc une nouvelle voie de corrélation à grande échelle et d'interprétation sédimentologique.

- la seconde se focalise sur la transition Eifélien/Givétien comparée entre les bassins de Tafilalt et de Mader (Maroc). Les enregistrements de la CSM y sont quasi identiques et diffèrent uniquement dans la magnitude des évolutions de SM. Une augmentation du niveau marin est enregistrée à la fin de l'Eifélien (transition entre les Zones à *kockelianus* et à *ensensis*) et est suivie par une régression qui démarre à la fin de la Zone à *ensensis*, c'est-à-dire au début du Givétien (Zone à *hemiansatus*).

Les données acquises par ces auteurs à la transition Eifélien/Givétien du Maroc seront comparées avec des coupes situées en Montagne Noire (France) et en République tchèque

(Crick *et al.*, 1997a). Les différentes CSM établies pour ces coupes indiquent un événement abiotique au sommet de l'Eifélien caractérisé par des valeurs faibles de SM. Cet événement recoupe l'événement biologique Kacák-otomari mais ses limites inférieures et supérieures ne se corrént avec aucun changement faunique. Le caractère général de cet événement est celui d'une augmentation du niveau marin. Cette analyse démontre donc le potentiel d'utilisation de la CSM comme repère chronostratigraphique à l'échelle de plusieurs bassins.

Crick *et al.* (1997b) indiquent que des études optiques de résidus extraits de la fraction d'insolubles d'échantillons dévoniens montrent de la magnétite détritique. De plus, la courbe de démagnétisation rémanente magnétique de deux échantillons carbonatés du Dévonien du Maroc montre des températures Curie typiques de la magnétite à environ 580°C. Ces auteurs considèrent donc que la magnétite est le minéral dominant qui gouverne la SM. La pigmentation des grains par l'hématite, présente dans certaines coupes, n'influence pas les mesures en raison de la faible SM de ce minéral sauf en concentration importante.

Crick *et al.* (1997b) démontrent que les mesures de SM et donc la comparaison des CSM reste d'application en prenant un échantillon dans un banc repère au sein de coupes de plus en plus distantes. Ces auteurs testent ainsi la variabilité de la SM en fonction de l'éloignement et constatent que celle-ci est minime. De la même façon, ces auteurs ont contrôlé la variabilité de la SM en fonction de la lithologie et ce sur plusieurs coupes réparties dans différents bassins. Les résultats indiquent qu'il existe une large gamme de valeurs de SM quelle que soit la lithologie. Les mesures sont donc contrôlées par la teneur en fer et non par la lithologie. Il est cependant vrai que les shales de certaines coupes présentent systématiquement des valeurs plus fortes.

Ces auteurs présentent également une première approche de mesures de la SM sur des coupes recouvrant la transition Frasnien-Famennien en Montagne Noire. Ces coupes ont été échantillonnées en détail (tous les 2 cm) autour de la limite. Une diminution de la SM est enregistrée à la base des bancs de l'UKH et se retrouve parfaitement sur les 4 coupes analysées (Coumiac carrière haute, Coumiac carrière basse, La Serre et Causses-et-Veyran sud). Cette baisse des valeurs accompagne un événement transgressif bien mis en évidence par les biofaciès à conodontes (Girard et Feist, 1997). Une augmentation de la SM se marque également dès la base du Famennien dans les différentes coupes, de même que dans celle d'Aeke Valley dans les montagnes du Harz (Allemagne) et pourrait indiquer un épisode régressif à la base du Famennien.

Crick *et al.* (1997b) présentent également une analyse de l'évolution de la SM dans le Dévonien Inférieur du bassin de Mader au Maroc. De nombreux épisodes enregistrant des fluctuations de la SM sont décrits et interprétés en terme de fluctuations du niveau marin.

Ellwood *et al.* (1999) analysent de manière très détaillée la SM réalisée dans deux séries à sédimentation pélagique du Dévonien du bassin de Tafilalt. Ces séries, épaisses d'une quarantaine de mètres chacune, s'étendent de l'Emsien au Famennien. Les résultats montrent des CSM très similaires indiquant des processus globaux à l'origine des variations de SM. Les CSM indiquent donc de façon générale les tendances suivantes :

- l'Eifélien se caractérise par plusieurs oscillations de faibles amplitudes de la SM et la transition Eifélien/Givétien correspond à l'événement transgressif déjà décrit par Crick *et al.* (1997),
- un événement régressif (fortes valeurs de SM) est présent sous la transition Givétien/Frasnien,
- l'événement transgressif de la fin du Frasnien (correspondant à l'événement de l'UKH),

- une légère diminution de la SM est observée au début du Famennien et se poursuit par une période de très forte augmentation de la SM. Cette dernière évolution est interprétée, par ces auteurs, comme une régression suite au développement d'une glaciation à la base du Famennien. Ces derniers indiquent, cependant, que cette période de régression n'est pas globale comme le montre la courbe de Johnson *et al.*, (1985).

Une autre application d'utilisation de la SM est celle de English (1999) qui a réalisé des mesures de SM le long de deux coupes datant du Llandovery dans le nord-ouest de l'Angleterre. Le signal magnétique se corrèle avec la variation du rapport illite/chlorite, ces minéraux étant présents dans ces séries siliciclastiques (grey mudstones, laminated black mudstones and sandstones). Les pics de SM associés à des bandes de mudstones noirs (transformés par altération diagénétique en nodules de chlorites) permettent d'établir de bonnes corrélations entre les coupes et suggèrent, compte tenu des différences d'épaisseur, que la vitesse de sédimentation était très différente entre les deux coupes.

3.3. Isotopes Stables du Carbone et de l'Oxygène et Pétrographie

Les isotopes stables (carbone et oxygène) ont été réalisés, à la Vrije Universiteit van Brussel au sein du laboratoire du Prof. Eddy Keppens, sur un spectromètre de masse Finnigan Mat Delta E. Les échantillons analysés ont été prélevés sur les phases micritiques les plus homogènes. Les données isotopiques sont reportées dans les notations conventionnelles : δ pour la déviation (en partie pour mille) pour le $\delta^{13}\text{C}$. L'erreur analytique (σ) sur les analyses isotopiques et δ pour la déviation (en partie pour mille) à partir du standard PDB (Peedee Belemnite) pour le $\delta^{18}\text{O}$.

Les échantillons prélevés sur le terrain ont été étudiés pétrographiquement en lames minces. L'analyse permet ainsi de déterminer les microfaciès. Les descriptions pétrographiques sont basées sur la classification de Dunham (1962).

3.4. Précisions

Dans le cadre de la thèse, toutes les figures présentées sont en anglais. Ceci pour faciliter la compréhension, au moins partielle, de ce travail par des chercheurs étrangers. Chaque figure possède, cependant, sa propre légende rédigée dans la langue de Voltaire. Que le lecteur y trouve ma volonté personnelle de rendre la lecture du manuscrit et surtout celles des figures la plus accessible à tous.

CHAPITRE 4

**LES COUPES A LA LIMITE FRASNIEN-FAMENNIEN
DANS LE MASSIF SCHISTEUX RHENAN
(ALLEMAGNE) : STEINBRUCH SCHMIDT ET
STEINBRUCH BENNER)**

Chapitre 4

Les coupes à la limite Frasnien-Famennien dans le Massif Schisteux Rhénan (Allemagne) : Steinbruch Schmidt et Steinbruch Benner

4.1. Le Massif Schisteux Rhénan

La paléogéographie du Dévonien Supérieur du Massif Schisteux Rhénan consiste en une plate-forme mixte siliciclastique-carbonatée bordant au sud le Vieux Continent des Grès Rouges (ou 'Old Red Continent'). Des calcaires, marnes et argiles se sont déposés dans des bassins épicontinentaux adjacents. Des récifs et séquences condensées de calcaires à céphalopodes sont présentes sur des élévations topographiques sous-marines liées à des monts volcaniques sous-marins ou à des bombements tectoniques en relation avec des failles (Krebs, 1979). Des calcaires nodulaires interstratifiés de schistes slumpés caractérisent les pentes de ces hauts-fonds alors que les bassins sont dominés par des dépôts argileux interstratifiés de passées turbiditiques de grès fins et grossiers.

Le Frasnien correspond à une période d'envoyage important submergeant de nombreuses plates-formes carbonatées. Une sédimentation pélagique condensée souligne de manière nette cette transgression (Wendt *et al.*, 1984). Les augmentations du niveau marin pourraient être d'origine tectonique et les changements de la paléogéographie sous le contrôle d'une tectonique de rifting (Schlager, 1981). Le Dévonien Supérieur de la partie ouest de la zone rhénohercynienne illustre ces changements : des séries carbonatées condensées à céphalopodes surmontent des récifs submergés ou des plates-formes peu profondes et des édifices volcaniques sous-marins. Les séries calcaires de Steinbruch Schmidt et de Steinbruch Benner se seraient déposées sur un haut-fond de ce type sous la zone d'action des vagues normales (**figure 4.1**). Les coupes étudiées sont entourées au NW et au SE par des bassins plus profonds (Meischner, 1971; Buggisch, 1972). La coupe de Steinbruch Schmidt est située dans le Kellerwald et celle de Steinbruch Benner dans le synclinal de la Dill.

4.2. La coupe de Steinbruch Schmidt

La limite Frasnien-Famennien est clairement liée, à l'échelle globale, à la présence de deux horizons particuliers de calcaires noirs interstratifiés dans des shales noirs. Ces niveaux ont été originellement groupés en une seule unité appelée le 'Kellwasser-Kalk' par Roemer (1850). Depuis les travaux de Schindewolf (1922) et de Schmidt (1928), un Horizon Kellwasser Inférieur (LKH) et un Horizon Kellwasser Supérieur (UKH) sont distingués. L'UKH est directement lié à un événement biologique global de premier ordre correspondant à un changement faunique majeur à la transition Frasnien-Famennien. Ce changement faunique connu sous le nom de 'Kellwasser Event' se caractérise par des extinctions graduelles (Sandberg *et al.*, 1988, Schindler 1990a,b).

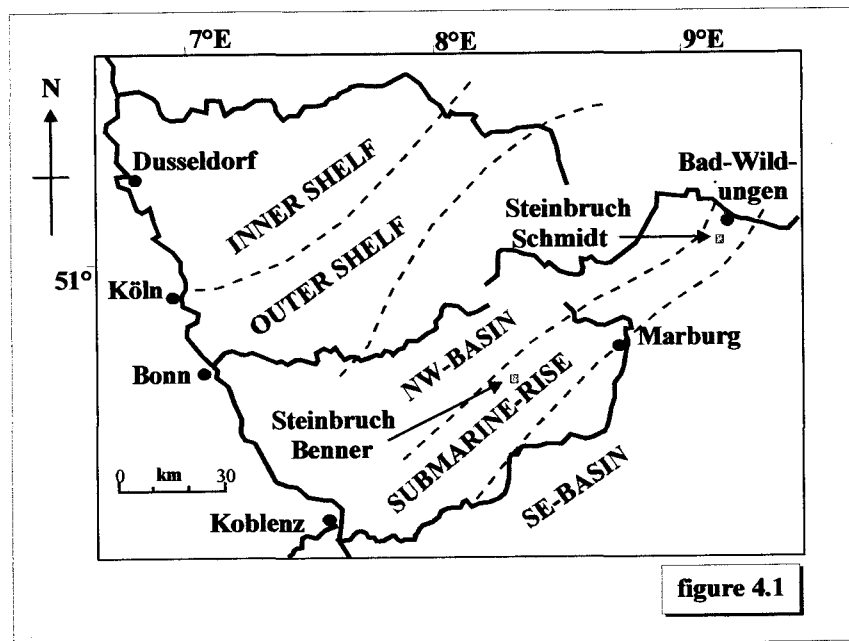


Figure 4.1 : Carte géographique de la partie ouest du Massif Schisteux Rhénan montrant la localisation des coupes de Steinbruch Schmidt et de Steinbruch Benner. Les différents paléoenvironnements marins du Dévonien Supérieur y sont reconstitués selon le modèle paléogéographique proposé par Meischner (1971).

Le sommet de l'UKH constitue ainsi un excellent repère de limite stratigraphique (Walliser *et al.*, 1989). De nombreuses coupes comprenant les Horizons Kellwassers sont connues, depuis longtemps, en Allemagne et plus particulièrement la coupe de Steinbruch Schmidt (**annexe 1**) proposée par Walliser (1988) comme limitotype (GSSP) à la transition Frasnien-Famennien. Cette coupe, localisée à 750 mètres au NE de Braunau (Bad Wildungen) dans la région de la Ense (au Kellerwald), est située dans la partie Est du Massif Schisteux Rhénan (**figure 4.1**). La coupe montre une séquence de calcaires gris-clair à céphalopodes correspondant à une gamme de temps comprise entre les Zones à conodontes *Early rhenana* et *rhomboidea*. Les deux Kellwassers se caractérisent par des calcaires et des schistes noirs.

La coupe de Steinbruch Schmidt a été étudiée par Goodfellow *et al.* (1988) dans l'espoir de détecter une anomalie chimique à la limite Frasnien-Famennien (ou limite FF). Ces auteurs ont observé un enrichissement des éléments en traces autour de la limite FF. Cet enrichissement est probablement lié à un changement de faciès enregistrant l'évolution de conditions fortement anoxiques sous la limite vers des conditions moins réductrices au-dessus c'est-à-dire à la base du Famennien. Un enrichissement positif en $\delta^{13}\text{C}$ au sein de l'UKH a également été rapporté par ces auteurs. Quelques années plus tard, Joachimski et Buggisch (1993) décrivent dans plusieurs coupes européennes des excursions positives du $\delta^{13}\text{C}$ centrées sur les Kellwassers. La similitude de ces excursions traduirait des épisodes transgressifs-régressifs à court terme superposés à un haut niveau marin global. Cette interprétation suggère également que l'anoxie est en relation directe avec un niveau marin élevé. Ces événements isotopiques

indiquent que plusieurs changements du réservoir en carbone océanique ont eu lieu vers la fin du Frasnien.

Des études détaillées (biostratigraphie, paléoécologie, paléoenvironnements...) de plusieurs groupes fossiles ont été réalisées sur les conodontes (Sandberg *et al.*, 1988), sur les trilobites (Feist et Schindler, 1994) et sur les ostracodes (Casier et Lethiers, 1998c). La coupe de Steinbruch Schmidt a fait l'objet de descriptions lithologiques et paléontologiques très minutieuses, particulièrement, au niveau des Kellwassers par Walliser *et al.* (1989) et Schindler (1990a, b; 1993). Une brèche présente à la base du premier banc famennien avait été interprétée par Sandberg *et al.* (1988) comme une dépôt tempestite. Contrairement à cette interprétation Schindler (1993) propose une origine *in situ* au cours de la lithification. Selon cet auteur, le niveau bréchique est présent dans de nombreuses coupes allemandes et correspond à un horizon distinct d'extension régionale.

L'ensemble de ces travaux porte essentiellement sur la distribution des faunes de part et d'autre de la limite ainsi que sur des analyses géochimiques dont le but était de mettre en évidence une cause extraterrestre possible à la limite FF. Comme l'origine extraterrestre ne semble pas démontrée (McGhee *et al.*, 1986a,b), un phénomène géologique plus commun (variations du niveau marin, oscillations climatiques, conditions anoxiques) pourrait expliquer ce changement faunique majeur. Dans ce but, une analyse sédimentologique détaillée de la coupe de Steinbruch Schmidt a été réalisée en vue d'obtenir des informations sur les variations eustatiques et les phénomènes sédimentologiques présents à la limite FF.

4.2.1. Analyse sédimentologique

4.2.1.1. Analyse des microfaciès

115 échantillons ont été collectés le long de la coupe de Steinbruch Schmidt sur une épaisseur légèrement supérieure à 9 mètres (**figure 4.2**). L'abondance des bioclastes ainsi que les principales structures sédimentaires observées en lames minces sont reportées pour chaque échantillon. On notera d'emblée la distribution non aléatoire des bioclastes : la présence d'algues, de foraminifères et de gastéropodes dans les sédiments au sommet du LKH et entre les Kellwassers. Les goniatites et tentaculites disparaissent à la limite hormis deux récurrences dans les échantillons 114 et 115 (Zone à *crepida*). Les éponges sont abondantes avant les Kellwassers ainsi qu'à partir de la Zone à Late *triangularis*. Les radiolaires sont présents dans les niveaux Kellwassers. L'analyse des microfaciès montre que les sédiments sont très laminaires et souvent bioturbés (hormis dans les Horizons Kellwassers).

L'étude pétrographique permet de reconnaître trois microfaciès majeurs (MF1 à MF3) comprenant plusieurs variétés ou lithotypes classés selon l'abondance en bioclastes et les structures sédimentaires. La succession des microfaciès (de 1 à 3) constitue la séquence standard de la série et enregistre une évolution régressive depuis des environnements situés sous la zone d'action des vagues de tempêtes (ZAT) à des environnements de plus fortes énergies proches de la base de la ZAT.

Figure 4.2 : La colonne lithologique, le numéro des bancs et la succession des zones à conodontes sont basés sur le travail de Feist et Schindler (1994). La position des lames minces, l'épaisseur des bancs, l'échelle de la coupe, l'abondance des fossiles et les structures sédimentaires sont reportés en regard de la colonne lithologique. Abréviations : UKH : Horizon Kellwasser Supérieur, LKH : Horizon Kellwasser Inférieur.

**Steinbruch Schmidt
Section**

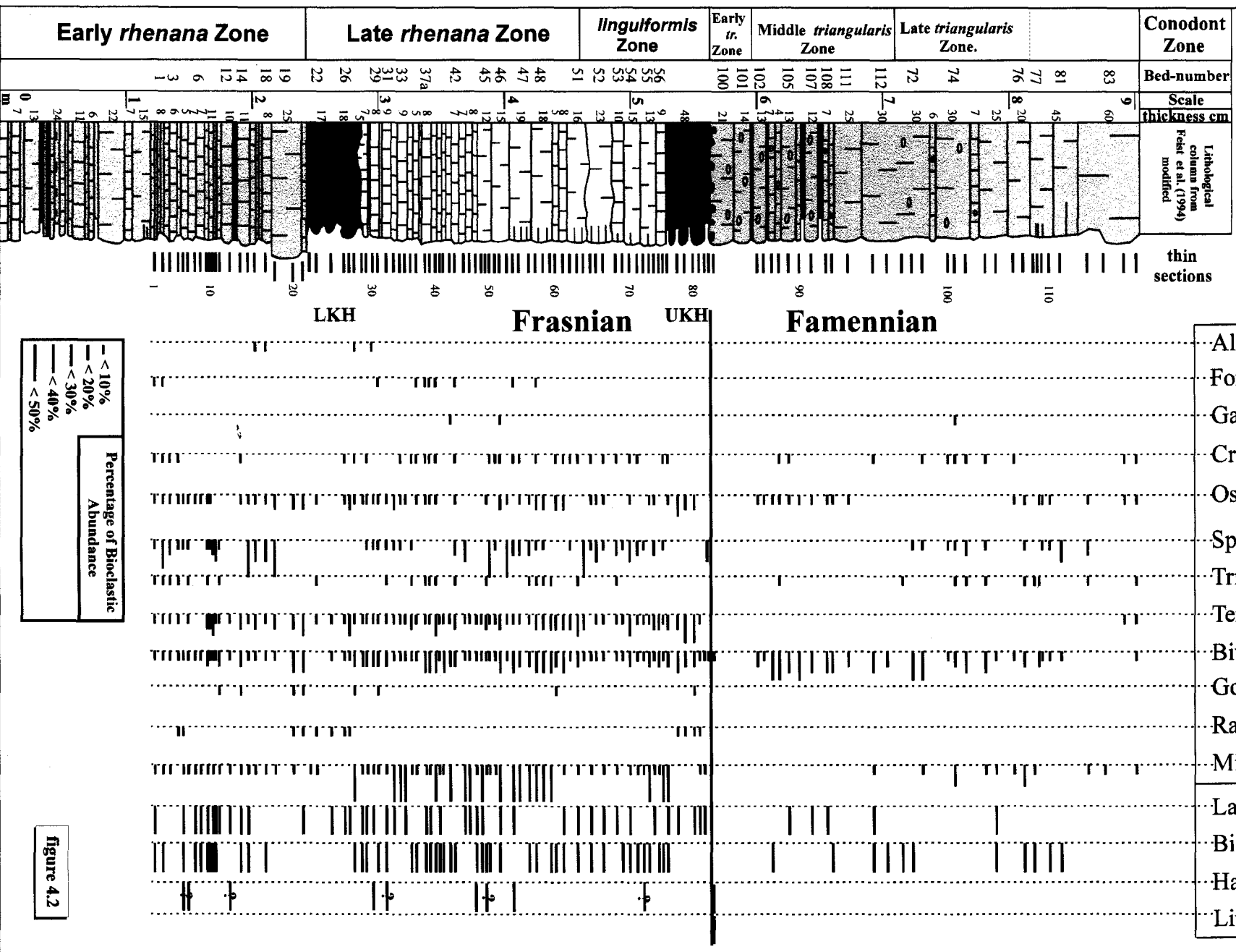


figure 4.2

MICROFACIES 1 (MF1) : Environnements de bassin

- *MF1a : mudstones laminaires et mudshales noirs pauvres en faunes (annexe 6, photo 1)*

Ce microfaciès est caractérisé par un faible pourcentage en bioclastes composés de petits mollusques (bivalves), rares radiolaires et ostracodes. La structure laminaire consiste en une alternance de lamines noires (jusqu'à 1 mm d'épaisseur) enrichies en composants organiques et de lamines plus claires (millimétriques à centimétriques). Les minéraux détritiques sont constitués d'abondants grains de quartz silteux (< 60 µm) et de micas blancs (< 100 µm). Aucune trace de bioturbation n'est observée.

- *MF1b : packstones bioclastiques noirs et laminaires (annexe 6, photo 2)*

Il s'agit de packstones fortement bioclastiques et laminaires composés de mollusques abondants (goniatites et bivalves), de tentaculidés, d'ostracodes et de rares radiolaires. Les bioclastes sont emballés dans une matrice micritique faiblement dolomitisée riche en composants organiques. La structure laminaire est formée de l'alternance de lamines épaisses (jusqu'à 2 cm) riches en bioclastes et de lamines plus fines (millimétriques à centimétriques) et argileuses pauvres en bioclastes. Les minéraux détritiques sont identiques à ceux observés dans le MF1a. Le microfaciès ne montre pas de figures de bioturbation.

- *Interprétation :*

Ce microfaciès n'est observé qu'au sein des Horizons Kellwassers (**figure 4.3**) et est le plus profond de la série. Il se caractérise par une teneur argileuse importante, une structure laminaire bien préservée et renferme de nombreux organismes pélagiques (ou nectoniques) tels que les goniatites, les radiolaires et les tentaculidés. Ces caractères ainsi que l'abondance de la matière organique et des minéraux détritiques suggèrent un environnement marin relativement profond, calme et mal oxygéné. L'absence d'algues place ce faciès dans la zone aphotique. La profondeur estimée se situe en-dessous de toute activité des courants et des vagues c'est-à-dire sous la ZAT à des profondeurs de l'ordre de 200 mètres (?) par comparaison avec des situations actuelles (Reineck et Singh, 1975 ; Guillocheau et Hoffert, 1988) et avec celle du Frasnien de Coumiac en France (Préat *et al.*, 1998) qui renferme ces mêmes microfaciès

Dans de tels environnements, le processus sédimentaire dominant est la décantation des particules en suspension. L'analyse pétrographique montre une majorité de valves d'ostracodes à concavité tournée vers le haut ce qui peut s'interpréter comme une retombée calme de la charge d'un courant turbide ayant repris un sédiment meuble (Guernet et Lethiers, 1989). L'interprétation du microfaciès est similaire à celle de Buggisch (1972) pour qui les Horizons Kellwassers traduisent des conditions sapropéliques comme l'indiquent l'absence de courants et du benthos, l'enrichissement en Cu et la présence de composants organiques très abondants. La structure laminaire bien préservée s'explique par l'absence d'organismes benthiques qui ne pouvaient survivre dans de tels environnements très peu oxygénés. Ces conditions dysaérobiques sont également confirmées par la présence d'Entomozoacés et de Cypridinacés (ostracodes appartenant à l'écotype à Myodocopidés) au sein des Kellwassers. Ces espèces sont caractéristiques de milieux peu oxygénés et n'ont été observées que dans ces horizons à Steinbruch Schmidt (Casier et Lethiers, 1998c).

MICROFACIES 2 (MF2) : Environnements à éponges de rampe distale hémipélagique
(annexe 6, photos 3-6)

• *Microfacies 2a (MF2a) : mudstones et wackestones bioturbés et bioclastiques*

Ce microfaciès constitue une transition entre les microfaciès 1b et 2b. La fraction bioclastique est pauvre et constituée uniquement de spicules d'éponges, d'ostracodes, de mollusques (bivalves) et de rares radiolaires. La matrice micritique est finement recristallisée en une calcite microsparitique. La structure laminaire mal préservée est perturbée par de nombreuses figures de bioturbation.

• *Microfacies 2b (MF2b) : wackestones et bafflestones à éponges*

Le microfaciès correspond à des wackestones et bafflestones à nodules centimétriques d'éponges renfermant parfois des spicules en connexion associés à quelques bioclastes d'ostracodes, de crinoïdes et de trilobites. De nombreuses petites cavités irrégulières d'aspect stromatactoïde (*sensu* Boulvain, 1993), de taille inframillimétrique, à remplissages géopètes sont observées dans la matrice. La structure nodulaire du faciès est liée aux éponges, et est accentuée par des processus de pression-dissolution (stylolites) particulièrement marqués autour des nodules d'éponges. Les figures de bioturbation sont présentes sans être abondantes.

Des lamines infracentimétriques de packstones microbioclastiques riches en tentaculidés, mollusques (lamellibranches et gastéropodes), ostracodes, crinoïdes, trilobites, rares foraminifères de petites tailles (*Frondilina*, *Tickhinella*) et fragments mal préservés d'algues (kamaenidés et *Rectangulina* Antropov 1959 (Mamet et Roux, 1975) sont régulièrement observées. La matrice de ces lamines de packstone est riche en micropéloïdes. Les fragments de crinoïdes et de mollusques présentent de nombreuses perforations vraisemblablement liées à l'action des éponges. Ces passées microbioclastiques montrent souvent des bases érosives et une surface plane au sommet.

De rares hardgrounds perforés sont observés au sein de ce microfaciès. Les deux niveaux de hardgrounds les mieux préservés s'observent immédiatement au-dessus des Horizons Kellwassers. Le plus ancien niveau, au-dessus du LKH (**planche 1**) montre une surface irrégulière encroûtée par des éponges et est riche en goniatites. Cette surface est perforée de terriers verticaux de 1 à 2 mm de profondeur à sub-horizontaux (centimétriques) remplis par le sédiment sus-jacent (MF2c). Cette première surface de hardground et son remplissage sont surmontés d'une deuxième surface de condensation, soulignée par une surface ferruginisée (Fe-Mn ?). Le deuxième niveau de hardground le plus récent localisé à la base du Famennien, donc au-dessus de l'UKH (**planche 1**), correspond à une microbrèche de nodules infracentimétriques arrondis à anguleux de mudstones à spicules d'éponges au sein d'un wackestone microbioclastique à mollusques et ostracodes.

• *Microfacies 2c (MF2c) : wackestones laminaires et microbioclastiques à cavités stromatactoïdes*

Ces wackestones à matrice micritique et microsparitique contiennent quelques cavités irrégulières d'aspect stromatactoïde et de tailles inframillimétriques. Le remplissage géopète est constitué de mudstone riche en micropéloïdes, rares valves d'ostracodes et petits

lamellibranches. La matrice est microbioclastique et contient d'abondants tentaculidés, de rares mollusques, trilobites, ostracodes et crinoïdes.

• *Interprétation* :

Le MF2 correspond au développement de niveaux de nodules d'éponges culminant dans les bafflestones du MF2b. Des passées microbioclastiques d'épaisseur millimétrique à centimétrique sont interstratifiées au sein de ce faciès à éponges. Elles contiennent différents bioclastes (algues et foraminifères) provenant d'une plate-forme carbonatée distante. La nature de ces passées, les bioclastes exotiques et la présence de surfaces érosives à leur base suggèrent des conditions énergétiques temporairement plus élevées en relation avec l'activité de courants turbides de type tempêtes distales ou turbidites. La succession des trois lithotypes souligne un gradient distal-proximal marqué par l'augmentation du nombre de cavités stromatactoïdes et des passées microbioclastiques du MF2a au MF2c. Cette évolution correspond à une légère diminution de la profondeur relative du niveau marin le long de la rampe distale. Le microfaciès 2 de la coupe de Coumiac (Frasnien Supérieur, France) est très similaire au MF2 de Steinbruch Schmidt et interprété de la même façon par Préat *et al.* (1998).

MICROFACIES 3 (MF3) : Rampe externe sous ou à proximité de la ZAT
(annexe 7, photos 1-2)

• *Microfacies 3a (MF 3a) : packstones microbioclastiques et laminaires*

La fraction biogène correspond à des microbioclastes de tentaculidés, mollusques (gastéropodes et lamellibranches), ostracodes, crinoïdes, trilobites, foraminifères et fragments d'algues mal préservés (semblables à ceux décrits dans le MF2b). Il s'y ajoute des micropéloïdes. Les passées microbioclastiques, d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique, se succèdent en alternance avec de fines passées inframillimétriques de mudstone argileux. Elles présentent des ondulations, des bases érosives et parfois un granuloclassement. Le sédiment contient quelques hadgrounds perforés, remplis de wackestones microbioclastiques à micropéloïdes.

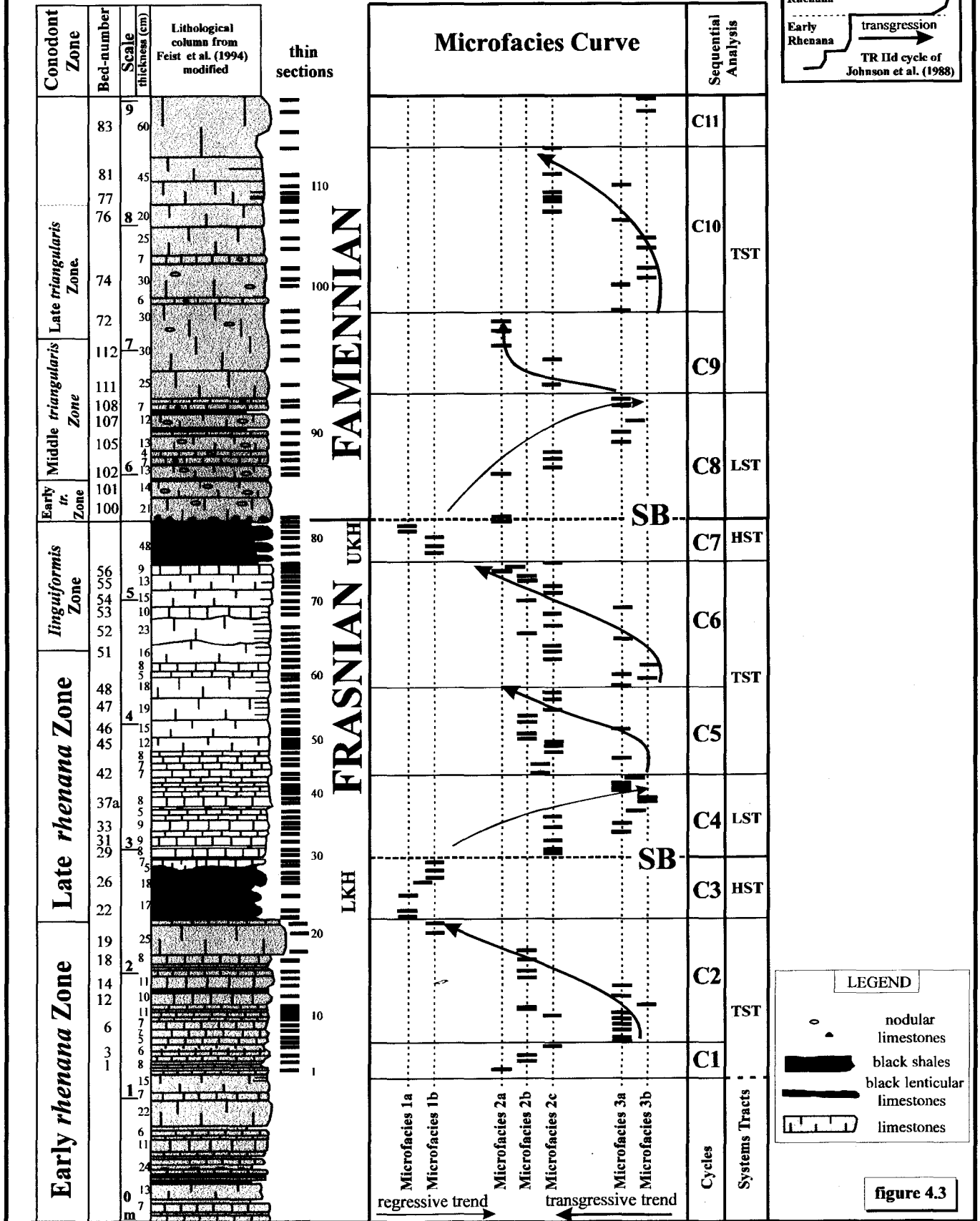
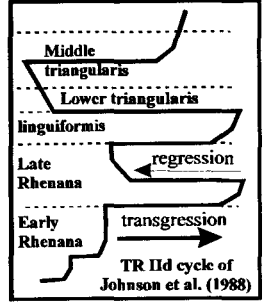
• *Microfacies 3b (MF3b) : packstones bioclastiques grossiers*

Ce microfaciès est similaire au précédent mais présente une granulométrie nettement plus élevée des bioclastes suite à l'abondance de grandes coquilles de lamellibranches. L'épaisseur de ces passées atteint plusieurs centimètres. Ces passées contiennent également de nombreux tentaculidés, de rares crinoïdes et ostracodes.

• *Interprétation* :

Figure 4.3 : Evolution de la courbe des microfaciès en regard de la colonne lithologique. L'analyse séquentielle montre l'empilement de cycles (C1 à C11), correspondant à des évolutions régressives, transgressives ou aggradantes, ainsi que la succession des cortèges sédimentaires. L'évolution du cycle eustatique T-R IId de Johnson et al. (1988) est également représentée. Abréviations : LST : cortège de bas niveau marin, TST : cortège transgressif, HST : cortège de haut niveau marin, MFS : surface d'inondation maximum, SB : limite de séquence, LKH : Horizon Kellwasser Inférieur, UKH : Horizon Kellwasser Supérieur.

Steinbruch Schmidt Section



Le MF3 se caractérise par une forte augmentation de l'épaisseur des passées microbioclastiques et de la taille des bioclastes. Un granuloclasement est présent sporadiquement et de nombreuses figures érosives caractérisent la base des passées. Ces observations suggèrent un environnement soumis à l'influence de conditions plus énergétiques situé près de la ZAT et lié à la mise en place de tempestites ou de turbidites.

4.2.1.2. Modèle sédimentologique et évolution des microfaciès

a. Modèle sédimentologique

En dépit de la difficulté d'établir une séquence bathymétrique dans ce type de série fortement condensée en milieu profond, l'ordre des microfaciès dans la séquence standard est principalement basé sur l'utilisation de critères sédimentologiques tels que laminations bioclastiques, granuloclasement, épaisseur et fréquence des passées microbioclastiques. Ces critères permettent de reconnaître un gradient distal-proximal du MF1 au MF3 et la courbe d'évolution des microfaciès qui en résulte enregistre une évolution de type 'shallowing-upward'. Cette dernière montre le passage des environnements profonds, calmes et mal oxygénés situés sous la ZAT (proche de 200 m de profondeur) aux environnements plus énergétiques influencés par les courants présents autour de la ZAT. Les microfaciès sont situés sous la zone photique comme le suggère l'absence d'algues *in situ*. Les sédiments sont dominés par des mudshales, mudstones et wackestones et traduisent une sédimentation calme et autochtone. Les passées de packstones microbioclastiques interstratifiées dans les sédiments sont liées à des tempêtes ou des turbidites. Les fossiles pélagiques ou nectoniques (tentaculidés, goniatites, radiolaires) sont essentiellement associés au MF1. La faune benthique est représentée par les éponges du MF2 et les crinoïdes du MF3, ces derniers étant probablement liés à la destruction de prairies à crinoïdes à partir d'une plate-forme distante.

Les sédiments les plus profonds correspondent ainsi aux mudshales et mudstones laminaires du MF1. Ils correspondent aux 'black shales' des Horizons Kellwassers déposés sous la ZAT. Depuis cet environnement, une transition graduelle conduit aux faciès à éponges (MF2) progressivement interstratifiés de minces passées de packstones microbioclastiques à bases érosives. Le dernier microfaciès (MF3) contient les passées microbioclastiques les plus épaisses. La succession des microfaciès MF2/MF3 permet de reconnaître un gradient distal/proximal sous le contrôle des courants de turbidités (tempestites ou turbidites) apportant des matériaux carbonatés allochtones dans le bassin. L'origine de ces apports est probablement en relation avec le développement au cours du Dévonien Supérieur d'une plate-forme carbonatée localisée dans la partie nord-ouest de l'Allemagne en bordure du continent des Vieux Grès Rouges (**figure 4.1**). Cette plate-forme est séparée de la zone de haut-fond par un bassin intracratonique peu profond où se trouvent les coupes de Schmidt et de Benner.

En résumé, l'analyse des microfaciès indique un environnement marin situé sous ou à proximité de la ZAT, suggérant un milieu marin profond de 40 à 200 mètres par comparaison avec les profondeurs actuelles mesurées pour la limite inférieure des plus fortes tempêtes (Guillocheau et Hoffert, 1988). Ces profondeurs s'accordent assez bien avec la position paléogéographique de la coupe de Steinbruch Schmidt localisée sur un haut-fond lié à un soubassement volcanique (Meischner, 1971; Buggisch, 1972). Elles pourraient expliquer la relative homogénéité des faciès (seul trois types de microfaciès sont reconnus) car les variations du niveau marin n'affectent que très modérément les environnements de dépôts à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres. On notera que la topographie des fonds devait être peu accidentée pour expliquer l'arrivée de ces courants de turbidité.

La sédimentation pélagique sur les haut-fonds diffère fortement des systèmes de plates-formes carbonatées à production active et des bassins océaniques de grandes profondeurs. Les courants de fonds empêchent le dépôt d'organismes planctoniques (tels que les radiolaires) qui sont alors présents dans les bassins adjacents (Baumgartner, 1987; 1990). Une telle situation est observée à Steinbruch Schmidt où les radiolaires sont peu abondants et présents essentiellement dans le MF1. De tels hauts-fonds ont déjà été rapportés à une profondeur ≥ 200 mètres dans une série condensée de l'Ammonitico Rosso du nord-est de l'Italie (Martire, 1992).

b. Sédimentation pélagique et analyse séquentielle

Martire (1992) a montré que la sédimentation de faciès condensés en plate-forme submergée se produit durant les cortèges transgressifs et de haut niveau marin quand l'activité des courants est réduite et permet la décantation des sédiments pélagiques. Dans un tel système, les limites de séquences (3^{ème} ordre) correspondent à des hiatus stratigraphiques et les surfaces d'érosion sont soulignées par des hardgrounds riches en Fe-(Mn). Ils sont à mettre en relation avec une augmentation de la circulation océanique suite à une baisse eustatique.

La coupe de Steinbruch Schmidt montre une rythmicité à petite échelle composée de cycles régressifs et transgressifs d'épaisseur inframétrique. Les Horizons Kellwassers ne présentent pas d'évolution séquentielle, les faciès restant toujours dans les environnements les plus profonds. 11 cycles sont reconnus (C1 à C11, **figure 4.3**) et présentent une épaisseur variant entre 0,4 et 1,4 m. Aucun de ces cycles ne montre clairement une évolution de type stratocroissante ou stratodécroissante. Les bancs au sein des cycles sont d'épaisseur infradécimétriques à décimétriques. Les limites entre ces bancs sont soulignées par des joints argileux plurimillimétriques représentant des périodes de temps importantes si l'on en juge par les zones à conodontes. Comme le montre la **figure 4.3**, une zone à conodontes contient au maximum trois cycles et au minimum une partie seulement d'un cycle. Ceci indique bien l'importance de la condensation de la sédimentation dans la coupe de Steinbruch Schmidt. Dans une telle situation, il est impossible de reconnaître les ordres de séquences inférieurs (séquence élémentaire ou paraséquence, ensemble de paraséquences ou 5^{ème} et 4^{ème} ordres) *sensu* Van Wagoner *et al.* (1988). La présence de deux niveaux de hardground situés au-dessus de chacun des Kellwassers confirme une fois encore l'importance de la condensation de la série.

Le niveau de hardground le plus jeune, situé exactement à la base du Famennien renferme de nombreux nodules à spicules d'éponges dans une matrice micritique et bioclastique (annexe 7, photo 3). Ce niveau, localisé à la base du premier banc Famennien, correspond à la couche bréchifiée interprétée respectivement par Sandberg *et al.* (1988) et par Schindler (1993) comme un dépôt de tempête et une formation *in situ* durant la lithification. De notre point de vue, ces nodules représentent une couche d'éponges (bafflestone) intensivement perforée pendant une phase de ralentissement extrême du taux de sédimentation. Lorsque la bioturbation est particulièrement abondante, les éponges sont fragmentées et transformées en blocs (ou microbrèches) de plus petites tailles remaniés et incorporés dans les sédiments sus-jacents. Ce processus conduit à la formation d'une brèche composée d'éléments arrondis à anguleux de taille infracentimétrique. Des processus similaires ont été décrits dans la coupe de Coumiac par Prétat *et al.* (1998) dans le même intervalle stratigraphique. La formation de cette brèche implique donc un hiatus stratigraphique important comme en témoigne la Zone à Early *triangularis* qui est la biozone à conodontes la plus réduite de la série (**figure 4.3**). Le second niveau de hardground (épais de

plusieurs mm), situé au-dessus du LKH, présente des terriers verticaux profonds de 1 à 2 mm et des terriers horizontaux d'extension centimétrique (annexe 7, photos 4-6). Ces terriers sont remplis de sédiments du MF2.

Chacun des niveaux de hardground est surmonté d'une séquence régressive des microfaciès et pourrait correspondre à une limite de séquence de 3^{ème} ordre *sensu* Van Wagoner *et al.* (1988). Cette limite de séquence est du même type que celle reportée par Martire (1992) dans les séries pélagiques de l'Ammonitico Rosso. L'empilement vertical des 11 cycles et la présence de deux limites de séquences (ou SB, **figure 4.3**) permet de suivre l'évolution de la sédimentation au niveau du 3^{ème} ordre. Celui-ci montre la succession de 7 cortèges sédimentaires : les cycles transgressifs correspondent aux cortèges transgressifs et les deux Horizons Kellwassers correspondent à des cortèges de hauts niveaux marins. Les cortèges de bas niveaux marins sont définis par les cycles régressifs montrant des évolutions MF1-MF3. Une séquence de 3^{ème} ordre est complète dans la coupe de Steinbruch Schmidt (de C3 à C7) et regroupe quasi la totalité de deux zones à conodontes soit environ 0.8 à 1 Ma. Cette séquence de 3^{ème} ordre correspond donc bien à la gamme de temps rapportée pour ce type de séquence (Einsele *et al.* 1991).

La limite TST-HST correspond à une surface d'inondation (MFS). Celle-ci est difficile à repérer dans ce type de séquence condensée. Schindler (1993) a montré qu'une couche caractéristique située immédiatement avant le LKH comportait un enrichissement en divers éléments fauniques tels que trilobites, ostracodes, cricoconaridés et goniatites. Tous ces groupes renferment par ailleurs un pourcentage important d'individus. Cette couche se caractérise donc par une augmentation à la fois de la diversité faunique et du nombre d'individus au sein de la même espèce. Cette couche, que l'on peut retrouver dans d'autres coupes (Schindler, 1993), correspond dans notre modèle séquentiel à la transition TST-HST et pourrait donc bien souligner la surface d'inondation maximale (MFS). Une telle couche n'a cependant pas été reconnue sous l'UKH par Schindler (1993).

c. Discussion

Une comparaison entre l'évolution de la courbe des microfaciès et le cycle T-R IId de Johnson *et al.* (1985) et de Johnson et Sandberg (1988) révèle certaines similitudes sur un plan général mais révèle également des différences dans le détail. Selon ces auteurs, les épisodes transgressifs enregistrés dans la partie basale de la Zone à Late *rhenana* et dans la partie la plus supérieure de la Zone à *linguiformis* correspondent aux Horizons Kellwassers. Comme nous l'avons vu précédemment (voir paragraphe B.2 et figure 4.3), les transgressions de Steinbruch Schmidt démarrent bien avant les Kellwassers, ces derniers ne constituant seulement que les cortèges de hauts niveaux marins. Dans les deux cas, un épisode régressif fait suite aux Kellwassers ; le second épisode régressif à la base du Famennien est de grande extension selon la courbe de Johnson *et al.* (1985). La profondeur importante des dépôts de la coupe de Steinbruch Schmidt (i.e entre 100 et 200 m) ne permet pas d'apprécier l'ampleur des variations eustatiques à partir de l'analyse des microfaciès.

Figure 4.4 : Evolution des pourcentages en conodontes et des biofaciès à conodontes (d'après les données de Sandberg et al., 1988) en regard de la colonne lithologique, de la courbe des microfaciès et de l'analyse séquentielle. La comparaison concerne essentiellement l'Horizon Kellwasser Supérieur (UKH) et la transition FF. Abréviations : LST : cortège de bas niveau marin, TST : cortège transgressif, HST : cortège de haut niveau marin, SB : limite de séquence, UKH : Horizon Kellwasser Supérieur.

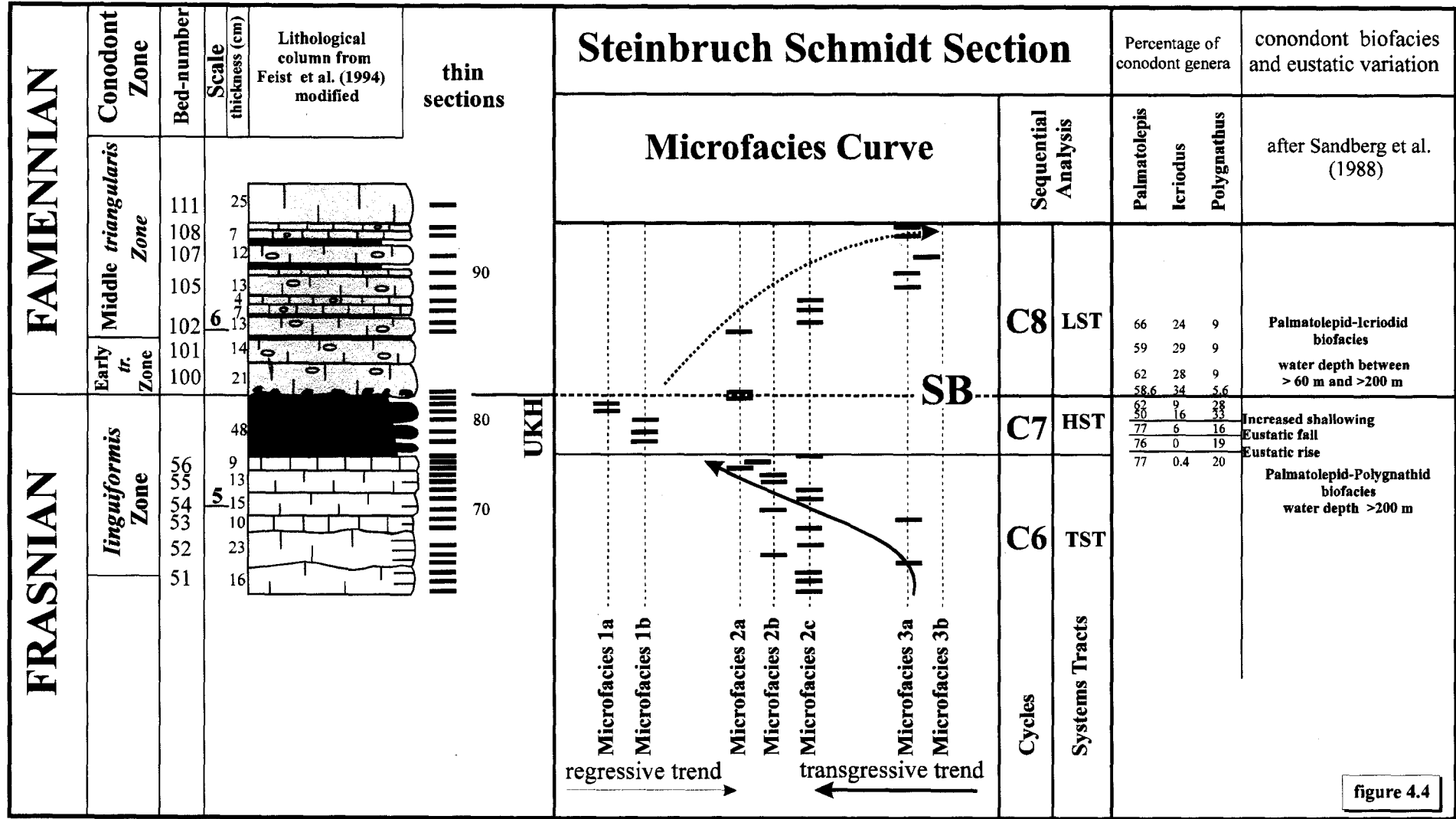


figure 4.4

Deux excursions positives des isotopes du carbone sont présentes dans les Horizons Kellwassers (Joachimski et Buggisch, 1993) de plusieurs coupes d'Europe. Elles se corrélient avec des fluctuations transgressives-régressives à court terme superposées à un haut niveau marin à l'échelle globale. Cette interprétation suggère également que l'anoxie est en relation directe avec un niveau marin élevé. D'autres événements anoxiques, comme ceux reportés pour le Toarcien (Jenkyns et Clayton, 1986) et pour la transition Cénomanién-Turonien (Arthur *et al.*, 1987), coïncident également avec des hauts niveaux eustatiques. Ces résultats confortent le modèle séquentiel développé dans la coupe de Steinbruch Schmidt où les Kellwassers correspondent à des hauts niveaux marins. De plus, ces fluctuations de 3^{ème} ordre sont renforcées car elles se superposent à un haut niveau marin de 2^{ème} ordre culminant au niveau de la limite FF et correspondant au maximum eustatique du Dévonien (Johnson et Sandberg, 1988).

Récemment, une synthèse des variations eustatiques, au cours du Frasnien moyen et supérieur ainsi que pour la limite FF, a été proposée par Muchez *et al.* (1996). Ces auteurs comparent les variations eustatiques d'environnements marins peu profonds de Belgique et du sud de la Chine. Dans ces deux régions, deux limites de séquences sont reconnues : la première dans la Zone à Late *rhenana* et la seconde au sommet de la *linguiformis* (limite FF). Les tempestites de la base du Famennien, et donc au-dessus de cette limite de séquence, correspondent à un bas niveau marin. Ces résultats confirment à nouveau nos analyses en documentant le même type de variations eustatiques autant dans des environnements profonds que peu profonds. Les variations eustatiques ont donc été similaires au moins à l'échelle du bassin rhénohercynien et vraisemblablement encore à plus grande échelle.

La coupe de Steinbruch Schmidt étudiée par Sandberg *et al.* (1988) révèle un changement de biofaciès à conodontes au niveau de la limite FF (**figure 4.4**). La fin du Frasnien (avant et durant l'UKH) est caractérisée par un biofaciès à Palmatolépidés-Polygnathidés qui indique une profondeur ≥ 100 m (Sandberg *et al.*, 1997). Par contre, les faunes de la base du Famennien (Zones à Early et Middle *triangularis*) correspondent à un biofaciès mixte à Palmatolépidés-Icriodidés indiquant des profondeurs de ≥ 60 m à $\geq 200-300$ m (Sandberg *et al.*, *ibid.*). Ce changement de biofaciès suggère une diminution relative du niveau marin à la limite FF. D'autre part, l'augmentation graduelle du pourcentage en *Icriodus* au sein de l'UKH souligne une accélération de la baisse eustatique. La transition entre un cortège de haut niveau marin dans l'UKH et celui de bas niveau marin dans les premiers bancs du Famennien (**figure 4.4**) s'inscrit bien dans le changement des biofaciès à conodontes. Ce point est d'ailleurs souligné par l'abondance maximale en *Icriodus* (espèce caractéristique de milieux marins peu profonds) dès la base du Famennien. Cette augmentation graduelle en *Icriodus* au sein de l'UKH est interprétée par Sandberg *et al.* (1988) comme la première phase de la chute du niveau marin. Celle-ci pourrait trouver son explication dans la définition d'un haut niveau marin subdivisé en trois parties (Van Wagoner *et al.*, 1988) : le début du HST correspond à la fin de l'épisode transgressif, une période de stabilité indique la partie médiane du HST et le début de la chute du niveau marin correspond à la fin du HST. La fin de la période de haut niveau marin se marque donc par la première phase de baisse eustatique. Dans ce contexte, les variations d'abondance de conodontes et de biofaciès à conodontes se corrélient bien avec l'analyse séquentielle.

4.2.2. Analyse minéralogique des argiles

Buggisch (1972) a effectué des analyses de la minéralogie des argiles des Horizons Kellwassers du Massif Schisteux Rhéan. Il distingue 5 associations minéralogiques qui correspondent à des unités paléogéographiques et tectoniques. Il reconnaît ainsi deux zones sur base de la contrainte tectonique enregistrée par les sédiments. Aucune analyse détaillée des argiles au Dévonien Supérieur et particulièrement à la transition FF n'a été réalisée depuis dans le Massif Schisteux Rhéan. Dans cette optique, l'analyse du cortège argileux devrait permettre de préciser les conditions climatiques lors du dépôt des sédiments. Cette analyse montrera également si un changement dans la composition ou dans l'abondance des argiles s'observe à la transition FF. Les variations de la composition et des teneurs en argiles sont en relation directe avec des changements climatiques, des fluctuations eustatiques ou tectoniques. Il est donc important d'analyser le cortège argileux pour le comparer aux résultats sédimentologiques et séquentiels. De plus, les analyses détaillées du cortège argileux permettront de préciser les conditions diagénétiques de la série.

4.2.2.1. Analyse du cortège argileux

25 échantillons pris dans les calcaires et les schistes ont été analysés dans la coupe de Steinbruch Schmidt. La méthode d'analyse est la même que celle décrite au chapitre 3.

Le cortège des minéraux argileux de Steinbruch Schmidt (**figure 4.7**) est dominé par l'illite (50-90%) et par la kaolinite (10-50%). Les interstratifiés (10-14s, illite-smectite) (5-30%) et la chlorite (0-5%) sont présents en traces; le quartz et la goéthite sont également observés.

L'illite et la kaolinite constituent donc l'essentiel de la fraction argileuse tout au long de la coupe. L'illite augmente graduellement de la base de la série (50%) jusqu'au LKH (75%). Les valeurs chutent ensuite rapidement jusqu'à un minimum de 50% pour l'échantillon 42 (**figure 4.7**). Les valeurs augmentent à nouveau de manière progressive jusqu'à 90% dans l'UKH. Une diminution semblable à celle enregistrée au-dessus du LKH est observée à la base du Famennien. L'échantillon 97 montre une légère augmentation (70%) en illite avant que les teneurs ne chutent à nouveau à 50% à la base de la Zone à *crepida*. En résumé, les Horizons Kellwassers montrent les pourcentages les plus riches en illite (75% et 90% respectivement pour le LKH et l'UKH).

Force est de constater l'abondance de l'illite tout au long de la coupe. Celle-ci sera étudiée plus en détail (indice d'Esquevin, cristallinité de l'illite...) pour cerner l'influence diagénétique subie par les sédiments. En effet, la composition chimique des illites ainsi que le pourcentage en feuillets smectitiques interstratifiés dépendent de l'intensité de la diagenèse et donc de l'enfouissement des séries sédimentaires (Chamley, 1989).

a. L'illite

La mesure du rapport des pics (001)/(002) des illites est utilisée pour obtenir des informations sur la teneur en Fe et Al. Ce rapport est proche de 1 pour les illites alumineuses (muscovite) et devient plus élevé lorsque la teneur en Fe augmente (Brown et Brindley, 1980). Dans le cas de la glauconite, le rapport tend vers l'infini et le pic (002) est quasi absent. Les illites de Steinbruch Schmidt (**figure 4.5 B**) ont un rapport moyen de 2.55 ce qui suggère une teneur en Fe importante dans les feuillets octaédriques.

L'index d'Esquevin (ou E_i) mesuré sur les différents échantillons (**figure 4.5 A**) indique la composition chimique des illites au sein des feuillets octaédriques (Kübler, 1968 ; Esquevin, 1969) : soit Al_2O_3 domine, soit FeO_2 ou MgO domine. Les valeurs en E_i sont interprétées en fonction de ces paramètres :

$E_i < 0.15$	composition indiquant la biotite
$0.15 < E_i < 0.3$	composition indiquant la biotite-muscovite
$0.3 < E_i < 0.4$	composition indiquant la phengite
$E_i > 0.4$	composition indiquant la muscovite

Les valeurs en E_i mesurées sur les échantillons de Steinbruch Schmidt (valeur moyenne de 0.4) ont une composition à la limite entre la muscovite et la phengite ce qui indique une proportion faible en Fe et Mg dans la couche octaédrique, qui n'est donc pas purement alumineuse.

Les méthodes décrites par Srodon (1980, 1984) et Srodon et Eberl (1984) permettent d'identifier la présence de feuillets smectitiques interstratifiés au sein des illites, d'évaluer leur proportions et de préciser le type d'interstratification. D'après ces auteurs, ces méthodes permettent de distinguer trois types de catégories : des illites pures sans feuillets smectitiques, des interstratifiés illite-smectite (ou I/S) hautement illitique et un mélange des deux premiers types.

La mesure de la position en 2θ des pics (002) et (003) reportée sur un abaque en 2θ permet de différencier entre, d'une part, les illites pures et les mélanges dominés par l'illite et d'autre part, les interstratifiés I/S ou les mélanges dominés par ces interstratifiés. Sur cette abaque les matériaux illitiques de Steinbruch Schmidt se placent dans le domaine des illites pures ou des mélanges dominés par l'illite.

L'étape suivante correspond à la mesure de l'indice I_r de Srodon (1984) qui correspond à l'équation suivante :

$$I_r = \frac{(001)/(003) \text{ au naturel}}{(001)/(003) \text{ glycolé}}$$

Si $I_r = 1$, on est en présence d'illite, si $I_r > 1$, des feuillets gonflants sont présents. Dans le cas des échantillons de Steinbruch Schmidt (**figure 4.5 B**), les I_r mesurés indiquent une valeur moyenne de 1.28 indiquant des mélanges d'illite et d'interstratifiés illite/smectite.

Enfin, l'indice BB1 correspond à la mesure en 2θ à la base du pic (001). Si BB1 est $> 4^\circ 2\theta$ on est en présence d'un mélange d'illite et d'interstratifiés I/S, si les indices BB1 sont inférieurs à $4^\circ 2\theta$, on est en présence d'un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII et la proportion de feuillets gonflants est inférieure à 15%. Dans le cas des échantillons de Steinbruch Schmidt, la moyenne des valeurs de BB1 est de 2,87 ce qui indique le deuxième type d'interstratification. Le matériel illitique est donc composé d'un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants.

Figure 4.5 : Mesure de l'index d'Esquevin (axe Y) reportée en regard du numéro d'échantillon (axe X) (figure 4.5 A). Les résultats indiquent une composition de muscovite à phengite. La composition chimique du matériel illitique révèle une teneur en fer importante et la présence d'interstratifiés illite/smectite. L'axe X correspond au numéro d'échantillon et l'axe Y indique la mesure de l'indice I_r de Srodon (1984) et la mesure du rapport (001)/(002) pour la fraction illitique (figure 4.5 B).

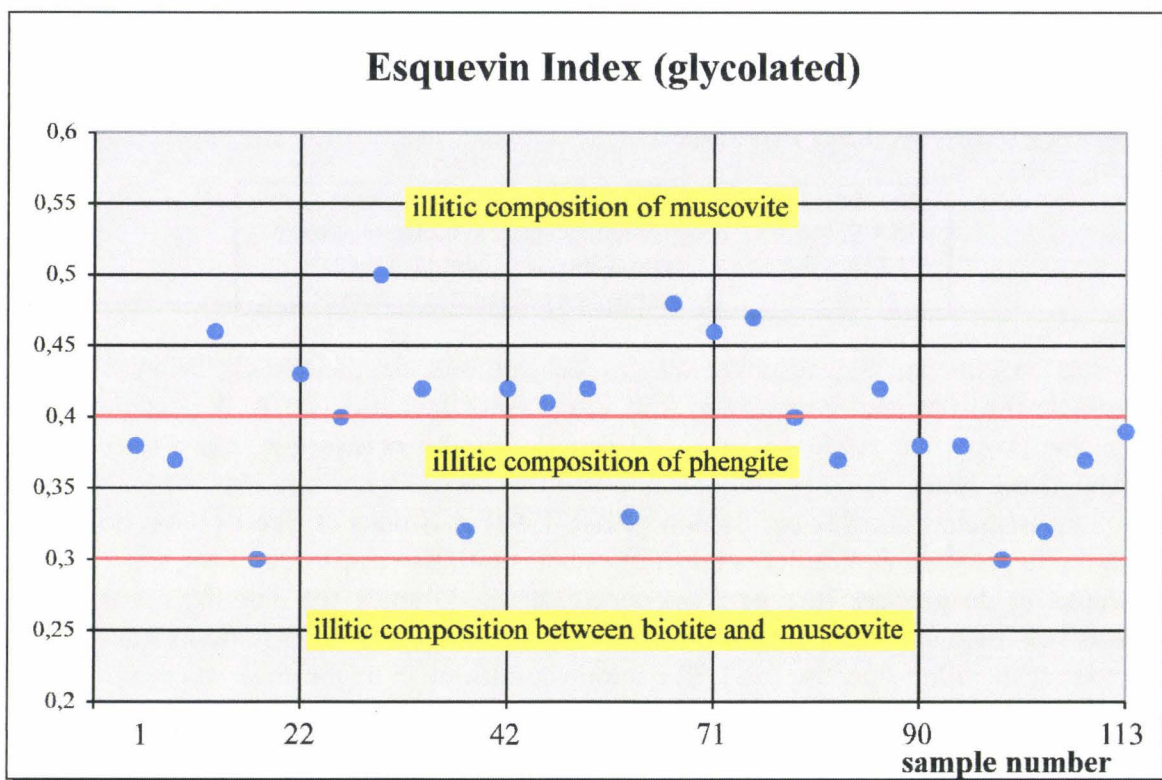


figure 4.5 A

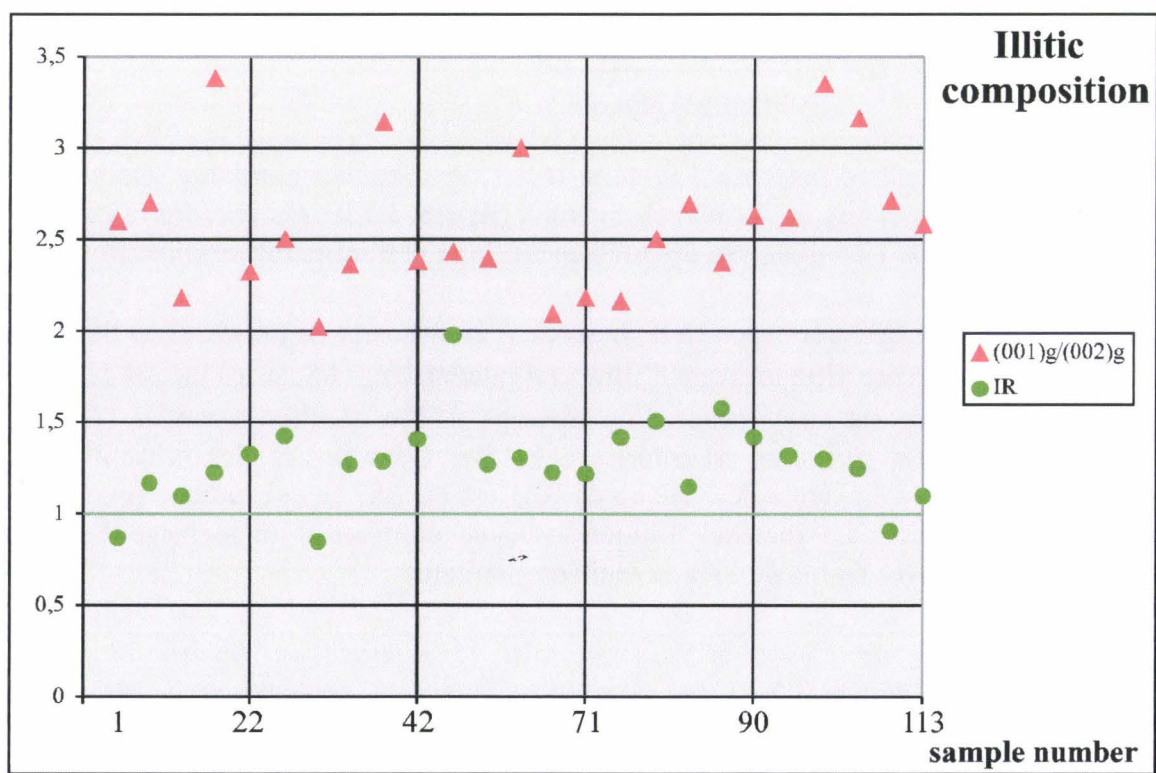


figure 4.5 B

La valeur moyenne des indices de cristallinité (IC calibré) est de 0,47. Ces valeurs en IC sont représentées par des pics bien cristallisés de l'illite (001) et indiquent la zone diagenétique (ou 'higher grade diagenetic' *sensu* Yang et Hesse (1991) à la limite de l'anchimétamorphisme (**figure 4.6 A**). Les mesures d'IC sont précisées avec la méthode de Shirozu et Higashi (1972) qui consiste à reporter dans un graphique les largeurs à mi-hauteur des pics à 5Å et 10Å désignés respectivement par les indices W1 et W2 (**figure 4.6 B**). Cette méthode donne une estimation de l'ouverture du matériel illitique : quand l'indice W1 est disposé le long ou proche de la ligne droite ayant un angle d'inclinaison de 45° alors les valeurs d'IC sont typiques d'illites bien préservées. Comme le montre la figure 4.6 B, seuls 4 échantillons (SQ78, 97, 103 et 106) ont des valeurs en W1 qui s'écartent de cette ligne et suggèrent donc une altération des indices de cristallinité liée à la présence importante d'interfoliaires relâchés (feuilletts smectitiques). Certains des échantillons présentent des valeurs en W2 qui s'écartent de la moyenne sans cependant affecter la mesure des indices de cristallinité.

b. La kaolinite et les autres minéraux argileux

La kaolinite est le deuxième minéral par ordre d'abondance et elle est particulièrement abondante entre les Horizons Kellwassers ainsi qu'avant le LKH et dans la Zone à *crepida*. Les pourcentages les plus faibles sont enregistrés dans les Kellwassers et plus encore dans l'UKH. Son abondance varie à l'inverse de celle de l'illite.

La chlorite et les interstratifiés smectite/illite sont présents à l'état de traces à l'exception de l'échantillon SQ44 qui contient 30% d'interstratifiés smectite/illite et 70% d'illite. Ces minéraux sont présents juste avant le LKH et entre les Kellwassers. Leur absence au Famennien ne constitue qu'un léger changement de composition du cortège argileux et ne semble pas significatif.

L'assemblage minéralogique est très peu diversifié dans la coupe de Steinbruch Schmidt. L'échantillon SQ44 qui contient une teneur inhabituelle en interstratifiés proviendrait d'une couche de cendres volcaniques ou bentonite selon la description de la coupe par Schindler (1990b). Cette dernière n'a pas fait l'objet d'analyse mais pourrait constituer un bon repère pour obtenir une datation assez précise de l'âge des Horizons Kellwassers.

4.2.2.2. Discussion

a. Diagenèse et enfouissement

Les valeurs d'IC peuvent être interprétés en terme d'enfouissement des séries. Dans leur ensemble, les valeurs des IC de la coupe se situent dans la zone diagenétique à proximité de la limite diagenèse/anchizone (**figure 4.6**). Selon les subdivisions de Yang et Hesse (1993), la série étudiée n'a pas atteint le domaine métamorphique. Nous avons essayé d'estimer la température pour la limite diagenèse/anchizone d'après la littérature.

Figure 4.6 : Le diagramme montre la mesure des IC en $^{\circ}2\theta$ (axe Y) en regard des échantillons (axe X). La moyenne des mesures d'IC montre une valeur légèrement inférieure à la limite diagenèse/anchizone ce qui suggère des températures inférieures à $210^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}$ (figure 4.6 A). Le diagramme des indices de Shirozu (figure 4.6 B) notés W2 (axe Y) et W1 (axe X) présente 4 échantillons dont les valeurs des IC doivent être considérées avec prudence.

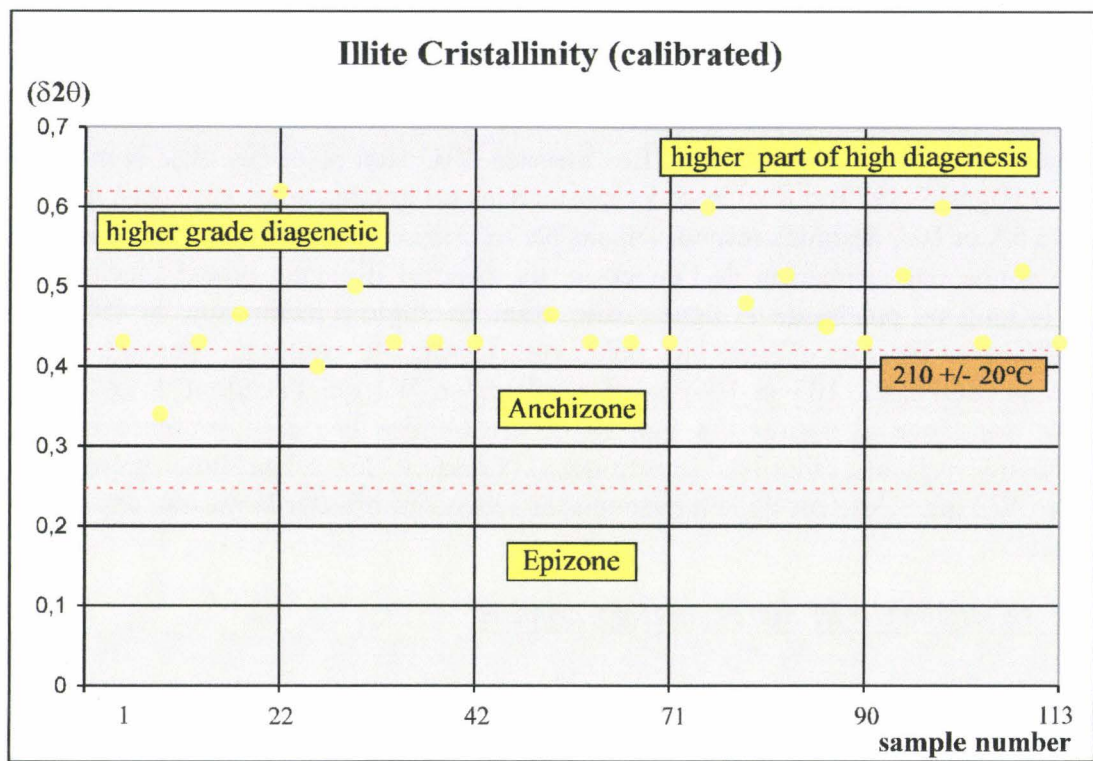


figure 4.6 A

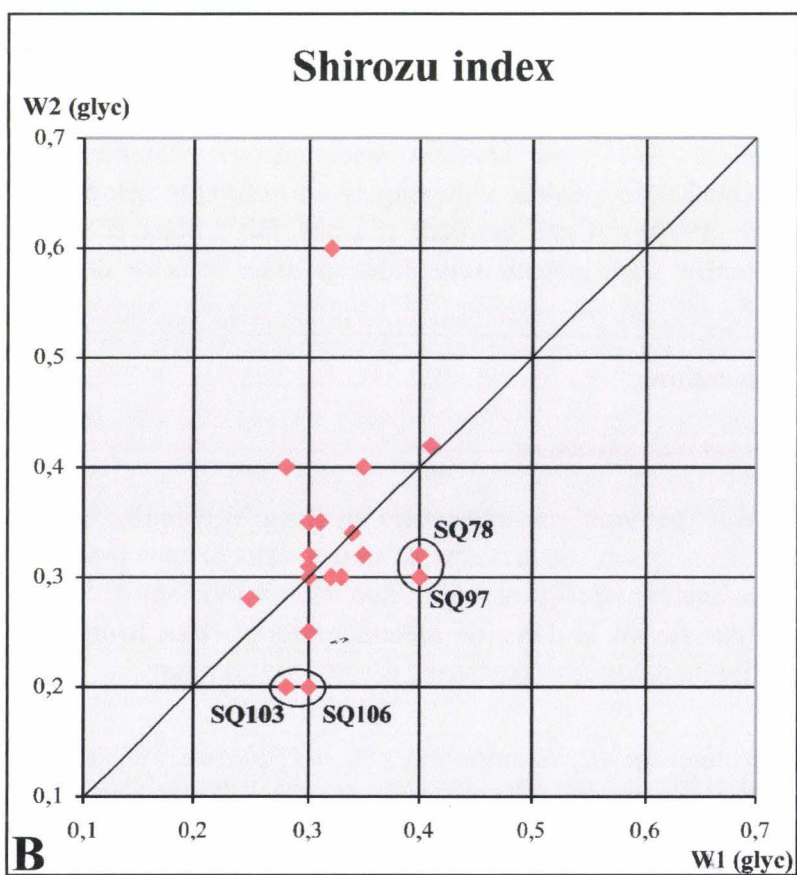


figure 4.6 B

Il semble que la gamme de température entre 280°C et 360°C proposée par Weaver et Broekstra (1984) pour les limites anchizontales (respectivement les limites diagenèse/anchizone et anchizone/épizone) sont surestimées. Actuellement, des valeurs entre 200°C et 300°C (Warr, 1996; Roberts *et al.*, 1991; Frey, 1987; Garcia-Lopez *et al.*, 1997) sont meilleures et une gamme de température de 210°C ± 20°C pour la limite diagenèse/anchizone est généralement admise par les spécialistes. En conséquence, nos valeurs d'IC suggèrent des températures inférieures à 210°C ± 20°C à Steinbruch Schmidt. Cette gamme de température s'accorde bien avec la présence d'interstratifiés illite/smectite ayant une structure de type ISII (Kalkberg) indiquant des températures de 175-225°C d'après Hoffman et Hower (1979).

La préservation de pourcentages importants de kaolinite suggère une influence diagénétique de la série dévonienne sans toutefois atteindre des enfouissements importants. En effet, lors de l'enfouissement des séries, la kaolinite disparaît définitivement de la paragenèse pour des températures égales à 270°C (Velde, 1992). Cette disparition de la kaolinite s'opère sous l'effet de différents facteurs :

- combinaison avec du Mg provenant de dolomite déstabilisée (Muffler et White, 1969). L'absence de dolomite dans la série étudiée permet d'éliminer cette source potentielle de Mg nécessaire à la transformation de la kaolinite,
- combinaison avec d'autres phases minérales pour produire de l'illite et de la chlorite (Boles et Franks, 1979) ou des interstratifiés (Hower *et al.*, 1976). L'absence de chlorite dans la coupe suggère que ces transformations chimiques n'ont pas pu se produire,
- enfin, combinaison avec du quartz pour produire de la pyrophyllite (Winkler, 1964) près de 275°C et à une pression de 1-2kbar. L'analyse diffractométrique démontre l'absence de pyrophyllite dans le cortège argileux des échantillons de Steinbruch Schmidt.

Aucun de ces facteurs n'a eu d'effet au cours de l'enfouissement de la série ce qui confirme bien une préservation de kaolinite à des températures proches de la limite diagenèse/anchizone.

La gamme de température proposée peut être confirmée par l'analyse de la valeur des indices d'altération des conodontes (CAI) qui est comprise entre 3 et 4 (Königshof, 1992 ; Joachimski, com. pers.). Ces valeurs correspondent à des températures variant de 110 à 300°C ou 120 à 190°C respectivement pour Epstein *et al.* (1977) et pour Helsen (1992). Ces dernières semblent donc assez proches des températures déduites des indices de cristallinité. Par ailleurs, Garcia-Lopez *et al.* (1997) proposent une corrélation entre les indicateurs organiques et inorganiques (CAI et IC) d'une série paléozoïque du nord-ouest de l'Espagne. Selon ces auteurs, un CAI de 4 correspond à la transition diagenèse/anchizone et indique une gamme de température comprise entre 185 et 225°C. Ces dernières valeurs sont également concordantes avec nos résultats en IC.

Ces résultats impliquent pour un gradient géothermique normal (30°C/km) une épaisseur de 6 à 7 km de sédiments sus-jacents postérieurs à la Zone à *crepida*. D'après les données de la littérature, la série sédimentaire au niveau des hauts-fonds est particulièrement réduite (moins de 100 m) pour le Dévonien Supérieur et le Carbonifère Inférieur.

Figure 4.7 : Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux en regard de la colonne lithologique et de la succession des cortèges sédimentaires. Seul l'échantillon 44 contient une teneur inhabituelle en interstratifiées illite/smectite (30%) et correspondrait à un niveau de bentonite. Abréviations : LST : cortège de bas niveau marin, TST : cortège transgressif, HST : cortège de haut niveau marin, SB : limite de séquence, LKH : Horizon Kellwasser Inférieur, UKH : Horizon Kellwasser Supérieur.

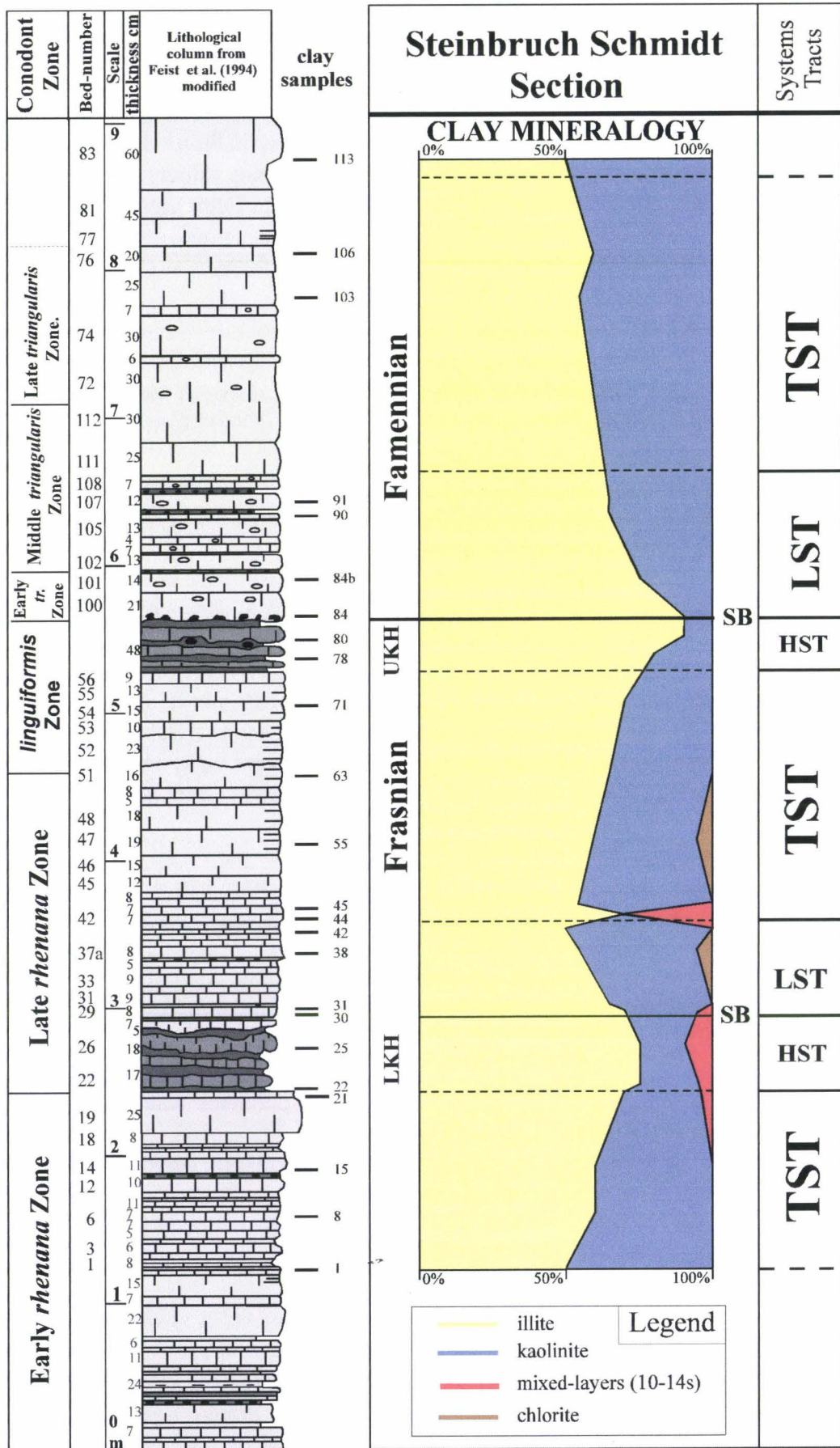


figure 4.7

La sédimentation du Massif Schisteux Rhéna se poursuit au moins jusqu'au Namurien (Walliser, 1981) mais aucune donnée concernant les épaisseurs des séries n'est fournie. On pourrait supposer que la sédimentation sur les hauts-fonds est restée fort condensée depuis le Frasnien Supérieur. Dans ce cas, les valeurs des IC et des CAI sont en contradiction avec l'épaisseur des séries sus-jacentes connues et peuvent s'interpréter de deux manières: soit une structuration tectonique par mise en place de nappes de charriage permet de multiplier l'épaisseur des séries; soit il faut envisager un gradient géothermique beaucoup plus important que celui de 30°C/km.

Un métamorphisme anchizone est invoqué par Köningshof (1992) pour le Massif Rhéna et les valeurs de CAI seraient liées à la forte compression tectonique de la région. Par ailleurs, le même auteur avance des gradients géothermiques de 60 à 100°C pour la partie nord du Massif Schisteux Rhéna. De tels gradients géothermiques pourraient donc être envisagés pour la partie sud du Massif Rhéna. On le voit, toutes les possibilités sont envisageables et les données actuelles ne nous permettent pas encore de trancher.

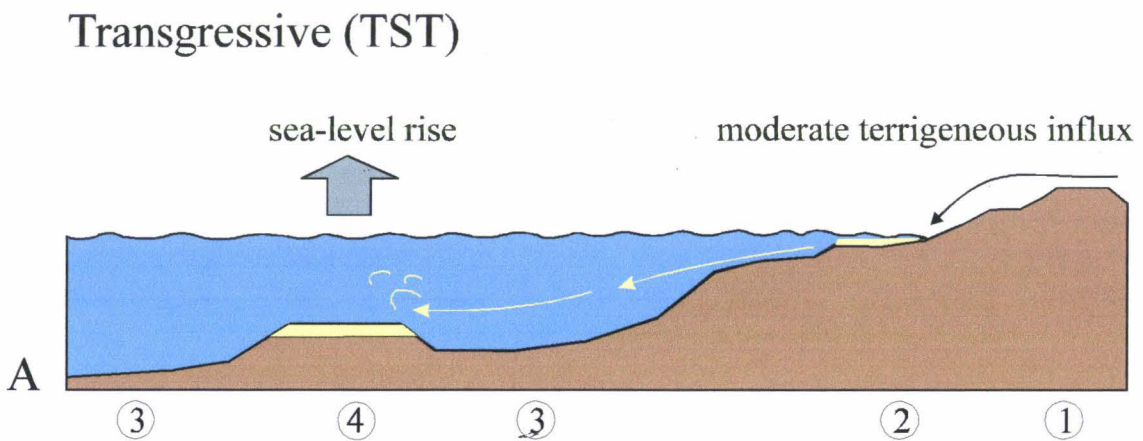
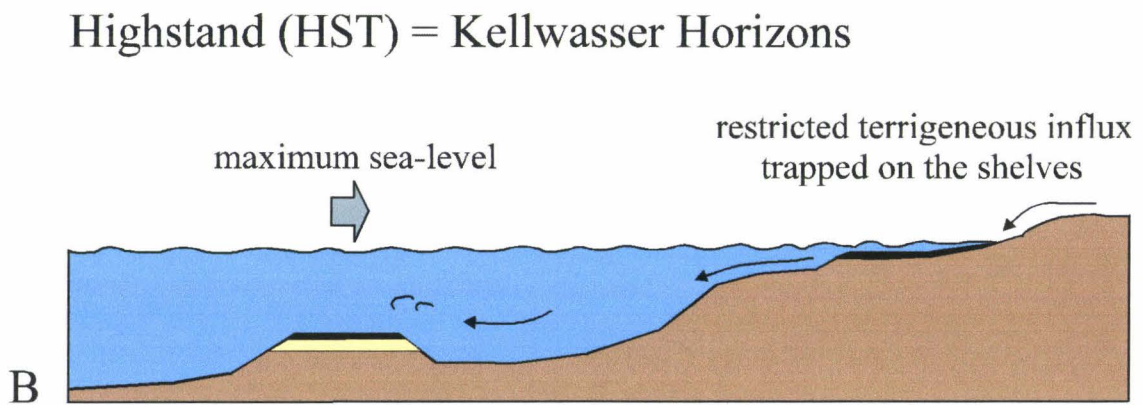
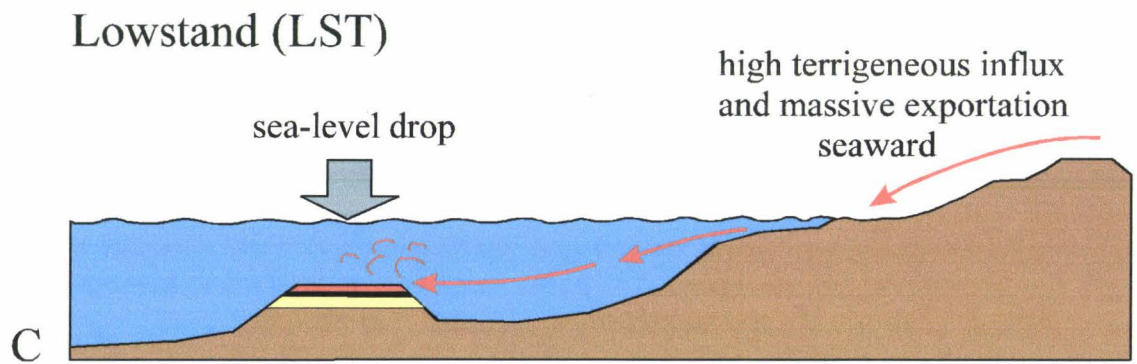
b. Cortège argileux et analyse séquentielle

Le cortège argileux de la coupe de Steinbruch Schmidt est peu diversifié et dominé par l'illite et la kaolinite (**figure 4.7**). Une association minéralogique similaire a déjà été observée par Bauluz Lazaro *et al.* (1995) dans le Dévonien Supérieur de l'Espagne près de Saragosse. Le cortège argileux contient un matériel illitique de composition chimique similaire : un mélange d'illites et d'interstratifiés illite/smectite de type ISII avec une teneur en feuillets smectitiques < 15%. Les valeurs des indices de cristallinité mesurés par ces auteurs sont typiques de l'anchizone. Ces auteurs proposent une origine détritique pour la kaolinite et l'illite à partir d'une zone fortement lessivée. Par ailleurs, une origine diagénétique pour l'illite n'est pas non plus écartée par Bauluz Lazaro *et al.* (1995).

Cette comparaison pose le problème de l'origine diagénétique ou détritique des minéraux argileux à la limite FF de Steinbruch Schmidt. Trois origines peuvent être envisagées : diagenèse, authigenèse et détritisme. L'évolution diagénétique de la série peut avoir donné lieu à des transformations chimiques des minéraux argileux vu que la gamme de température déduite des indices de cristallinité est largement suffisante pour l'illitisation des smectites. Une partie de l'illite voire la totalité peut donc présenter une origine diagénétique. L'origine détritique ne peut pas être cependant écartée totalement mais il est impossible de quantifier la quantité d'illites issues de la diagenèse de celles terrigènes. Par contre, une origine diagénétique n'est vraisemblablement pas envisageable pour les kaolinites préservées. Les arguments en faveur d'une origine détritique pour les kaolinites sont les suivants : les teneurs avoisinent les 50% dans certains échantillons et la kaolinite est présente dans toutes les lithologies.

Figure 4.8 : Diagramme schématique où la position paléogéographique de la coupe de Steinbruch Schmidt est reportée au sein du bassin Rhénohercynien. Ce schéma montre trois étapes correspondant aux trois situations durant différents cortèges sédimentaires. Durant les cortèges transgressif et de haut niveau marin, les minéraux argileux s'accumulent sur la plate-forme et le matériel exporté vers le bassin diminue. Au cours de la chute du niveau marin, les sédiments de plate-forme sont remaniés, mis en mouvement et exportés vers le bassin par des processus énergétiques (tempêtes ou courants de turbidités). N.B. les échelles verticale et horizontale sont fortement exagérées.

figure 4.8



① Old Red Continent
continent des Vieux Grès Rouges

② shallow shelf - plate-forme peu profonde

③ deep basin - bassin profond

④ submarine rise - haut-fond
(Steinbruch Schmidt et Benner)

On peut donc en déduire que les pourcentages originels en kaolinite ont été préservés malgré la diagenèse. La kaolinite peut également apparaître par authigénèse ce qui ne semble pas être le cas dans les calcaires finement bioclastiques de la coupe de Steinbruch Schmidt puisque cette néoformation n'est reportée que dans des roches fortement poreuses tels que les grès et les calcaires dolomitiques (Wilson et Pittman, 1977; Chamley, 1989, Lefrancois *et al.*, 1993). Une origine détritique pour la kaolinite et sans doute pour une partie de l'illite, est donc probable dans la série de Steinbruch Schmidt.

La **figure 4.7** montre l'évolution de l'abondance des minéraux argileux en fonction des variations eustatiques de 3^{ème} ordre. Le pourcentage en kaolinite diminue de la base de la coupe (50%) jusqu'au LKH (25%). Les teneurs en kaolinite augmentent jusqu'à 50% dans le bas niveau marin où les teneurs maximales sont rencontrées à proximité de la surface de transgression. Les valeurs diminuent à nouveau au cours de la transgression pour atteindre un minimum de 10% dans l'UKH. A la base du Famennien, les pourcentages augmentent à nouveau jusqu'au milieu de la Zone à Middle *triangularis* et correspondent à nouveau à un cortège de bas niveau marin. Les pourcentages restent élevés et augmentent dans le Famennien malgré une légère diminution dans l'échantillon 97 et atteignent à nouveau 50% comme à la base de la coupe.

Cette analyse montre qu'il n'y a donc aucun changement particulier du cortège argileux de part et d'autre de la limite FF à l'exception des faibles teneurs en chlorite et en interstratifiés illite/smectite dans le Frasnien. Les faits les plus remarquables correspondent aux concentrations minimales en kaolinite dans les Horizons Kellwassers (équivalents des HST) et maximales à la fin des cortèges de bas niveau marin (au sein des LST). L'augmentation en kaolinite est donc clairement liée aux intervalles régressifs (LST) et la diminution en kaolinite aux épisodes transgressifs (TST). L'augmentation des pourcentages en kaolinite au cours du LST est liée au passage progressif à des conditions plus énergétiques (passées microbioclastiques) sous influence des tempêtes ou des turbidites comme l'a révélé l'analyse des microfaciès. Celle-ci a montré la présence d'organismes de faibles profondeurs (foraminifères et algues) dans ces passées indiquant un transport depuis une plate-forme distante localisée au nord-ouest. Les minéraux argileux pourraient également avoir été transportés par ces courants depuis ces milieux peu profonds et redéposés à plus grande profondeur. Cette dynamique sédimentaire permet d'expliquer l'abondance de kaolinite dans les sédiments profonds alors que la kaolinite est un minéral généralement transporté sur de courtes distances dans des conditions hydrodynamiques élevées (Chamley, 1989).

Thiry et Jacquin (1993) rapporte un cas similaire dans les sédiments de bassin à l'Aptien (Afrique du Sud) où des turbidites gréseuses sont interstratifiées dans des 'black shales' carbonatés. Le cortège de minéraux argileux des turbidites se compose de kaolinite, de chlorite, d'illite et d'interstratifiés en traces alors que les smectites dominent dans les sédiments autochtones 'black shales'. L'assemblage argileux décrit dans les turbidites est similaire à celui des passées microbioclastiques de Steinbruch Schmidt. Cet exemple renforce l'hypothèse d'une origine allochtone (tempêtes ou turbidites) pour la kaolinite des calcaires pélagiques du Dévonien Supérieur. Les Horizons Kellwassers, déposés durant les hauts niveaux marins, présentent par contre les concentrations les plus faibles en kaolinite. L'absence de courants dans les milieux les plus profonds expliqueraient l'enrichissement en illite. De tels environnements sont enrichis en smectites (Chamley, 1989 ; Thiry et Jacquin, 1993) qui se transforment en illite par diagenèse au cours de l'enfouissement et disparaissent ainsi du cortège minéralogique. Une partie de l'illite pourrait ainsi être d'origine smectitique bien que nous n'en ayons plus de traces actuellement.

En résumé, les argiles détritiques proviennent de zones émergées et sont piégées au sein d'une plate-forme interne avant d'être exportées vers le bassin lors de la chute du niveau marin. Ces argiles détritiques sont alors piégées lors des périodes de transgressions et particulièrement durant les hauts niveaux marins (**figure 4.8**). Une telle situation est présente dans les profils d'altérations du Crétacé du nord-ouest de l'Europe et de l'Amérique du Nord où la kaolinite est le minéral dominant. Les faciès terrigènes du Wealdien piégés sur les plate-formes et les turbidites des bassins du rift Atlantique au Crétacé sont également riches en kaolinites (Thiry et Jacquin, 1993).

c. Kaolinite et climat ?

Une autre question doit être résolue : quelle est la raison du pourcentage élevé en kaolinite à la fin du Frasnien ? Un enrichissement similaire a été rapporté par Robert et Chamley (1991) et Knox (1998) à la limite Paléocène/Eocène et traduit un réchauffement climatique. Dans ce cas, la kaolinite augmente au début de l'Eocène aux hautes latitudes où elle indique une humidité intense sur les masses continentales. Ce minéral existe également dans les dépôts continentaux et les sols aux latitudes moyennes et basses mais est moins représenté dans les sédiments océaniques suite à sa dilution avec d'autres particules argileuses (palygorskite et smectite). L'enrichissement en kaolinite est donc lié à une source continentale à reliefs prononcés et aux sols kaolinitiques bien drainés sous un climat chaud et humide.

Cette interprétation de la kaolinite à la limite Paléocène/Eocène pourrait-elle s'appliquer à la limite FF ? Dans le cas des séries du Dévonien Supérieur, un climat chaud et humide est suggéré par Frakes (1979), Frakes *et al.* (1992) et Walliser *et al.* (1996a) pour qui des conditions plus chaudes et plus humides s'établissent du Dévonien Moyen jusqu'au début du Carbonifère. La position paléogéographique équatoriale du Dévonien proposée par Ziegler (1988) indique que le climat est chaud avec des saisons pluvieuses importantes.

La kaolinite se forme abondamment dans les sols intertropicaux sous climat chaud et humide. Actuellement, l'abondance en kaolinite atteint des valeurs élevées de 50% dans l'océan équatorial de l'Atlantique Est. Elle y arrive par les flux détritiques des fleuves du Congo et du Niger ainsi que par les apports éoliens du Sahara (Chamley, 1989 : p.164). La kaolinite associée ou non avec la gibbsite ou la goéthite se développe sur n'importe quel type de substrat rocheux sous climat chaud et humide (Chamley, 1989 : p.37). La présence de kaolinite (et de goéthite dans les diffractogrammes) indique donc un tel climat et suggère le développement de sols à cette époque.

La seule aire continentale proche du bassin Rhénohercynien où se situe la coupe de Steinbruch Schmidt et localisée en position paléogéographique tropicale correspond au Continent des Vieux Grès Rouges. Cette masse continentale est probablement la source des minéraux détritiques de la coupe de Steinbruch Schmidt. La présence de kaolinite est donc liée à l'érosion de sols kaolinitiques riches et bien développés ou au lessivage de roches, plus anciennes, riches en kaolinite. Cette dernière possibilité est cependant impossible à vérifier dans l'état actuel des données vu le manque d'information sur les cortèges minéralogiques des roches du Paléozoïque du domaine Rhénohercynien. L'hypothèse de sols kaolinitiques semblent donc être la meilleure voie d'explication en l'état actuel des connaissances.

d. Variations climatiques à la transition Frasnien-Famennien ?

Yans (1995) décrit des paléosols dans l'Eifélien de la coupe de Remouchamps (Est de la Belgique) riches en illite et chlorite accompagnés de kaolinite, d'interstratifiés illite/smectite, de vermiculite et d'interstratifiés (10-14 et 14-14) sous forme de traces. Cet auteur suggère un climat chaud à saison contrastée pour une grande partie voire l'entièreté de l'Eifélien.

Chamley (1988) décrit un cortège très diversifié dans le Givétien Moyen et Supérieur du Boulonnais. Celui-ci est dominé par l'illite et la chlorite; de nombreux autres minéraux sont présents à l'état de traces (smectite, kaolinite et divers interstratifiés). Le climat est interprété comme chaud avec des phases plus sèches (aride) et plus pluvieuses (humide). Une étude récente des sédiments du Givétien de la carrière de Glageon par Chamley *et al.* (1997) démontre à nouveau l'ubiquité de l'illite et de la chlorite. Ces auteurs notent toutefois l'abondance de smectite (jusqu'à 40%) à la base du Givétien et de corrensite (jusqu'à 65%) au Givétien Moyen et Supérieur. La kaolinite quant à elle n'est présente qu'à l'état de traces (< 10%). Ce changement minéralogique suggère le passage d'un climat chaud pluvieux (base du Givétien) à un climat chaud aride au Givétien Supérieur. Cette évolution vient d'être confirmée par Han (1999) dans le cadre de sa thèse de doctorat. Il y inventorie également de nombreux travaux portant sur l'étude des mattes algaires, sur la géochimie isotopique et sur la répartition des évaporites dans le Givétien de Belgique.

Le Frasnien et le Famennien analysés par Bauluz-Lazaro *et al.* (1995) dans des séries siliciclastiques du nord-est de l'Espagne présentent un cortège dominé par l'illite et la kaolinite. Les pourcentages en kaolinite augmentent à proximité de la limite FF (jusqu'à 70%) et se maintiennent au Famennien. Contrairement à cet enrichissement en kaolinite près de la limite, la base de la coupe présente des teneurs faibles en kaolinite (< 10%). La kaolinite constitue une phase détritique héritée d'une source sous influence d'un bon drainage et soumis à l'altération. Cet assemblage composé d'illite et de kaolinite est très similaire à celui décrit dans la coupe de Steinbruch Schmidt et confirme donc l'importance de l'enrichissement en kaolinite dès la fin du Frasnien et au cours du Famennien Inférieur.

Le Dévonien Moyen semble riche en smectites, celles-ci étant remplacées par la kaolinite au cours du Dévonien Supérieur. Ce changement de minéralogie est également observé dans des forages ODP dans l'Atlantique Ouest par Chamley et Debrabant (1984) et De Graciansky *et al.* (1987) au cours du Crétacé qui correspond à un climat chaud sans glaciation. Ces auteurs décrivent un cortège, dominé par la smectite de l'Aptien jusqu'au milieu de l'Albien, et suggèrent un intervalle froid. La fin de l'Albien et le début du Cénomaniens sont caractérisés par une diminution des smectites et un accroissement des kaolinites suggérant cette fois-ci un climat chaud. Ce changement reflète le passage de conditions arides à plus humides. Par contre, la situation est tout à fait opposée dans l'Atlantique Central et Est où le cortège est riche en smectites au passage Albien-Cénomaniens ce qui pourrait indiquer un environnement continental plus aride en période d'intervalle chaud. Les auteurs montrent donc qu'au sein d'un climat chaud sans glaciation, des intervalles chauds et froids se succèdent. Le Dévonien correspond à un climat chaud sans glaciation au sein duquel des intervalles froids et chauds se succèdent. Dans ce contexte, la série Eifélien-Givétien pourrait être considérée comme un intervalle froid alors que la transition Frasnien-Famennien correspondrait à un intervalle chaud.

Par ailleurs, Weissert (1989) et Föllmi *et al.* (1994) ont suggéré que les climats chauds sans glaciation caractérisés par des niveaux élevés en CO₂ atmosphérique conduisent à une augmentation des précipitations et à un accroissement des eaux de ruissellement terrestres.

Ces éléments provoquent simultanément une augmentation de l'apport en nutriments aux océans et une accélération du cycle du carbone conduisant à une excursion positive en isotopes du carbone. Ces résultats s'appliquent assez bien au cas de la transition FF caractérisée par des excursions positives en $\delta^{13}\text{C}$ au cours des Kellwassers (Joachimski et Buggisch, 1993, 1994).

4.2.3. Analyse de la susceptibilité magnétique

Cette méthode permet d'obtenir de manière simple et non destructive des données concernant la fraction magnétique de la fraction détritique des roches. Cette mesure quantitative et son évolution dans la série permet de définir une courbe de susceptibilité magnétique (CSM) qui peut s'interpréter en termes de fluctuations eustatiques (voir chapitre 3). Cette méthode devrait donc permettre de déterminer les variations du niveau marin, de déterminer si les réponses se corrélaient avec les cortèges sédimentaires et enfin de déterminer des événements permettant de les utiliser comme repères chronostratigraphiques.

4.2.3.1. Description et observation des mesures

L'analyse de la susceptibilité magnétique a été réalisée sur 105 échantillons recouvrant la limite FF sur une épaisseur d'environ 9 mètres. Les mesures sont répertoriées dans le Tableau 2 et la courbe de susceptibilité à la **figure 4.9**. Les valeurs les plus basses se localisent au sein du LKH (bancs 22 et 28 ayant respectivement les valeurs de 61.2 et $84.5 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Les valeurs les plus élevées sont présentes à la base de la Zone à Early *crepida* (bancs 77 et 83 avec des valeurs respectives de 444 et $427 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). A grande échelle, on observe deux évolutions caractérisant le 1^{er} ordre de la susceptibilité magnétique : une tendance décroissante des valeurs de susceptibilité au cours du Frasnien (de la Zone à Early *rhenana* au sommet de la Zone à *linguiformis*) et croissante au Famennien Inférieur.

Dans le détail, l'analyse de la courbe de susceptibilité magnétique a permis de reconnaître une série d'évolutions (notées 6 à 13) et d'événements (notés C à I). Ceux-ci seront décrits selon l'ordre stratigraphique et correspondent au 2^{ème} ordre d'évolution de la CSM.

L'évolution 6 (bancs 1 à 19) montre une décroissance de la susceptibilité magnétique interrompue par de nombreuses oscillations jusqu'à des valeurs de $81.9 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. L'événement C qui fait suite est caractérisé par des valeurs particulièrement élevées ($413 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Cet événement est situé d'une part à la transition des calcaires gris à céphalopodes aux calcaires noirs du LKH et d'autre part au sommet de la Zone à Early *rhenana*. Une tendance décroissante très importante (évolution 7) conduit aux valeurs les plus basses enregistrées au sein du LKH. Une oscillation vers des valeurs plus fortes est cependant observée à son sommet. Une évolution croissante et graduelle démarrant de ces valeurs faibles (évolution 8) culmine à $232 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ à l'événement E. Ensuite, les valeurs oscillent tout en diminuant (évolution 9) jusqu'au banc 55. Une augmentation rapide dans le banc 56 et à la base de l'UKH se marque, respectivement, par des valeurs de 264 et $262 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ (événement F). Une oscillation vers des valeurs basses et puis plus fortes caractérise l'UKH et correspond à une faible tendance décroissante des valeurs (évolution 10). L'évolution 11, qui débute à la base du Famennien (base du banc 100), se termine au milieu de la Zone à Middle *triangularis* et correspond à une légère décroissance des valeurs (de 193 à $171 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Une augmentation très forte de la susceptibilité magnétique (évolution 12) s'établit depuis le milieu de la Zone à Middle *triangularis* et culmine à l'événement H à la base de la Zone à

Early *crepida*. Les valeurs passent de 165 à 444 $10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ au Famennien Inférieur et correspondent à l'augmentation la plus forte de la CSM. Une dernière évolution montrant une diminution de la susceptibilité magnétique au sommet de la série étudiée correspond à l'évolution 13. Des valeurs de 274 $10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ soulignent l'événement I.

4.2.3.2. Interprétation des mesures

Les évolutions de la susceptibilité magnétique seront interprétées selon les principes énoncés au chapitre 3. Rappelons que les augmentations des valeurs de susceptibilité soulignent des régressions (ou chutes du niveau marin) et les valeurs les plus fortes indiquent donc un cortège de bas niveau marin. Des évolutions décroissantes de la susceptibilité traduisent des augmentations du niveau marin (transgressions) et les valeurs les plus basses indiquent donc des cortèges de hauts niveaux marins. La manière dont évolue la CSM au sein d'une coupe indique le taux (ou la vitesse) du processus ou des processus responsables du changement.

L'interprétation des variations de la courbe de susceptibilité magnétique au premier ordre montre des valeurs assez basses pendant le Frasnien. Celles-ci sont cependant ponctuées de pics vers des valeurs plus élevées. Ces valeurs globalement basses au cours du Frasnien indiqueraient un cortège de haut niveau marin. L'augmentation assez nette des valeurs, à la base du Famennien, traduirait une chute du niveau marin. Ces observations s'accordent bien avec la courbe eustatique de Johnson *et al.* (1985, 1988) où le passage Frasnien-Famennien correspond à un haut niveau marin, en relation avec le maximum de transgression connu pour le Dévonien. L'importance de la régression famennienne est également bien soulignée par ces auteurs. L'échelle de 1^{er} ordre de la susceptibilité magnétique se corrèle donc avec des variations eustatiques de 2^{ème} ordre.

Essayons maintenant d'interpréter en termes de variations eustatiques les évolutions de la susceptibilité magnétique à l'échelle du 2^{ème} ordre de susceptibilité magnétique. Les tendances décroissantes 6, 8, 11 et 13 indiqueraient donc des transgressions à l'inverse des évolutions croissantes 8 et 12. Les séquences décroissantes 7 et 10 qui présentent des oscillations importantes vers des valeurs plus élevées semblent également traduire des transgressions. Cette interprétation est confrontée aux données de l'analyse séquentielle issues de la courbe des microfaciès. Les différents cortèges sédimentaires sont reportés en regard de la courbe de susceptibilité magnétique (**figure 4.9**). On constate dans le Frasnien que les tendances décroissantes 6 et 9 correspondent à des intervalles transgressifs (TST), que les évolutions 7 et 10 correspondent aux Horizons Kellwassers représentant des hauts niveaux marins (HST) et que l'évolution 8 croissante correspond à un bas niveau marin (LST). L'analyse de la CSM est ainsi assez fidèle au modèle séquentiel mis en place. Dans ce contexte, les événements C, E et F, caractérisés par des valeurs ponctuelles très fortes de susceptibilité, correspondent aux zones de transition entre deux cortèges sédimentaires. Les événements C et F soulignent les surfaces de transgression maximale à la base des HST et l'événement E correspond à la surface de transgression à la base du cortège transgressif.

Figure 4.9 : Les mesures de susceptibilité magnétique sont reportées en regard de la colonne lithologique. La courbe de susceptibilité magnétique montre des évolutions qui sont comparées avec la succession des cortèges sédimentaires de l'analyse séquentielle. La courbe renseigne une série d'évolutions notées (6 à 13) et d'événements notés (C à I). Abréviations : LST : cortège de bas niveau marin, TST : cortège transgressif, HST : cortège de haut niveau marin, SB : limite de séquence, MFS : surface d'inondation maximale, TS : surface de transgression, UKH et LKH : Horizon Kellwasser Supérieur et Inférieur.

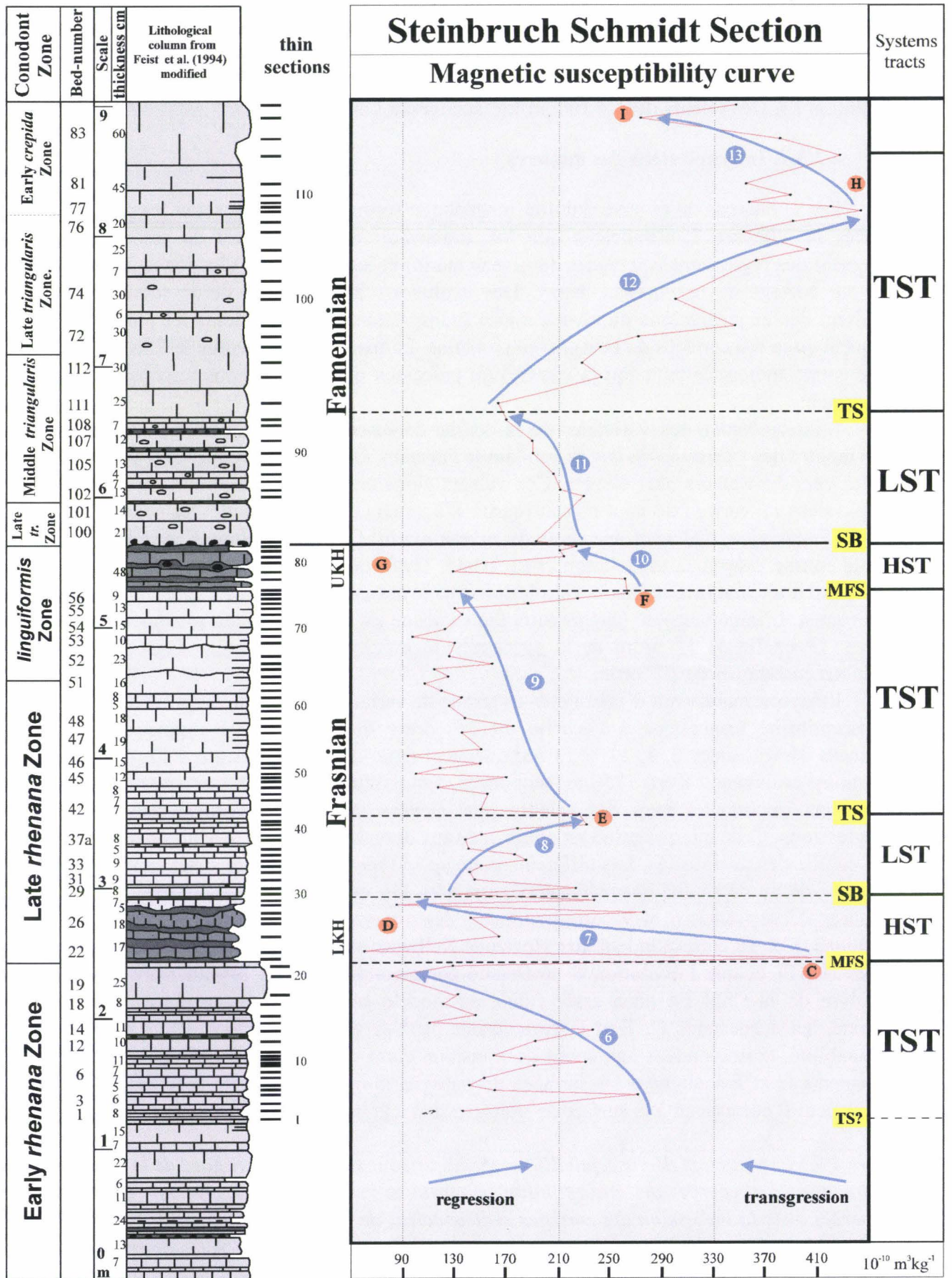


figure 4.9

Par contre, au Famennien, l'évolution 11 indique une augmentation du niveau marin et ne semble pas se corréliser avec un bas niveau marin. De même, l'évolution 12 fortement régressive semble en opposition avec un cortège transgressif. Les évolutions de la susceptibilité magnétique au Famennien ne se corrélaient donc plus avec les données de l'analyse séquentielle.

Pour résoudre ce paradoxe, il nous faut chercher l'origine minéralogique du signal de susceptibilité magnétique et en comprendre le ou les processus à son origine.

4.2.3.3. Origine minéralogique de la susceptibilité magnétique

L'origine du signal dans les roches carbonatées est très complexe car la susceptibilité magnétique intègre différents minéraux diamagnétiques (quartz, calcite, kaolinite, illite...) qui contribuent à diminuer le signal; des minéraux paramagnétiques (pyrite ou minéraux des roches magmatiques...) qui l'augmentent faiblement et enfin les minéraux ferromagnétiques (magnétite, hématite, goethite...) qui contribuent à l'augmenter fortement. Dans le cas de la série de Steinbruch Schmidt les minéraux paramagnétiques tels que la pyrite sont peu représentés et n'influencent pas ou peu le signal.

La comparaison de la susceptibilité magnétique avec les données issues de la minéralogie des argiles démontre que le signal magnétique n'est pas non plus lié à un minéral argileux (illite ou kaolinite) et encore moins aux minéraux présents à l'état de traces. Les variations de susceptibilité évoluent effectivement de manière radicalement opposée aux variations du pourcentage en kaolinite ou en illite. Le quartz et la calcite ont évidemment une influence sur le signal magnétique. Rappelons que la série est essentiellement carbonatée et homogène suggérant l'absence de relation entre les variations croissantes abruptes ou graduelles de MS et l'abondance des minéraux diamagnétiques. Il faut donc rechercher l'origine du signal dans les minéraux ferromagnétiques. La goethite déterminée à partir des diffractogrammes RX est présente tout au long de la série mais surtout au Famennien. Son abondance restant difficile à évaluer, celle-ci pourrait gouverner le signal magnétique mais vraisemblablement de concert avec un autre minéral ferromagnétique tel que la magnétite. On notera que ce dernier minéral est souvent le minéral gouvernant le signal magnétique dans les séries du Dévonien (Crick, 1997a,b) ou dans les sédiments du Quaternaire (Colin *et al.*, 1998, Lean et Cave, 1998) et qu'elle est détritique. Notons que la magnétite est indétectable dans les diffractogrammes lorsque son abondance est très faible.

L'augmentation vers des valeurs élevées de MS est très nette et graduelle au Famennien dans la Zone à *crepida*. Cette augmentation est à relier à une augmentation de la quantité de minéraux ferromagnétiques (i.e. la magnétite) en relation directe avec une augmentation de la fraction détritique. Cette augmentation du pourcentage en minéraux magnétiques est donc à mettre en relation avec un changement majeur des processus à la source : la quantité de minéraux détritiques augmentent en règle générale au cours d'intervalles régressifs. Une régression est envisagée à l'échelle du 1^{er} ordre de MS (2^{ème} ordre eustatique) mais le caractère régressif ne s'accorde pas avec les variations eustatiques de 3^{ème} ordre qui indiquent un cortège transgressif (TST). L'apport en éléments détritiques est donc tellement important que les variations eustatiques sont complètement masquées. Quel est donc le processus majeur à la source de cet afflux de minéraux détritiques à la base du Famennien ?

En général, les variations de susceptibilité magnétique au sein d'une séquence représentent des changements dans le taux originel d'apport au système marin de la fraction détritique ou lithogénique riche en fer (Crick *et al.*, 1997a,b). Deux facteurs indépendants contrôlent l'apport en minéraux riches en fer dans le domaine marin : l'intensité de l'érosion

induite par le climat et les réajustements du niveau de base à travers des variations du niveau marin (transgressives ou régressives) ou des mouvements tectoniques qui induisent des changements d'altitude d'une région par rapport au niveau marin. Les variations du niveau marin sont pour Crick *et al.* (1997) responsables des variations d'amplitude de la susceptibilité magnétique reportées à la limite Eifélien-Givétien dans différentes coupes du Maroc et d'Europe. Des variations tectoniques devraient induire des variations importantes de susceptibilité à plus grande échelle et surtout entre différentes coupes disposées dans des positions paléogéographiques très différentes (pélagiques à néritiques).

Les fortes valeurs de susceptibilité observées à la base du Famennien seraient donc liées à une augmentation de la fraction lithogénique et donc à l'apport détritique délivré au système marin, suggérant ainsi une augmentation des processus d'érosion en milieu continental en relation avec une variation climatique ou avec des mouvements tectoniques de grande ampleur (orogénèse...).

Les flux de matériaux magnétiques sont généralement contrôlés par les facteurs climatiques affectant le transport de sédiments depuis les sources terrigènes. De nombreuses études dans les séries du Tertiaire et du Quaternaire se sont concentrées sur les effets liés aux transports par la glace, par les courants de fonds et par les processus éoliens dans les enregistrements magnétiques (DeMenocal *et al.*, 1991 ; Bloemendal *et al.*, 1992 ; Robinson *et al.*, 1995).

Vanderaverroet *et al.* (1999) décrivent des sédiments silteux et argileux prélevés dans un forage ODP au large du New Jersey. L'analyse des argiles et de la susceptibilité magnétique notamment ont permis d'identifier en périodes glaciaires un cortège enrichi en minéraux détritiques tels que la magnétite et la chlorite. Par ailleurs, les sédiments des intervalles glaciaires présentent des valeurs plus élevées de susceptibilité que ceux des intervalles interglaciaires. Des valeurs élevées de susceptibilité sont également observées en périodes glaciaires dans des sédiments quaternaires du lac Baikal (Sibérie) (Peck *et al.*, 1994). Ces augmentations de susceptibilité sont liées à l'apport de minéraux éoliens en périodes glaciaires c'est-à-dire en climats froids et arides.

Colin *et al.* (1998) montrent que les variations de susceptibilité magnétique enregistrées dans deux forages situés dans la Baie du Bengale et dans la Mer d'Andaman sont liées à la magnétite et à la titanomagnétite. Ces minéraux dérivent de l'altération et du lessivage de roches ignées acides, métamorphiques et basaltiques. La teneur en magnétite dans les basaltes est cinq fois plus élevée que dans les autres roches ignées, les basaltes constituent ainsi la source potentielle des magnétites présentes dans les sédiments. Les mêmes auteurs indiquent, par ailleurs, que les épisodes chauds (froids) se caractérisent par une altération chimique plus (moins) active dans les sols des plaines du Gange alors que l'érosion physique du Haut Himalaya est moins (plus) active. Ces résultats semblent en relation directe avec les pluies torrentielles des moussons d'été.

Ces analyses indiquent que les sédiments glaciaires présentent des valeurs de susceptibilité magnétique plus fortes que ceux des intervalles interglaciaires. Ces évolutions sont en relation avec une augmentation de l'apport en détritiques par des glaciers ou le vent. La base du Famennien indiquerait donc un changement climatique vers un intervalle plus froid (glaciaire ?). Cette interprétation ne semble pas trouver d'écho dans la littérature puisque les seuls indices témoignant de glaciations continentales sont datées du Famennien tardif par les miospores (Streel, 1992). L'analyse des argiles de la coupe de Steinbruch Schmidt ne montre par ailleurs aucun changement dans le cortège des minéraux argileux. Cependant, la source des minéraux argileux (Continent des Vieux Grès Rouges) reste au cours de cette période en position équatoriale. L'apport détritique est donc toujours influencé par des

conditions climatiques chaudes et humides. Pour tenter de résoudre cette apparente contradiction, il faudrait échantillonner des coupes situées à des latitudes plus élevées afin d'observer un changement dans la minéralogie des argiles au cours du Famennien. Par ailleurs, le climat du Silurien au Dévonien Supérieur correspond à un climat chaud sans glaciation et passe à un climat froid avec glaciation au Carbonifère (Fischer, 1984). Cette transition se produit à la fin du Dévonien Supérieur (i.e. le Famennien). Fischer et Arthur (1977) notent d'ailleurs que les grandes crises biologiques (y compris celle de la limite FF) accompagnent les transitions climatiques. L'impact sur les faunes seraient donc à mettre en relation avec les variations climatiques et non pas avec les environnements extrêmes que ce soit en climat chaud sans glaciation ou en climat froid avec glaciation. Ces éléments laissent à penser que l'augmentation très forte de la MS ne peut s'expliquer par une variation climatique. L'hypothèse climatique étant difficilement documentée actuellement, seule l'hypothèse d'une activité tectonique peut permettre l'interprétation de ces mesures (Devleeschouwer *et al.*, 1999).

L'apport détritique provenant du 'Mid German High' démarre dans le Frasnien et augmente graduellement au cours du Famennien dans le bassin Rhénohercynien (Ziegler, 1990). Cette zone continentale en émergence en même temps que celle du 'Normannian High' est en relation avec une phase compressive durant l'orogène bretonienne qui affecte la partie sud du système géosynclinal varisque (Ziegler, 1990). L'arrivée des détritiques pourrait provenir de cette zone. Il se pose néanmoins le problème de la source (type de roches) des magnétites et de l'apparente contradiction avec les données des argiles. Les roches du 'Mid German High' correspondent à une série sédimentaire depuis le Protérozoïque Supérieur jusqu'à l'Ordovicien et à des séries volcaniques. L'ensemble de ces terrains sont affectés par un métamorphisme régional calédonien (Engel *et al.*, 1983). Ces roches pourraient constituer la source des magnétites. L'apport de magnétites à Steinbruch Schmidt proviendrait donc du sud alors que l'apport des argiles serait lui du nord (Devleeschouwer *et al.*, soumis) en relation avec le Continent des Vieux Grès Rouges.

L'analyse d'autres coupes est nécessaire pour confirmer ces résultats et vérifier si les changements observés sont uniquement le fait du bassin Rhénohercynien ou ont lieu à plus grande échelle.

4.3. La coupe de Steinbruch Benner

La coupe de Steinbruch Benner est située dans le synclinal de la Dill et correspond à une ancienne carrière abandonnée à proximité de la route reliant Bicken à Offenbach (proche de la ville de Dillenburg). Cette coupe est caractérisée par une série monotone, de calcaires gris clairs à céphalopodes, interrompue à deux reprises par les Horizons Kellwassers (schistes et calcaires noirs). Les bancs sont en position subverticale et la série présente une petite faille inverse (avec un faible rejet) qui décale les calcaires entre les Horizons Kellwassers. Cette série est fort similaire à celle de Steinbruch Schmidt et s'est également mise en place sur un haut-fond marin (Buggisch, 1972 ; Jõachimski, 1997). La coupe étudiée s'étend stratigraphiquement du début de la Zone à Early *rhenana* jusqu'à la fin de la Zone à Late *triangularis*.

Figure 4.10 : Le numéro des bancs et la succession des zones à conodontes, la position des lames minces, l'épaisseur des bancs, l'échelle de la coupe, l'abondance des fossiles ainsi que les structures sédimentaires sont reportés en regard de la colonne lithologique. Abréviations : UKH et LKH : Horizon Kellwasser Supérieur et Inférieur.

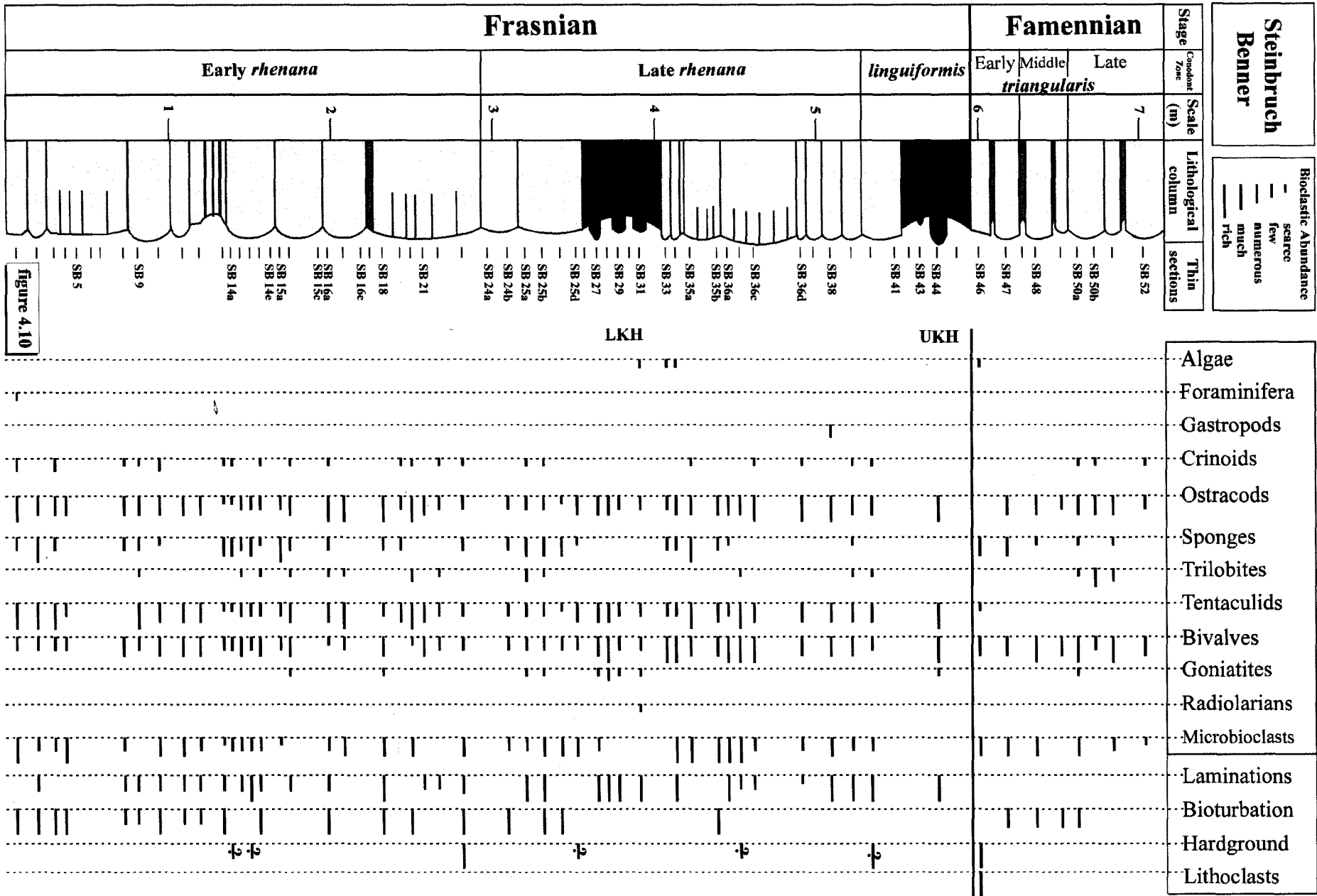


figure 4.10

Cette série a été étudiée d'un point de vue sédimentologique et géochimique par Buggisch en 1972. Joachimski et Buggisch (1993) décrivent dans plusieurs coupes européennes (dont celle de Steinbruch Benner) des excursions positives du $\delta^{13}\text{C}$ centrées sur les Kellwassers. La similitude de ces excursions dans ces coupes indique des épisodes transgressifs-régressifs à court terme superposés à un haut niveau marin global pendant lequel une anoxie généralisée se développe. Ces événements isotopiques indiquent donc plusieurs changements dans le réservoir en carbone océanique à la fin du Frasnien. Plus récemment, la coupe de Steinbruch Benner a été étudiée par Joachimski (1997) dans le but de cerner l'évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ au niveau de la transition FF. Les valeurs les plus élevées en $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ sont observées immédiatement avant et après les Kellwassers. Par contre, ces horizons sont appauvris en $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et l'origine de cet appauvrissement serait lié à un apport de matériel organique provenant de bactéries chemoautotrophiques dans les eaux anoxiques.

L'ensemble de ces résultats ne concerne globalement que des données géochimiques et paléontologiques. La coupe de Steinbruch Benner sera analysée de la même manière (sédimentologie, analyse séquentielle, minéralogie des argiles et susceptibilité magnétique) que celle de Steinbruch Schmidt avec qui elle sera ensuite comparée.

4.3.1. Analyse sédimentologique

4.3.1.1. Analyse des microfaciès

71 échantillons ont été prélevés le long de la coupe de Steinbruch Benner sur une épaisseur légèrement supérieure à 7 mètres (**figure 4.10**). L'abondance des différents bioclastes y est représentée ainsi que les principales structures sédimentaires observées en lames minces. On notera d'emblée la distribution non aléatoire des différents bioclastes avec les algues, les foraminifères et les gastéropodes qui apparaissent systématiquement à la fin et après chaque Horizon Kellwasser. L'abondance des goniatites et des tentaculites diminue fortement au Famennien. Les éponges sont moins bien représentées qu'à Steinbruch Schmidt et de rares radiolaires sont présents uniquement dans les Kellwassers. L'analyse des microfaciès montre que les sédiments sont laminaires et souvent bioturbés (hormis dans les Kellwassers). Un hardground est observé à la base du premier banc Famennien (échantillon 46) et est similaire à celui décrit à Steinbruch Schmidt pour le même intervalle.

L'étude pétrographique permet de reconnaître trois microfaciès majeurs (MF1 à MF3) comprenant plusieurs lithotypes classés selon l'abondance des bioclastes et les structures sédimentaires. La succession des microfaciès (de 1 à 3) constitue la séquence standard de la série et enregistre une évolution régressive depuis des environnements situés sous la zone d'action des vagues de tempêtes (ZAT) aux environnements de fortes énergies proches de la base de la ZAT. Cette séquence est semblable à celle décrite dans la série de Steinbruch Schmidt. Je renvoie donc le lecteur à la description et aux interprétations des microfaciès de cette coupe (voir chap. 4.2.1.).

Les microfaciès 1a et 1b sont uniquement présents dans les niveaux Kellwassers comme à Steinbruch Schmidt.

Le microfaciès 2b est peu représenté par rapport à Steinbruch Schmidt comme le montre la faible abondance des éponges (**figure 4.10**). Ce faible développement à Steinbruch Benner est probablement lié aux conditions plus dysoxiques des environnements. En effet, l'étude des éponges modernes révèle qu'elles ne tolèrent pas des conditions anoxiques à dysoxiques

(Stachowitsch, 1991) mais qu'elles peuvent néanmoins se développer dans des milieux mal oxygénés. Cette hypothèse suggère donc que les milieux devaient être mieux oxygénés à Steinbruch Schmidt favorisant le développement des éponges.

De rares hardgrounds perforés sont présents au sein du microfaciès 2 dont un à la base du premier banc Famennien (échantillon 46). Il correspond à une microbrèche de nodules infracentimétriques arrondis à anguleux de mudstones à spicules d'éponges emballés dans un wackestone microbioclastique (mollusques et ostracodes). Ce niveau est similaire à celui mis en évidence à Steinbruch Schmidt et occupe d'ailleurs la même position stratigraphique. Par contre, l'analyse pétrographique n'a pas permis de déceler un hardground juste après le LKH. Cette absence est sans doute liée à un échantillonnage plus large à Steinbruch Benner.

4.3.1.2. Modèle sédimentologique et évolution des microfaciès

a. Le modèle sédimentologique

En dépit de la difficulté d'établir une séquence bathymétrique dans ce type de série fortement condensée en milieu profond, l'ordre de la séquence est basée sur l'utilisation de critères sédimentologiques tels que les laminations bioclastiques, le granuloclasement, l'épaisseur et la fréquence des passées microbioclastiques. Ceux-ci permettent de reconnaître un gradient distal-proximal du MF1 au MF3 et la courbe d'évolution des microfaciès enregistre ainsi une évolution de type 'shallowing-upward', depuis des environnements profonds, calmes et très mal oxygénés sous la ZAT (probablement proches de 200 mètres de profondeur) à des environnements plus énergétiques fréquemment influencés par des activités de courants autour de la ZAT. Les microfaciès sont situés sous la zone photique comme le montre l'absence d'algues *in situ*. Les sédiments sont dominés par des mudshales, mudstones et wackestones suggérant une sédimentation calme et autochtone. Des passées de packstones microbioclastiques sont occasionnellement interstratifiées et liées à des tempêtes ou des turbidites. Des fossiles pélagiques ou nectoniques (tentaculidés, goniatites, radiolaires) sont associés avec le MF1. La faune benthique est représentée par les éponges du MF2 et les crinoïdes du MF3, cette dernière étant liée à la destruction de prairies à crinoïdes sur la plate-forme distante.

Les sédiments les plus profonds correspondent aux mudshales et mudstones laminaires et bioclastiques du MF1. Ils s'apparentent aux faciès de 'black shales' des Horizons Kellwassers déposés sous la ZAT. Depuis cet environnement, une transition graduelle conduit aux faciès à éponges (MF2) progressivement interstratifiés de minces passées de packstones microbioclastiques montrant une base érosive. Le dernier microfaciès (MF3) contient les passées microbioclastiques les plus épaisses et les bioclastes les plus grossiers. La succession des microfaciès MF2/MF3 permet de reconnaître un gradient distal/proximal sous contrôle des courants de turbidités (tempestites distales ou turbidites). L'origine de ceux-ci est probablement en relation avec le développement d'une plate-forme carbonatée au Dévonien Supérieur localisée dans la partie nord-ouest de l'Allemagne en bordure du Continent des Vieux Grès Rouges (**figure 4.1**). Celle-ci est séparée de la zone de haut-fond où s'observe les coupes de Schmidt et de Benner par un bassin peu profond.

En résumé, l'analyse des microfaciès indique un environnement marin située sous ou à proximité de la ZAT. Ceci suggère un milieu marin dont la profondeur est proche de 200 mètres par comparaison avec les profondeurs actuelles mesurées pour la limite inférieure des plus fortes tempêtes (Friedman et Sanders, 1978 ; Guillocheau et Hoffert, 1988). Ces

profondeurs estimées expliquent la relative homogénéité des faciès (seul trois types de microfaciès ont été reconnus) car les variations du niveau marin n'affectent que très modérément les milieux à de telles profondeurs.

b. Sédimentation pélagique et analyse séquentielle

La coupe de Steinbruch Benner montre une rythmicité à petite échelle composée de cycles régressifs et transgressifs d'épaisseur inframétrique à plurimétrique. Les Horizons Kellwassers ne présentent pas d'évolution séquentielle particulière, les faciès restant toujours dans les environnements les plus profonds. 8 cycles sont reconnus (C1 à C8, **figure 4.11**) et leur épaisseur varie entre 0,4 et 1,4 m. Aucun des cycles ne montre clairement une évolution de type strato-croissant ou décroissant, les bancs étant tous d'épaisseur infradécimétrique à pluridécimétrique. Les inter-bancs sont très souvent soulignés par des joints argileux plurimillimétriques représentant des périodes de temps importantes si l'on en juge par les zones à conodontes. Comme le montre la **figure 4.11**, une zone à conodontes contient au maximum trois cycles à une partie de cycle au minimum. Ceci indique l'importance de la condensation de la sédimentation de la coupe de Steinbruch Benner. Dans une telle situation, il est impossible de reconnaître les ordres de séquences inférieurs (séquence élémentaire ou paraséquence, ensemble de paraséquences ou 5^{ème} et 4^{ème} ordre) *sensu* Van Wagoner *et al.* (1988). La présence de hardgrounds confirme une fois encore l'importance de la condensation de la série.

Le niveau de hardground situé à la base du premier banc Famennien correspond à de nombreux nodules à spicules d'éponges emballés dans une matrice micritique et bioclastique. Ce niveau est similaire à la couche bréchifiée (Sandberg *et al.*, 1988 ; Schindler, 1993) de la coupe de Steinbruch Schmidt et le même processus de formation est envisagé ici. Cette brèche suggère donc hiatus stratigraphique important comme en témoigne l'extrême condensation de la Zone à Early *triangularis* (**figure 4.11**). Sa répartition géographique est régionale (Schindler, 1993) puisque ce niveau repère est déjà présent dans deux coupes distantes d'environ 60 km.

Ce niveau de hardground est surmonté d'une séquence régressive des microfaciès et pourrait correspondre à une limite de séquence de 3^{ème} ordre *sensu* Van Wagoner *et al.* (1988). Cette limite de séquence est du même type que celle reportée par Martire (1992) dans les séries pélagiques jurassiques de l'Ammonitico Rosso déjà discutés lors de l'étude de la coupe de Steinbruch Schmidt. L'interprétation séquentielle réalisée à Steinbruch Schmidt permet de montrer que chacun des Horizons Kellwassers est surmonté d'une limite de séquence.

Une limite de séquence est donc probablement présente au sommet du LKH à Steinbruch Benner compte tenu des similitudes observées d'évolution des microfaciès entre les deux coupes. Dans ce cas, une séquence de 3^{ème} ordre est complète dans la coupe de Steinbruch Benner (C4 à C7) et s'étend partiellement sur deux zones à conodontes. Cette séquence de 3^{ème} ordre correspond également bien à la gamme de temps rapportée pour ce type de séquence (Einsele *et al.* 1991) c'est-à-dire environ 0.8 à 1 Ma.

Figure 4.11 : Evolution de la courbe des microfaciès en regard de la colonne lithologique. L'analyse séquentielle montre l'empilement de cycles correspondant à des évolutions régressives, transgressives ou agrades et la succession des cortèges sédimentaires. Abréviations : LST : cortège de bas niveau marin, TST : cortège transgressif, HST : cortège de haut niveau marin, SB : limite de séquence, SB n° : échantillon n° de Steinbruch Benner.

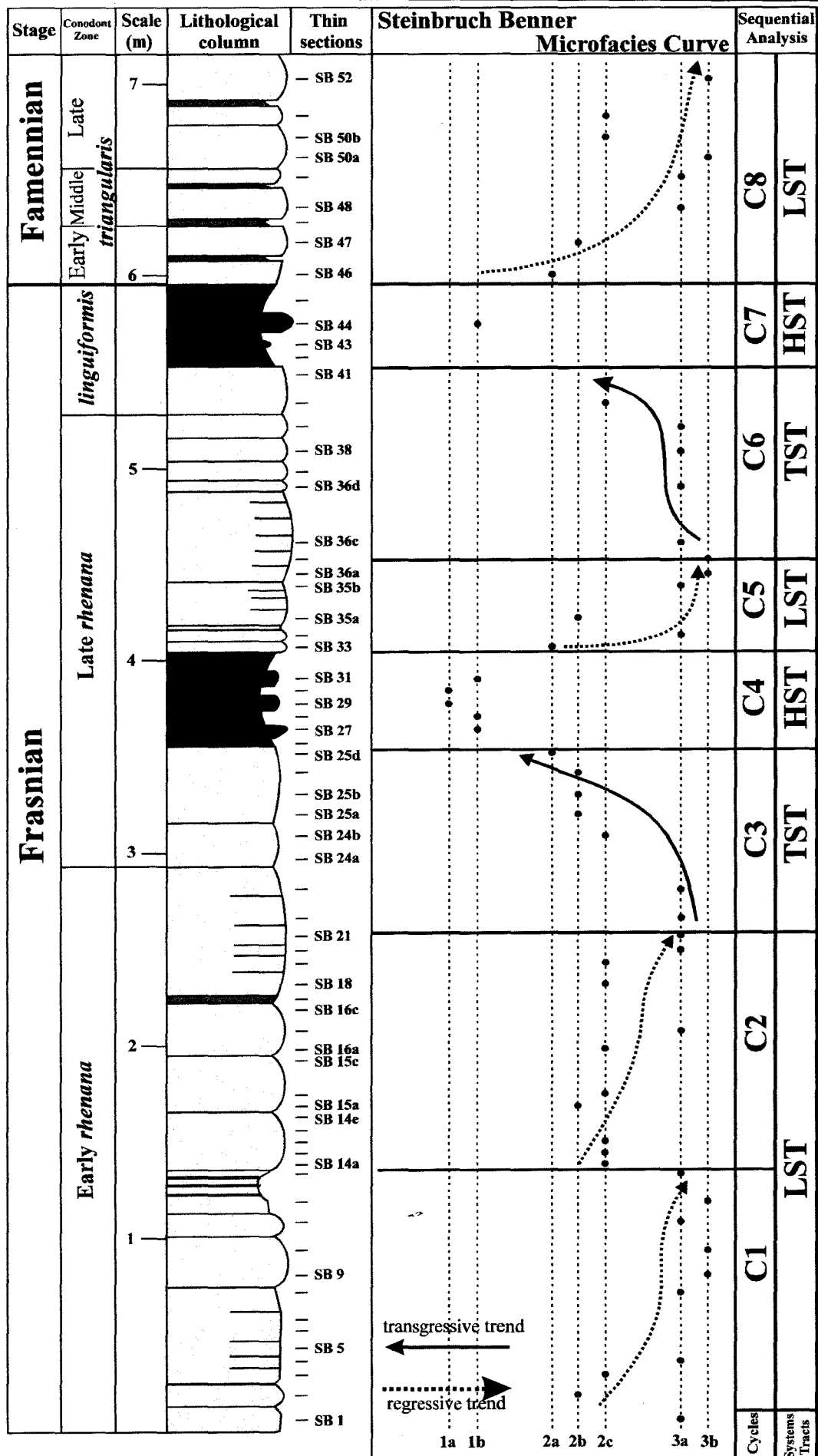


figure 4.11

L'empilement sédimentaire de 8 cycles et la présence de deux limites de séquences permet de suivre l'évolution de la sédimentation au 3^{ème} ordre. Celle-ci montre la succession de 7 cortèges sédimentaires. Les cycles transgressifs correspondent aux cortèges transgressifs (TST) et les deux Horizons Kellwassers indiquent des hauts niveaux marins (HST). Les bas niveaux marins (ou LST) sont définis par les cycles régressifs montrant chaque fois une évolution des microfaciès 1 à 3.

c. Discussion

Une comparaison des courbes de microfaciès de Steinbruch Schmidt et Steinbruch Benner montre une certaine homogénéité, bien que la série de Steinbruch Benner diffère en plusieurs points :

- la séquence C8 indique un bas niveau marin et englobe la totalité de la Zone à *triangularis* ce qui diffère de Steinbruch Schmidt et du cycle T-R IId (Johnson *et al.*, 1985 ; Johnson et Sandberg, 1988). Dans les deux cas, un épisode transgressif démarre dans la Zone à Middle *triangularis* ce qui ne semble pas le cas à Steinbruch Benner. Cette différence est difficile à expliquer. Elle pourrait résulter de l'absence des éponges et du faible développement du microfaciès 2 suite à l'importance des milieux plus anoxiques.

- Jeffrey et Stanton (1986) décrivent une communauté à éponges dans les sédiments de rampe externe du Tournaisien des Montagnes de Sacramento (Nouveau Mexique). L'interprétation séquentielle montre que ces sédiments appartiennent à un cortège transgressif (TST) et au début du cortège de haut niveau marin (HST). Ces résultats sont assez similaires à ceux des coupes de Steinbruch Benner et de Steinbruch Schmidt où le microfaciès 2 est le mieux représenté dans le TST alors que les faciès des Kellwassers (HST) sont dépourvus d'éponges.

- le TST présent entre les Horizons Kellwassers ne comporte qu'un seul cycle (C6) alors qu'il y en a deux à Steinbruch Schmidt (C5 et C6). L'explication réside sans doute dans la plus forte condensation de la série comme en témoigne la réduction d'épaisseur des sédiments entre les Kellwassers: de 2.3 à Steinbruch Schmidt à seulement 1.4 à Steinbruch Benner.

- la Zone à Early *rhenana* est plus complète à Steinbruch Benner et montre la succession de deux cycles régressifs (C1 et C2) suivis d'un cycle (C3) transgressif. Ces deux cycles régressifs indiquent un LST ce que semble confirmer l'analyse séquentielle réalisée par Muchez *et al.* (1996) dans les séries du Frasnien supérieur de Chine et de Belgique.

Comme nous l'avons vu précédemment (paragraphe B.2 et figure 4.3) pour Steinbruch Schmidt, les transgressions observées à Steinbruch Benner démarrent bien avant les Horizons Kellwassers. Ces derniers qui correspondent à des hauts niveaux marins (cycles C4 et C7) sont surmontés par des épisodes régressifs (bas niveaux marins). Cette évolution est similaire à celle de Steinbruch Schmidt hormis pour la base du Famennien où la fin de l'épisode régressif est difficile à cerner. A nouveau, la profondeur importante des dépôts de la coupe de Steinbruch Schmidt (i.e entre 100 et 200 m) ne permet pas d'apprécier l'ampleur des variations eustatiques.

L'analyse séquentielle de la coupe de Steinbruch Benner fournit donc des résultats assez semblables à ceux de la coupe de Steinbruch Schmidt et confirme la succession des cortèges sédimentaires du 3^{ème} ordre de la fin du Frasnien.

4.3.2. Analyse minéralogique des argiles

4.3.2.1. Analyse du cortège argileux

14 échantillons pris à la fois dans les calcaires et les schistes ont été analysés dans la coupe de Steinbruch Benner. La méthode d'analyse est la même que celle décrite au chapitre 3.

Le cortège des minéraux argileux de Steinbruch Benner (**figure 4.12**) est dominé par l'illite (75-90%) et par la chlorite (10-25%). Les interstratifiés (10-14s, illite-smectite) (0-15%) sont présents en traces; le quartz est également observé.

L'illite augmente graduellement de la base de la coupe (75%) jusque dans le LKH (90%). Les valeurs chutent légèrement jusqu'à 80% entre les Horizons Kellwassers. Les valeurs augmentent à nouveau de manière progressive jusqu'à 90% dans l'UKH. Une diminution semblable à celle enregistrée au-dessus du LKH s'observe à la base du Famennien. En résumé, les Horizons Kellwassers montrent les pourcentages les plus élevés en illite (90%). Un léger enrichissement de 10% en chlorite est observé à la base de la coupe.

Le pourcentage en illite est donc important voire même plus conséquent encore que dans la coupe de Steinbruch Schmidt. Dans ce contexte, une étude détaillée des illites (composition chimique, indice de cristallinité) a été entreprise.

a. L'illite

La mesure du rapport des pics (001)/(002) sur l'essai glycolé des illites est utilisée pour préciser les teneurs en Fe et Al. La moyenne de ce rapport est de 2,66 pour les illites de Steinbruch Benner (**figure 4.13**) ce qui suggère une teneur importante en Fe dans les feuillets octaédriques.

L'index d'Esquevin (ou E_i) des différents échantillons de Steinbruch Benner (**figure 4.13**) donne une valeur moyenne de 0.38 correspondant à une composition de phengite ce qui suggère une proportion faible en Fe et Mg dans la couche octaédrique qui n'est donc pas purement alumineuse.

La mesure de l'indice Ir de Srodon (1984) donne une valeur moyenne de 1,16 (**figure 4.13**) ce qui implique des mélanges d'illite et d'interstratifiés illite/smectite.

La valeur en BB1 des échantillons à Steinbruch Benner est toujours inférieure à $4^\circ 20'$ ce qui implique que le matériel illitique est composé d'un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants.

La valeur moyenne des indices de cristallinité (IC calibré) est de 0,42, les valeurs correspondant à des pics bien cristallisés de l'illite (001). Cette valeur moyenne se situe à la transition exacte entre la diagenèse ('higher grade diagenetic' *sensu* Yang et Hesse (1991) et l'anchizone comme le montre le diagramme A de la **figure 4.14**.

Les mesures d'IC sont précisées par la méthode de Shirozu et Higashi (1972) qui consiste à reporter dans un graphique les largeurs à mi-hauteur des pics à 5\AA et 10\AA désignés respectivement par les indices W1 et W2. Comme le montre le diagramme B (**figure 4.14**) seuls 2 échantillons (45 et 36d) ont des valeurs en W1 qui s'écartent de cette ligne et suggèrent donc une altération des indices de cristallinité suite à la présence d'interfoliaires relâchés (feuillets smectitiques). Certains des échantillons présentent des valeurs en W2 s'écartant de la moyenne sans pour autant affecter la mesure des indices de cristallinité.

b. La chlorite et les interstratifiés illite/smectite

La chlorite est le deuxième minéral par ordre d'abondance, son pourcentage est très faible dans les Horizons Kellwassers. Un faible gradient, observé de la base de la coupe au sommet, montre une légère diminution de ce minéral. L'analyse des diffractogrammes, pour les réflexions des chlorites, montrent :

- que les réflexions paires sont plus fortes que les impaires,
- que le rapport $d(002)/d(001)$ est élevé (moyenne de 4.21),
- que la réflexion $d(001)$ subit un renforcement de son intensité sur l'essai chauffé.

Ces différents résultats témoignent d'un caractère plutôt ferrifère des chlorites. Par ailleurs, la réflexion $d(003)$ est souvent légèrement plus intense que la réflexion $d(001)$ ce qui suggère que le fer est plus abondant dans la couche brucitique que dans la couche 2/1 (Holtzapffel, 1985).

Les interstratifiés illite/smectite sont présents uniquement à l'état de traces, à la base du Famennien, dans l'échantillon SB47/48 qui en contient 15%. Ce léger changement est non significatif à l'échelle de la coupe.

En conclusion, l'assemblage minéralogique est très peu diversifié (illite et chlorite ferrifères) dans la coupe de Steinbruch Benner et correspond à l'assemblage typique de l'anchizone pour des séries sédimentaires anciennes (Paléozoïque) (Dunoyer de Segonzac, 1970 ; Chamley, 1989).

4.3.2.2. Discussion

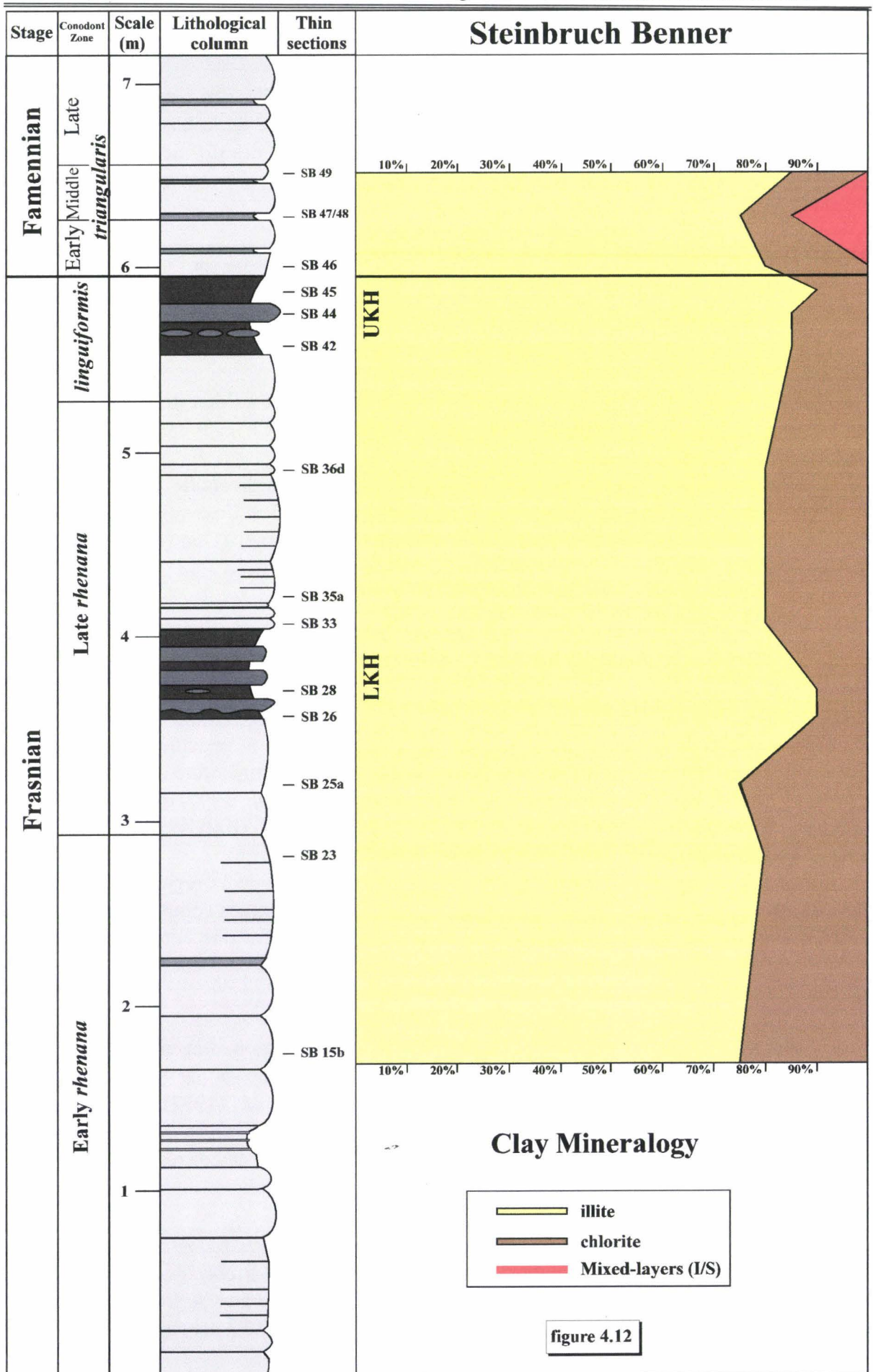
a. Diagenèse et enfouissement

Les valeurs des indices de cristallinité peuvent être interprétées en terme d'enfouissement de la série. Dans son ensemble, les valeurs en IC se situent à proximité de la limite diagenèse/anchizone (**figure 4.14 A**) suggérant une gamme de température de $210^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$ (Warr, 1996; Roberts *et al.*, 1991; Frey, 1987 et Garcia-Lopez *et al.*, 1997) qui s'accorde bien avec les interstratifiés illite/smectite à structure de type ISII (Kalkberg). Ces derniers indiquent des températures de $175\text{-}225^{\circ}\text{C}$ (Hoffman et Hower, 1979).

La valeur des indices d'altération des conodontes (CAI) de la région de Steinbruch Benner est de 3,5 selon Königshof (1992) impliquant des températures comprises entre 110 et 300°C (moyenne de 205°C). Garcia-Lopez *et al.* (1997) décrivent une corrélation entre les indicateurs organiques et inorganiques (CAI et IC) dans une série de roches paléozoïques du nord-ouest de l'Espagne.

Selon ces auteurs, un CAI de 4 correspond à la transition diagenèse/anchizone et indique des températures comprises de 185 à 225°C . Le CAI proposé par Königshof (1992) est donc en léger désaccord avec celui de Garcia-Lopez *et al.* (1997). La gamme de température proposée pour un CAI de 3.5 est cependant assez similaire à celle déduite de la mesure des indices de cristallinité de Steinbruch de Benner. Au vu de ces résultats, la gamme de température déduite des IC implique, pour un gradient géothermique

Figure 4.12 : Les pourcentages des différents minéraux argileux sont reportés en regard de la colonne lithologique et de l'analyse séquentielle (succession des cortèges sédimentaires). Abréviations : LKH : Horizon Kellwasser Inférieur, UKH : Horizon Kellwasser Inférieur, LST : cortège de bas niveau marin, TST : cortège transgressif, HST : cortège de haut niveau marin, I/S : illite-smectite, C1 à C8 : cycle 1 à cycle 8.



normal (30°C/km), une épaisseur de 6-7 km de sédiments sus-jacents et postérieurs à la Zone à *triangularis*. La coupe de Steinbruch Benner se situe dans la même position paléogéographique de haut-fond et montre la même sédimentation condensée qu'à Steinbruch Schmidt. Dans ce cas, l'épaisseur de 6-7 km de sédiments semble surestimée comme à Steinbruch Schmidt. Il faut donc envisager soit un contexte structural permettant de redoubler des séries par des failles de charriage soit un gradient géothermique plus élevé.

Il est difficile de trancher vu le manque de données de la littérature, mais il est à remarquer que le cortège minéralogique est tout à fait différent entre les coupes de Steinbruch Schmidt et de Steinbruch Benner. En effet, le cortège de Steinbruch Benner à illite/chlorite constitue l'association typique de l'anchizone (Dunoyer de Segonzac, 1970) alors que celui de Steinbruch Schmidt contient beaucoup de kaolinite préservée et un peu de chlorite en traces dans quelques échantillons. Cette différence, de cortège minéralogique, ne peut s'expliquer que par une diagenèse plus forte ou une source détritique différente. La question est donc de déterminer le caractère diagénétique ou non des argiles de la coupe de Steinbruch Benner ?

Les mesures réalisées sur les illites montrent :

- que le matériel illitique a une composition de phengite ce qui s'accorde bien avec les valeurs anchizonales des IC,
- que le matériel illitique est composé d'un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants ce qui implique des températures de 175-225°C d'après Hoffman et Hower (1979).

Ces résultats indiquent que l'évolution diagénétique de la série a donné lieu à des transformations chimiques des minéraux argileux vu que la gamme de température déduite des indices de cristallinité est largement suffisante pour l'illitisation des smectites. Une partie de l'illite voire la totalité peut donc présenter une origine diagénétique. L'origine détritique ne peut pas être écartée totalement mais il est impossible de quantifier la quantité d'illite issue de la diagenèse des illites terrigènes.

La coupe de Steinbruch Benner comporte des chlorites ferrifères, leur origine est soit détritique soit authigénique.

L'hypothèse détritique pourrait expliquer cette différence de cortège minéralogique entre les deux coupes. La chlorite détritique des sédiments marins résulte de trois processus: soit d'une érosion en climat froid (Chamley, 1989), soit un événement tectonique actif soit d'une diminution du niveau marin comme l'ont suggéré Chamley *et al.* (1997) pour les zones riches en chlorite du Givétien de Glageon. Dans le premier cas, la chlorite est considérée comme le minéral détritique de hautes latitudes par opposition à la kaolinite qui prédomine aux basses latitudes. En effet, la chlorite détritique résulte essentiellement de l'érosion de roches plutoniques et métamorphiques peu influencées par l'altération chimique. L'augmentation de chlorite dans les sédiments marins est parallèle à l'évolution latitudinale vers les zones froides des hautes latitudes où les sols se développent peu et où prédomine l'altération physique.

Figure 4.13 : La mesure de l'index d'Esquevin (axe Y) est reportée en regard du numéro d'échantillon (axe X) (figure 4.13 A). Les résultats indiquent une composition de phengite. La composition chimique du matériel illitique révèle une teneur en fer importante et la présence d'interstratifiés illite/smectite. L'axe X correspond au numéro d'échantillon et l'axe Y indique la mesure de l'index Ir de Srodon (1984) et la mesure du rapport (001)/(002) pour la fraction illitique (figure 4.13 B).

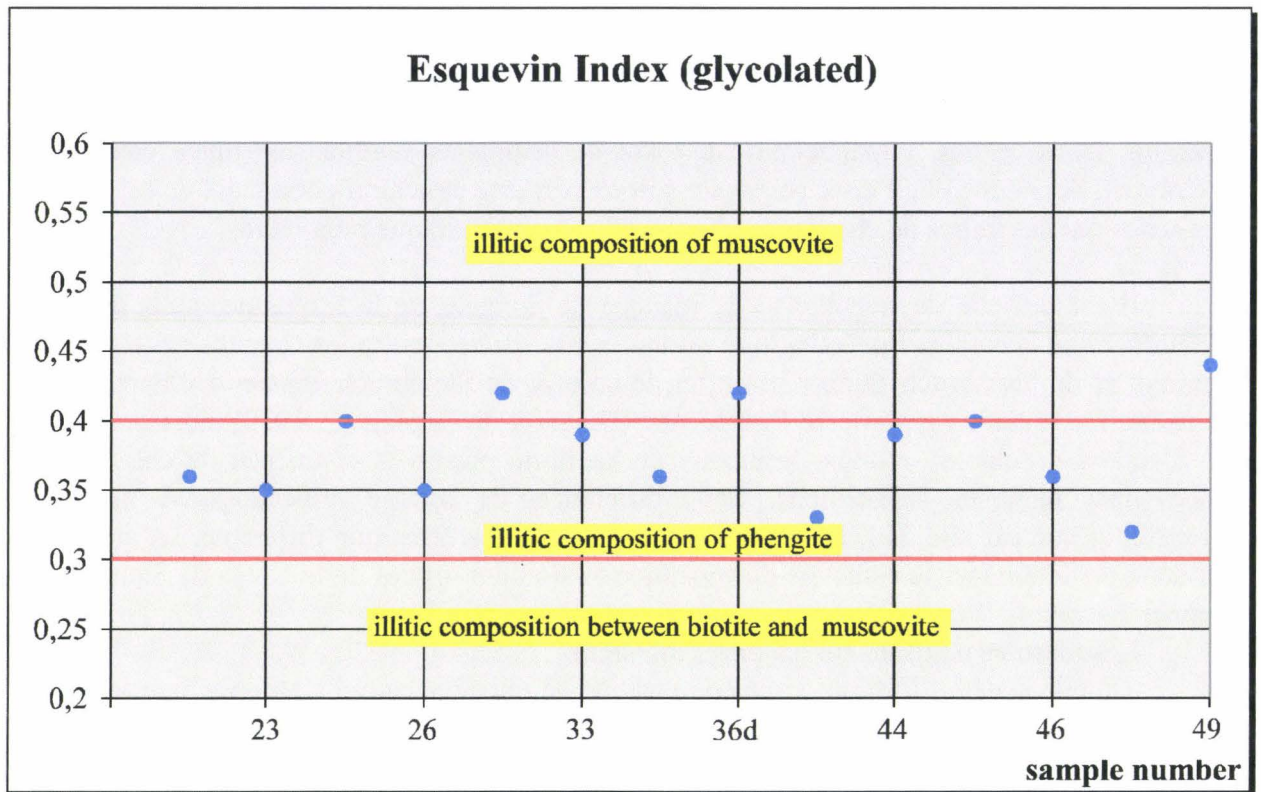


figure 4.13 A

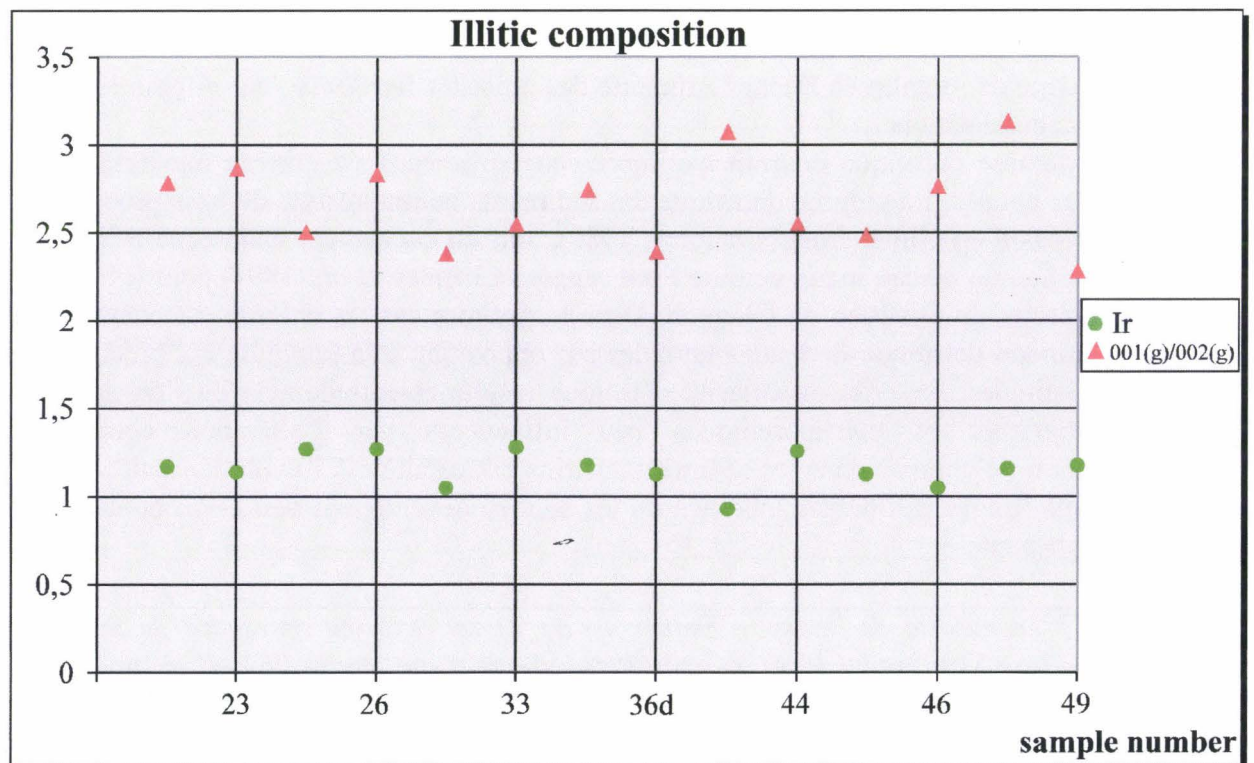


figure 4.13 B

L'augmentation de chlorites est liée à une diminution de l'hydrolyse continentale (Chamley, 1989). Cette hypothèse semble peu probable dans le cas qui nous occupe car la coupe de Steinbruch Benner n'est pas située à une latitude différente de celle de Steinbruch Schmidt qui ne contient que très peu de chlorite. L'évolution du pourcentage de chlorite dans la série de Steinbruch Benner ne semble pas non plus lié à des variations eustatiques (figure 4.12). Il reste donc l'hypothèse d'une source différente de celle de Steinbruch Schmidt qui serait en cours de soulèvement tectonique à la transition FF. Ziegler (1990) indique que durant le Frasnien, et plus encore au cours du Famennien, l'arrivée de siliciclastiques augmente dans le bassin Rhénohercynien à partir du 'Mid-German Rise'. Celui-ci correspond à une série sédimentaire et volcanique du Protérozoïque Supérieur jusqu'à l'Ordovicien. L'ensemble de cette série est affecté par un métamorphisme régional calédonien (Engel *et al.*, 1983). On peut donc supposer que cette zone émergée constituait la source des minéraux argileux détritiques de Steinbruch Benner et le matériel terrigène arrivant dans le bassin Rhénohercynien provient de sources différentes respectivement du Nord de Steinbruch Schmidt et du Sud de Steinbruch Benner. Ceci semble contradictoire au regard de la position paléogéographique similaire des deux coupes dans le bassin. Dans le cas d'une structuration tectonique affectant le 'Mid-German Rise' les deux coupes auraient dû bénéficier d'apports détritiques provenant de cette zone. Cette hypothèse semble également inapplicable dans le cas d'une origine détritique des chlorites de Steinbruch Benner. Dans ce cas, une origine diagénétique pour la chlorite doit être envisagée.

L'analyse du cortège minéralogique de Steinbruch Schmidt a montré (chap. 4.2.2.) la présence de kaolinites détritiques préservées. Les deux coupes présentent des microfaciès tout à fait similaires pour le même intervalle de temps ainsi qu'une position paléogéographique identique. Par ailleurs, les gammes de température données par les IC et les CAI sont relativement similaires. Il est donc probable que les cortèges minéralogiques étaient semblables au départ. L'absence de kaolinites à Steinbruch Benner implique probablement sa destruction lors de la diagenèse. Quel(s) processus conduise(nt) donc à la formation de chlorites à Steinbruch Benner ?

La formation diagénétique de chlorite peut s'expliquer selon deux modes de transformations chimiques :

- d'un point de vue général, il est connu que la transformation de smectite en illite libère du Fe et du Mg qui, en association avec un apport en Si et en Al provenant des smectites ou d'autres silicates, permet la formation de chlorite (Chamley, 1989 ; Velde, 1992),
- l'analyse de l'origine des chlorites dans des mudstones lacustres du Dévonien d'Ecosse par Hillier (1993) montre une relation inverse entre l'abondance en dolomite et en chlorite. Une réaction entre la dolomite et la kaolinite avait déjà été proposée par Muffler et White (1969) et conduit à la formation de chlorite selon la réaction suivante :

Figure 4.14 : Le diagramme montre les mesures en IC en $^{\circ}2\theta$ (axe Y) en regard des échantillons (axe X). La moyenne des mesures en IC indique une valeur à la limite diagenèse/anchizone ce qui suggère des températures proches de $210^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}$ (figure 4.14 A). Le diagramme suivant (figure 4.14 B) montre les indices de Shirozu notés W2 (axe Y) et W1 (axe X). Les résultats indiquent la présence de 2 échantillons dont les valeurs en IC doivent être considérées avec prudence.

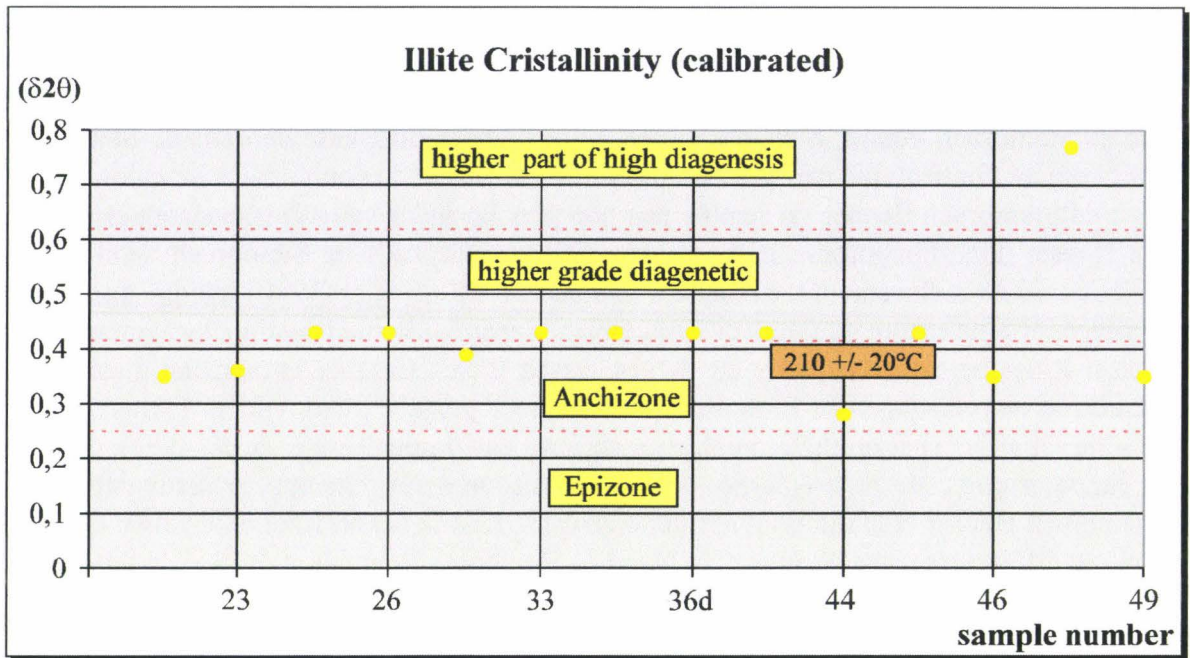


figure 4.14 A

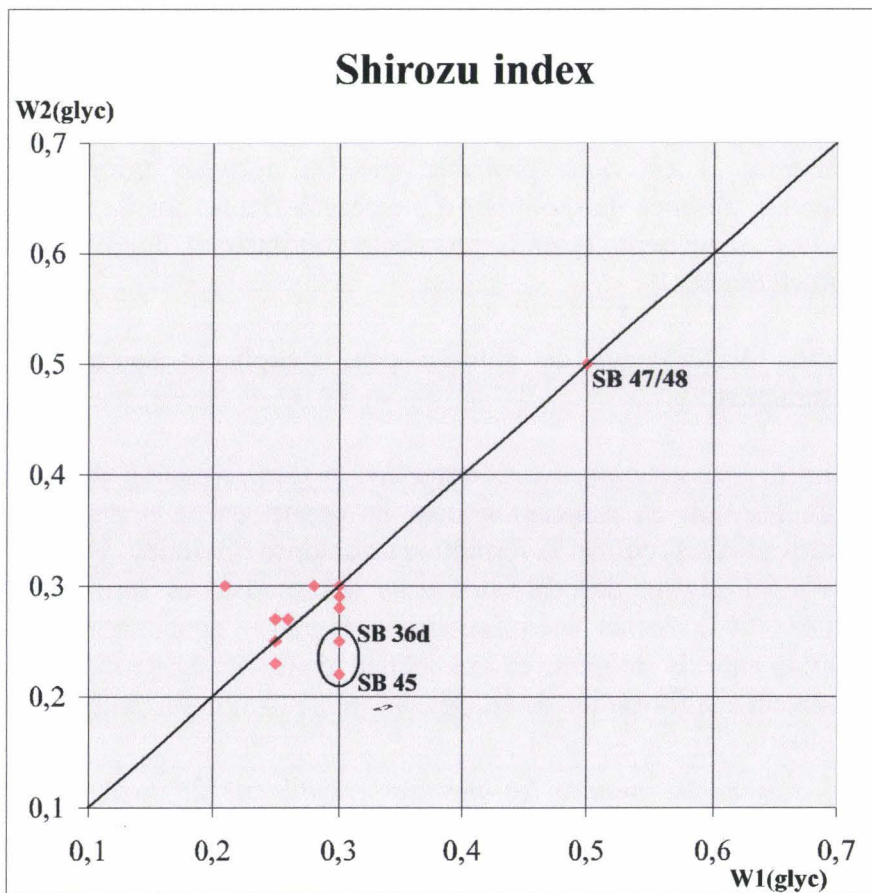
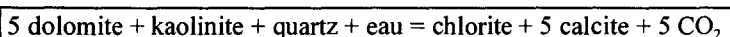
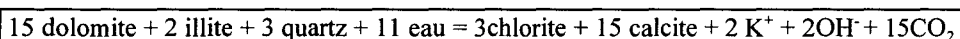


figure 4.14 B



Une réaction similaire est envisagée avec l'illite par Hutcheon *et al.* (1980) :



Ces réactions chimiques entre la dolomite et un minéral argileux détritique conduisent à la formation de chlorite. D'après Hillier (1993), la formation de chlorite commence à des températures basses de l'ordre de 120°C. La gamme de température nécessaire à la formation de chlorite diagénétique est donc largement atteinte selon les données CAI et IC de la coupe de Steinbruch Benner. Par contre, l'absence systématique de dolomite dans les microfaciès implique que ces réactions n'ont pu se produire. Il reste donc l'hypothèse d'une authigénèse pendant la transformation de smectite en illite.

Il faut envisager que la transformation de smectites en chlorites lors de l'enfouissement se produit dans des environnements magnésiens à Steinbruch Benner. Par contre, dans le cas d'environnements potassiques, la transformation des smectites produira des illites comme le laisse présager la série de Steinbruch Schmidt. L'absence de dolomite d'enfouissement (et par là même de solutions d'enfouissement magnésiennes) dans la série de Steinbruch Benner plaide plutôt en faveur d'environnements potassiques. On le voit, l'authigénèse de chlorites à partir de smectites est peu probable et Chamley (1989) insiste, par ailleurs, sur le fait que cette transformation est peu courante. La présence d'interstratifiés illite/smectite en traces, la position paléogéographique et les climats chauds à la transition FF plaident ainsi en faveur de la présence de smectites lors du dépôt mais cette hypothèse reste néanmoins impossible à démontrer et encore moins à quantifier.

Chamley (1989) indique que les chlorites diagénétiques sont peu abondantes et sont généralement de type ferrifères. Les chlorites magnésiennes se développent habituellement au cours du métamorphisme. Les chlorites ferrifères de Steinbruch Benner ont donc vraisemblablement une origine diagénétique bien que le mode de transformation chimique reste à préciser.

Ces résultats sont différents de Steinbruch Schmidt et probablement liés à une structuration tectonique plus marquée à Steinbruch Benner. En effet, la série de Steinbruch Schmidt est en position subhorizontale alors qu'elle est subverticale à Steinbruch Benner et qu'une faille est observée à proximité de la limite FF. Une plus forte compression structurale est donc évidente dans le secteur de Steinbruch Benner et pourrait expliquer cette différence dans le cortège des argiles.

b. Cortège argileux et analyse séquentielle

L'abondance des argiles est analysée en fonction des cortèges sédimentaires issus de l'analyse des microfaciès (**figure 4.12**). L'illite est légèrement plus abondante au sein des Horizons Kellwassers qui correspondent à des hauts niveaux marins. Cette situation est similaire à celle observée à Steinbruch Schmidt où une partie des illites observées en haut niveau marin pourrait provenir de la transformation de smectites. Rappelons que les Kellwassers correspondent aux milieux les plus profonds situés largement sous la ZAT. Par

contre, l'évolution du pourcentage en chlorite ne montre pas de lien avec les cortèges sédimentaires, et pour cause, si celle-ci est d'origine diagénétique. Les pourcentages sensiblement plus élevés en chlorite à la base de la coupe pourraient témoigner en faveur d'une influence liée à l'enfouissement.

4.3.3. Analyse de la susceptibilité magnétique

4.3.3.1. Description et observation des mesures

L'analyse de la susceptibilité magnétique a été réalisée sur 54 échantillons recouvrant les couches de la limite FF sur une épaisseur d'environ 7 (tableau 4 et **figure 4.15**). Les valeurs les plus basses s'observent au sein du LKH (échantillon n° 30 ayant une valeur de $172 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Les valeurs les plus élevées correspondent à trois pics de susceptibilité pour les échantillons 21, 25d et 36a dont les valeurs sont, respectivement, de 1010, 948 et $815 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). A grande échelle, aucune évolution claire de 1^{er} ordre de susceptibilité similaire à celle observée à Steinbruch Schmidt (valeurs décroissantes au sein du Frasnien et valeurs croissantes pour le Famennien) n'est observée.

Dans le détail, l'analyse de la CSM permet de reconnaître une série d'évolutions (notées 5 à 11) et d'événements (notés B à G). Ceux-ci seront décrits selon l'ordre stratigraphique et correspondent au 2^{ème} ordre de susceptibilité magnétique.

L'évolution 5 (échantillons 1 à 21) renferme deux séquences (5a et 5b), qui montrent chacune une croissance de la SM, interrompues par une oscillation positive des valeurs (échantillon 14a). L'évolution 5a montre une augmentation des valeurs de 438 à $581 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. L'évolution 5b, qui est plus accentuée, indique une croissance de la susceptibilité de $207 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ culminant à $1010 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. La fin de l'évolution 5b coïncide avec l'événement B. Cet événement se localise dans la Zone à Early *rhenana*. Une tendance décroissante (de 1010 à $188 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) très importante (notée 6) se produit dans les bancs précédents le LKH. Au sommet du banc précédent le LKH, une forte augmentation de la susceptibilité ($984 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) marque l'événement C. Le LKH qui suit l'événement C montre une décroissance rapide des valeurs (évolution 7) qui restent inférieures à $300 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ au sein de cet horizon (événement D). Une nouvelle augmentation de la susceptibilité démarre dès la fin du LKH (évolution 8) et culmine à $815 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. La fin de l'évolution 8 coïncide avec l'événement E. Celui-ci indique une nouvelle décroissance des valeurs (évolution 9) qui se poursuivra jusque dans l'UKH. Ce dernier se caractérise par des valeurs très basses inférieures à $300 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ (événement G) comme dans le cas du LKH. La base du Famennien (Zone à *triangularis*) montre une légère augmentation des valeurs (évolution 11) qui dépassent à peine la barre des $300 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ dans la Zone à Late *triangularis*.

4.3.3.2. Interprétation des mesures

Les évolutions de la susceptibilité magnétique seront interprétées selon les principes énoncés au chapitre 3. Rappelons que des augmentations des valeurs de susceptibilité magnétique correspondent à des chutes du niveau marin, les valeurs les plus fortes indiquent le bas niveau marin. Des évolutions décroissantes de la susceptibilité magnétique traduisent des augmentations du niveau marin, les valeurs les plus basses indiquent des hauts niveaux marins. L'évolution de la CSM au sein d'une coupe indique le taux (ou la vitesse) des processus responsables des changements observés.

L'interprétation des variations de la CSM au premier ordre est difficile à Steinbruch Benner car aucune évolution croissante de SM ne s'observe au Famennien. Une évolution décroissante des valeurs de SM est également peu discernable au Frasnien contrairement aux évolutions de Steinbruch Schmidt.

Essayons maintenant d'interpréter les évolutions de susceptibilité en termes de variations eustatiques à l'échelle du 2^{ème} ordre de susceptibilité magnétique (**figure 4.15**). Les évolutions décroissantes 6 et 9 indiqueraient donc des transgressions à l'inverse des évolutions croissantes 5a, 5b et 8 qui correspondraient à des régressions. Les tendances décroissantes 6 et 9 correspondent plus précisément à des intervalles transgressifs (TST). Les événements magnétiques D et G correspondent aux Horizons Kellwassers représentant des hauts niveaux marins (HST). Ces derniers se caractérisent par des SM toujours inférieures à $300 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Enfin, les évolutions 5a, 5b et 8 croissantes se corrélient avec des bas niveaux marins (LST).

L'analyse de la CSM est assez fidèle au modèle séquentiel mis en place pour la coupe de Steinbruch Benner. Par contre, au Famennien, l'évolution 11 indique des valeurs homogènes de susceptibilité magnétique sans évolution claire alors que la série correspond à un LST.

4.3.3.3. Comparaison avec Steinbruch Schmidt

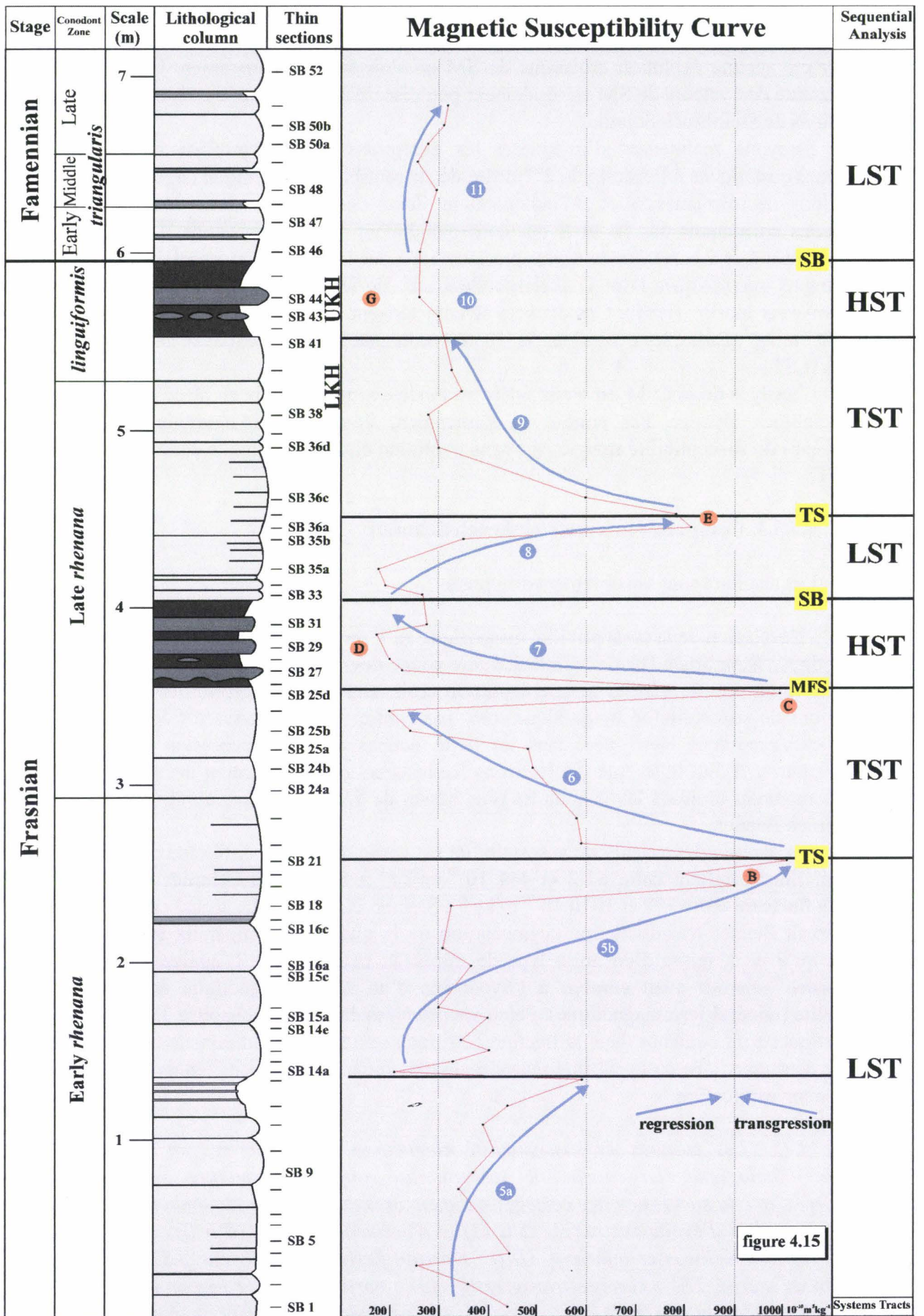
Les résultats sont sensiblement différents :

- l'évolution de la susceptibilité magnétique au 1^{er} ordre de Steinbruch Schmidt est peu perceptible à Steinbruch Benner. Cette dernière coupe devrait être analysée plus haut dans le Famennien en vue de vérifier si une évolution croissante de la susceptibilité apparaît. Les évolutions de susceptibilité magnétique sont, par contre, très similaires à l'échelle du 2^{ème} ordre et s'accordent bien avec dans les deux coupes avec la succession des cortèges sédimentaires. Il faut noter que les Horizons Kellwassers qui représentent des hauts niveaux marins montrent toujours les valeurs les plus basses de SM, inférieures à $300 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ à Steinbruch Benner.

- la gamme des valeurs de susceptibilité est particulièrement différente entre les deux coupes. Elles oscillent entre 61.2 et $444 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ à Steinbruch Schmidt alors que les valeurs fluctuent entre 172 et $1010 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ à Steinbruch Benner. Le signal est plus élevé à Steinbruch Benner traduisant une augmentation de la quantité en minéraux magnétiques à moins qu'il ne s'agisse d'un autre type de minéraux magnétiques. L'analyse de la SM à Steinbruch Schmidt avait conduit à l'hypothèse d'un signal magnétique dominé par la magnétite (minéral ferromagnétique). Selon les principes énoncés au chapitre 3, les minéraux magnétiques sont contenus dans la fraction détritique selon un rapport constant quel que soit le flux détritique. Une susceptibilité magnétique plus forte à Steinbruch Benner ne peut donc trouver son explication



Figure 4.15 : Les mesures de susceptibilité magnétique sont reportées en regard de la colonne lithologique. La courbe de susceptibilité magnétique montre des évolutions comparées avec la succession des cortèges sédimentaires de l'analyse séquentielle. La courbe montre une série d'évolutions notées (5 à 11) et d'événements notés (B à G). Abréviations : LKH : Horizon Kellwasser Inférieur, UKH : Horizon Kellwasser Supérieur, LST : cortège de bas niveau marin, TST : cortège transgressif, HST : cortège de haut niveau marin, MFS : surface d'inondation maximale, TS : surface de transgression, SB : limite de séquence



que par une quantité plus importante de minéraux magnétiques (magnétite ?). La magnétite est donc liée à la présence d'un pourcentage plus élevé de minéraux détritiques à Steinbruch Benner. Le taux de sédimentation différent entre les deux coupes permet facilement d'expliquer ce résultat. En effet, Steinbruch Benner montre un taux de sédimentation encore plus lent qu'à Steinbruch Schmidt comme l'indique les épaisseurs de sédiments :

- l'épaisseur entre les Horizons Kellwassers est de 2,3 m à Steinbruch Schmidt et de 1,2 m à Steinbruch Benner
- l'épaisseur de la Zone à *triangularis* est de 2,5 m à Steinbruch Schmidt et de 1,5 m à Steinbruch Benner

La concentration en minéraux magnétiques (détritiques) sera évidemment plus importante dans la coupe qui présente le taux de sédimentation le plus faible c'ad à Steinbruch Benner qui présente les valeurs magnétiques les plus élevées.

4.4. Synthèse des résultats et conclusions

Les résultats des différentes analyses effectuées dans les coupes allemandes sont repris ci-dessous:

4.4.1. Analyse sédimentologique

1) L'étude pétrographique permet de reconnaître trois microfaciès majeurs (MF1 à MF3). Leur succession (de 1 à 3) constitue la séquence standard de la série et souligne un gradient distal-proximal. La courbe d'évolution des microfaciès enregistre une évolution de type 'shallowing-upward', montrant le passage des environnements profonds, calmes et mal oxygénés sous la ZAT (probablement < 200 mètres de profondeur) aux environnements plus énergétiques influencés par des activités de courants autour de la ZAT.

2) Les environnements sont situés sous la zone photique. Les fossiles pélagiques ou nectoniques (tentaculidés, goniatites, radiolaires) sont associés au MF1. La faune benthique est représentée par les éponges du MF2 et les crinoïdes du MF3.

3) La succession des microfaciès MF2/MF3 permet d'établir un gradient distal/proximal sous le contrôle de courants de turbidité (tempestites ou turbidites). L'origine de ces tempestites ou turbidites carbonatées est en relation avec une plateforme carbonatée distante au cours du Dévonien Supérieur localisée dans la partie nord ouest de l'Allemagne en bordure du 'Vieux Continent des Grès Rouges'.

4) Les coupes montrent une rythmicité à petite échelle composée de cycles régressifs et transgressifs d'épaisseur inframétrique. 11 cycles sont reconnus (C1 à C11) à Steinbruch Schmidt et 8 cycles à Steinbruch Benner (C1 à C8). Aucun des cycles ne montre une évolution de type stratocroissante ou stratodécroissante, les bancs au sein de ces cycles sont d'épaisseur infradécimétriques à décimétriques.

5) Les coupes sont fortement condensées comme l'attestent la présence de nombreux joints argileux plurimillimétriques, les hardgrounds au sommet des Horizons Kellwassers ainsi que l'épaisseur des séries en regard de la gamme de temps (Zones à conodontes). Le taux de sédimentation semble plus lent encore à Steinbruch Benner. Ces données empêchent toute

identification des ordres de séquences inférieurs (5^{ème} et 4^{ème} ordre) *sensu* Van Wagoner *et al.* (1988).

6) Deux niveaux de hardground sont observés à Steinbruch Schmidt au sommet des Horizons Kellwassers. Le plus jeune, situé exactement à la limite FF, correspond à des nodules à éponges emballés dans une matrice micritique et bioclastique. Ce niveau, à la base du premier banc Famennien, correspond à la couche bréchifiée interprétée respectivement par Sandberg *et al.* (1988) et par Schindler (1993) comme un dépôt de tempête et une formation *in situ* durant la lithification. De notre point de vue, ces nodules représentent une couche d'éponges intensivement perforée pendant une phase de ralentissement extrême de sédimentation. Lorsque la bioturbation est particulièrement abondante, cette couche est fragmentée et transformée en blocs ou microbrèches remaniés et incorporés dans les sédiments sus-jacents.

La formation de cette brèche souligne un hiatus stratigraphique important comme en témoigne la Zone à Early *triangularis* qui est la biozone à conodontes la plus réduite de la série. Cette brèche est également reconnue à Steinbruch Benner au sommet de l'UKH ce qui confirme sa répartition régionale.

Le second niveau de hardground se situe au-dessus du LKH et présente des terriers verticaux et horizontaux ainsi qu'une surface soulignée par des encroûtements de Fe et Mn. Ce niveau n'a pas été identifié à Steinbruch Benner probablement suite à un échantillonnage moins dense que celui de Steinbruch Schmidt.

7) Chacun des niveaux de hardground est surmonté d'une séquence et correspond à une limite de séquence (ou SB) de 3^{ème} ordre *sensu* Van Wagoner *et al.* (1988). Ces séquences régressives surviennent immédiatement après les Horizons Kellwassers dans les deux coupes. On peut donc raisonnablement supposer qu'une limite de séquence est bien présente au sommet de l'Horizon Kellwasser Inférieur à Steinbruch Benner compte tenu des similitudes des microfaciès et de l'évolution des séquences.

8) L'empilement sédimentaire des cycles et la présence de deux limites de séquences permet de suivre l'évolution de la sédimentation au 3^{ème} ordre. Celui-ci montre la succession de 7 cortèges sédimentaires dans les deux coupes : les cycles transgressifs correspondent aux cortèges transgressifs (TST) et les Horizons Kellwassers indiquent les hauts niveaux marins (HST). Les bas niveaux marins (LST) sont définis par les évolutions régressives des microfaciès. Une séquence de 3^{ème} ordre complète est donc observée et regroupe la quasi totalité de deux zones à conodontes. Cette séquence de 3^{ème} ordre correspond bien à la gamme de temps rapportée pour ce type de séquence (Einsele *et al.* 1991).

9) L'analyse séquentielle développée des deux coupes s'accorde relativement bien avec les évolutions eustatiques du cycle T-R IId de Johnson *et al.* (1985) et de Johnson et Sandberg (1988). On notera seulement l'impossibilité, dans nos séquences d'apprécier l'ampleur des variations bathymétriques, en milieu marin profond et pour de telles séries condensées. Par ailleurs, les évolutions des cortèges sédimentaires mis en évidence dans les coupes allemandes se corrént bien avec celles réalisées par Muchez *et al.* (1996) en Belgique et en Chine pour le même intervalle stratigraphique. Ces résultats confirment ces variations eustatiques tant dans des environnements profonds que peu profonds et suggèrent un mécanisme global à l'échelle du bassin Rhénohercynien.

10) Les excursions positives en $\delta^{13}\text{C}$ observées, dans les Horizons Kellwassers des coupes allemandes par Joachimski et Buggisch (1993) correspondent aux cortèges sédimentaires de haut niveau marin de notre modèle séquentiel. Ces résultats s'intègrent dans le modèle de ces auteurs pour qui ces excursions du carbone soulignent des périodes de stockage de la matière organique suite à l'établissement de conditions anoxiques au cours d'un haut niveau marin.

11) L'arrivée brutale des *Icriodus* à la transition FF à Steinbruch Schmidt (Sandberg *et al.*, 1988) et le changement de biofaciès observé de part et d'autre de la limite s'accordent également avec l'évolution des cortèges sédimentaires. Le changement de biofaciès accompagne une régression comme indiqué par l'analyse séquentielle qui montre le passage d'un HST à un LST à la limite FF. L'augmentation du pourcentage en *Icriodus* au sein de l'UKH et le pourcentage maximal observé à la base du Famennien se corrélient avec la diminution du niveau marin à la transition HST/LST.

4.4.2. Analyse de la minéralogie des argiles

1) Le cortège minéralogique des argiles est différent entre les deux coupes. Il est dominé par à Steinbruch Schmidt par l'illite (50-90%) et la kaolinite (10-50%). Par contre à Steinbruch Benner, il est dominé par l'illite (75-90%) et la chlorite (10-25%). Des interstratifiés illite/smectite sont présents sous forme de traces dans les deux coupes.

2) La composition des illites des deux coupes montre une forte teneur en fer (muscovite à phengite) et correspond à un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants.

3) L'analyse des indices de cristallinité montrent des valeurs légèrement inférieures (Schmidt) ou égales (Benner) à la limite diagenèse/anchizone indiquant des températures proches de $210^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$. Ces résultats s'accordent bien avec les valeurs des CAI mais restent difficilement explicables par un enfouissement normal compte tenu de la faible épaisseur des séries surincombantes. Il faut donc envisager un redoublement des séries par nappe de charriage (hypothèse tectonique) ou un gradient géothermique plus élevé. En l'absence de données supplémentaires le problème reste posé.

4) L'assemblage riche en kaolinite à Steinbruch Schmidt suggère une origine détritique pour les kaolinites voire pour une partie des illites bien que les gammes de température soient suffisamment élevées pour ne pas écarter une origine diagénétique des illites. Les pourcentages en kaolinite augmentent dans les intervalles régressifs (LST) pour atteindre un maximum à proximité de la surface de transgression. Les pourcentages minimaux en kaolinite sont enregistrés dans les Horizons Kellwassers. L'évolution des pourcentages en illite est inversement proportionnelle à celle de la kaolinite.

Ces corrélations évidentes entre les évolutions des pourcentages en kaolinites et celles des microfaciès permettent une interprétation eustatique. Les argiles détritiques proviennent de zones émergées et sont piégées (dépôt) au sein d'une plate-forme interne avant d'être exportées vers le bassin par les processus d'érosion accompagnant la chute du niveau marin (intervalles régressifs ou LST). Ces argiles détritiques sont alors piégées dans les cortèges transgressifs et particulièrement dans les cortèges de hauts niveaux marins.

5) Les kaolinites détritiques de Steinbruch Schmidt proviendraient de sols kaoliniques développés sur des masses continentales en position intertropicales sous climat chaud et humide. La source pourvoyeuse des minéraux détritiques est probablement le Continent des Vieux Grès Rouges.

6) La présence d'illites et de chlorites ferrifères à Steinbruch Benner suggère une origine diagénétique dans l'anchizone. La différence de composition du cortège argileux entre les deux coupes est encore difficile à interpréter. Tout au plus, une influence structurale semble plus prépondérante à Steinbruch Benner comme en témoigne la disposition subverticale des bancs et la présence d'une faille inverse à proximité de la limite FF.

4.4.3. Analyse de la susceptibilité magnétique

1) Les valeurs les plus basses en susceptibilité magnétique à Steinbruch Schmidt sont présentes dans les Horizons Kellwassers. Les valeurs les plus élevées sont observées à la base de la Early *crepida* (avec des valeurs de 444 et 427 10^{-10} m³kg⁻¹). A grande échelle, deux évolutions caractérisent le 1^{er} ordre de susceptibilité magnétique : une tendance décroissante des valeurs de SM au cours du Frasnien (de la Zone à Early *rhenana* au sommet de la Zone à *linguiformis*) et une augmentation de la SM au Famennien Inférieur.

2) Les valeurs les plus basses de susceptibilité magnétique à Steinbruch Benner s'observent au sein des Horizons Kellwassers (inférieures à 300 10^{-10} m³kg⁻¹) et les valeurs les plus élevées correspondent à trois pics de susceptibilité pour les échantillons 21, 25d et 36a dont les valeurs sont, respectivement, de 1010, 948 et 815 10^{-10} m³kg⁻¹. A grande échelle, aucune évolution nette du 1^{er} ordre de susceptibilité, similaire à celle observée à Steinbruch Schmidt, n'est présente à Steinbruch Benner à la base du Famennien.

3) L'évolution du 1^{er} ordre de susceptibilité magnétique montre une diminution des valeurs au cours du Frasnien Supérieur et une augmentation au Famennien Inférieur. Cette évolution suit celle du niveau marin qui augmente pendant le Frasnien avant de baisser au Famennien Inférieur. Ces résultats s'accordent avec ceux du modèle eustatique de Johnson *et al.* (1985) et de Johnson et Sandberg (1988).

4) Dans le détail, la courbe de SM permet de reconnaître à Steinbruch Schmidt une série d'évolutions (notées 6 à 13) et d'événements (notés C à I). La coupe de Steinbruch Benner, quant à elle, montre également une série d'évolutions (notées 5 à 11) et d'événements (notés B à G). Ces évolutions correspondent au 2^{ème} ordre de susceptibilité magnétique. Celles-ci sont interprétées en terme de variations eustatiques et se corrént avec l'évolution des cortèges sédimentaires. Au Frasnien, les évolutions décroissantes de SM correspondent à des transgressions et se corrént aux cortèges transgressifs. Les mesures de susceptibilité les plus basses coïncident avec les Horizons Kellwassers qui représentent des hauts niveaux marins. Enfin, les évolutions croissantes de susceptibilité correspondent aux évolutions régressives (ou cortèges de bas niveaux marins). Dans les deux coupes, les évolutions de la susceptibilité au cours du Frasnien se corrént donc avec les cortèges sédimentaires. On notera également que les surfaces d'inondation maximales ainsi que les surfaces de transgression correspondent à des pics positifs élevés de susceptibilité magnétique.

5) Les évolutions de SM au Famennien à Steinbruch Schmidt, par contre, ne se corrélaient plus avec les variations eustatiques et sont en contradiction avec l'évolution des cortèges sédimentaires. Une augmentation très forte de la susceptibilité (évolution 12) depuis le milieu de la Zone à Middle *triangularis* culmine à l'événement H (base de la Zone à Early *crepida*). Les valeurs passant de 165 à 444 $10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ correspondent à l'augmentation la plus forte de la CSM au Famennien Inférieur et indiquent une diminution du niveau marin alors que le modèle séquentiel montre un cortège transgressif. Ces résultats sont également en contradiction avec le modèle de Johnson *et al.* (1985) et de Johnson et Sandberg (1988). Un processus majeur provoque donc un changement de la SM et masque les fluctuations du niveau marin.

6) L'origine minéralogique de la susceptibilité magnétique est complexe pour les roches carbonatées puisqu'il tient compte de l'ensemble des composantes magnétiques (dia-, para- et ferromagnétiques). Dans le cas de la série de Steinbruch Schmidt les minéraux paramagnétiques peu représentés n'influencent pas ou peu le signal. La comparaison de la susceptibilité magnétique avec les données des argiles montrent que le signal magnétique n'est pas lié à un minéral argileux. Il faut donc rechercher l'origine du signal dans les minéraux ferromagnétiques (goethite, hématite ou magnétite) parmi lesquels la magnétite doit jouer un rôle prépondérant comme en témoignent de nombreux exemples dans la littérature.

7) L'augmentation de la SM est à lier à celle des minéraux ferromagnétiques (i.e. la magnétite) en relation directe avec celle de la fraction détritique. Cette augmentation du pourcentage en minéraux magnétiques est donc à mettre en relation avec un processus majeur à la source (érosion en milieu continental en relation soit avec une variation climatique ou mouvements tectoniques –orogène- de grande ampleur) qui masque les variations eustatiques de 3^{ème} ordre.

8) Les sédiments glaciaires se caractérisent par des valeurs de susceptibilité magnétique plus fortes que les intervalles interglaciaires. L'augmentation de la SM en période glaciaire est liée à une augmentation des apports en matériel détritique dont le transport est envisagé soit par l'action des glaciers soit par le vent. La base du Famennien indiquerait donc un changement climatique vers un intervalle plus froid (glaciaire ?). Cette interprétation semble difficilement imaginable car les seuls indices témoignant de glaciations continentales sont datées du Famennien tardif par les miospores (Streel, 1992). L'analyse des argiles de Steinbruch Schmidt ne montre, par ailleurs, aucun changement dans le cortège des minéraux argileux. L'hypothèse d'une variation climatique à la base du Famennien est donc peu probable.

9) Il reste donc l'hypothèse d'une tectonique active pour expliquer l'arrivée de terrigènes à la base du Famennien. L'apport détritique provenant du 'Mid German High' démarre au Frasnien et s'intensifie graduellement au Famennien dans le bassin Rhénohercynien (Ziegler, 1990). Cette zone continentale en émergence au sein du bassin est en relation avec une phase compressive de l'orogène bretonienne qui affecte la partie sud du géosynclinal varisque (Ziegler, 1990). La nature des roches du 'Mid German High' correspond à une série sédimentaire et volcanique du Protérozoïque Supérieur - Ordovicien. Cette série est affectée d'un métamorphisme régional calédonien (Engel *et al.*, 1983) et pourrait constituer la source de magnétites. Les argiles de Steinbruch Schmidt provenant du

nord (Continent des Vieux Grès Rouges), il est difficile d'imaginer une autre source d'apport sélective venant du sud.

10) La gamme des valeurs de susceptibilité magnétique est particulièrement différente dans les deux coupes et oscille entre 61.2 et $444 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ à Steinbruch Schmidt alors que les valeurs fluctuent entre 172 et $1010 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ à Steinbruch Benner. Le signal plus élevé à Steinbruch Benner suggère que la quantité en minéraux magnétiques est plus élevée. Ce résultat s'explique par une vitesse de sédimentation différente entre les deux coupes. Steinbruch Benner présente un taux de sédimentation beaucoup plus lent favorable à une concentration plus forte en minéraux magnétiques.

CHAPITRE 5

**LES COUPES A LA LIMITE FRASNIEN-FAMENNIEN
EN MONTAGNE NOIRE (FRANCE) :
COUMIAC ET LA SERRE**

Chapitre 5

Les coupes à la limite Frasnien-Famennien en Montagne Noire (France) : Coumiac et La Serre

5.1. La Montagne Noire : introduction

Des roches non métamorphisées, hautement fossilifères, du Dévonien et du Carbonifère affleurent dans les nappes varisques du bord sud du Massif Central au sud-est de la Montagne Noire. Celle-ci est constituée de trois unités géologiques majeures. L'une d'elles correspond à l'axe central métamorphique composé de gneiss et d'amphibolites précambriens et d'intrusions granitiques fini-varisques. Le flanc nord comprend des sédiments cambro-siluriens, et le flanc sud une séquence, quasi complète et non métamorphisée, du Cambrien Inférieur au Viséen (Feist et Klapper, 1985 ; Feist, 1990). Ces sédiments sont présents dans des nappes en plis couchés de plusieurs kilomètres. Cinq régions structurales s'observent au sein du flanc sud de la Montagne Noire (Feist et Flajs, 1987); elles correspondent à plusieurs nappes majeures et à la région des Ecailles des Cabrières :

- la nappe de Pardailhan à sédiments Cambrien-Dévonien Inférieur,
- la nappe du Minervois à sédiments Cambrien-Carbonifère,
Ces deux nappes ne sont pas visibles sur la **figure 5.1**.
- la nappe de Faugères à sédiments du Dévonien au Carbonifères,
- la nappe du Mont-Peyroux dans la partie Est est l'équivalent de la nappe du Minervois dans la partie Ouest et composée d'Ordovicien-Carbonifère. La coupe de Coumiac est située dans cette nappe.
- enfin, une dernière zone, caractérisée par une sédimentation continue depuis l'Arenig supérieur jusqu'au sommet du Viséen, correspond à la région des Ecailles des Cabrières. Elle correspond à un méga-olistolithe formé durant la sédimentation de flysch Varisque (Engel *et al.*, 1982, Echtler et Malavieille, 1990). La coupe de La Serre appartient à l'unité des Ecailles des Cabrières.

Feist (1985) décrit la région englobant la nappe du Mont Peyroux et celle des Ecailles des Cabrières comme une seule entité structurale.

Figure 5.1 : A : Localisation de la Montagne Noire à l'extrémité sud du Massif Central (A) et situation des carrières de Coumiac et de La Serre sur un schéma structural du versant sud de la Montagne Noire (B). D'après Casier et Préat (1996), modifié.

Légende de la carte B : 1-basalte. 2-Tertiaire. 3-Mésozoïque. 4-Permien-Stéphanien. 5-Viséen autochtone?. 6-nappes paléozoïques (Ordovicien à Viséen). 7-zone axiale (micaschistes, gneiss, migmatites et granites). 8-base des nappes paléozoïques. 9-chevauchement pyrénéen. 10-carrière ou affleurement.

Une localisation plus précise de la carrière de Coumiac et de la tranchée de La Serre est reprise respectivement aux figures C et D.

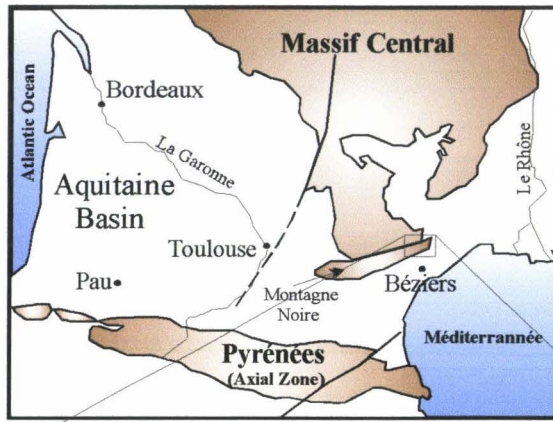


figure 5.1A

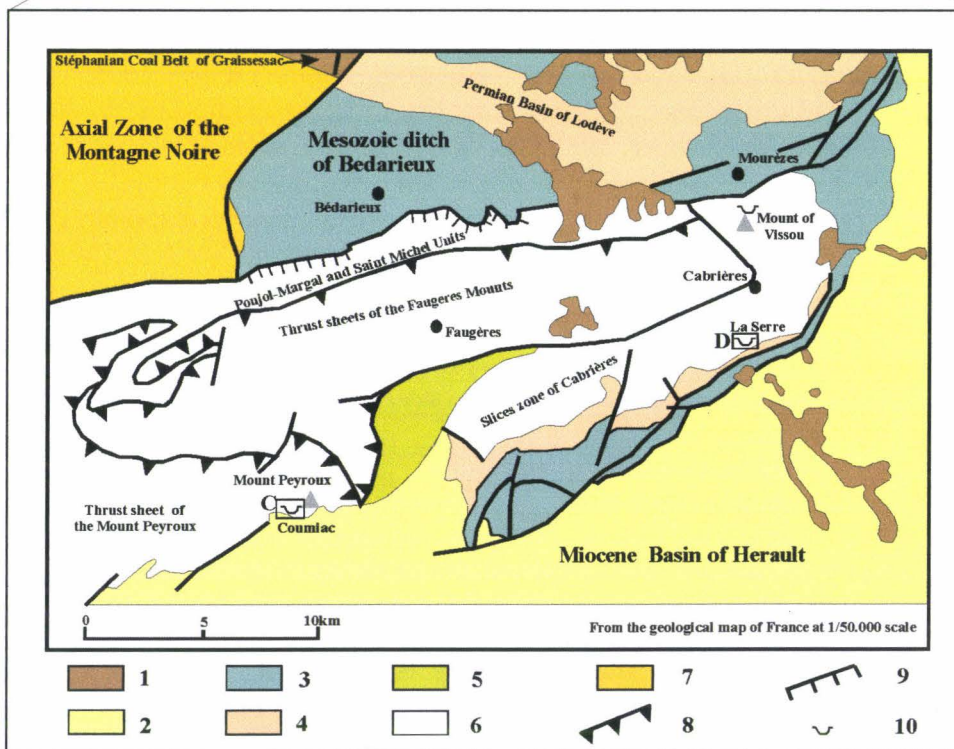


figure 5.1B

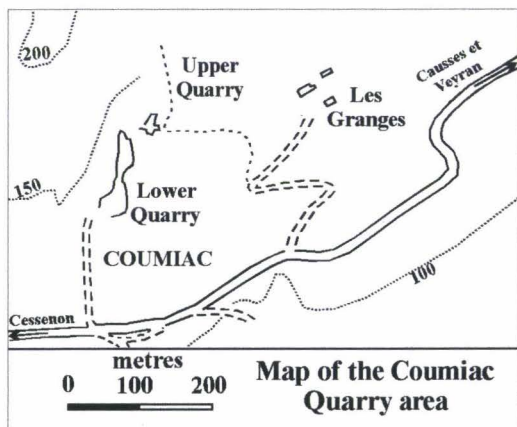


figure 5.1C

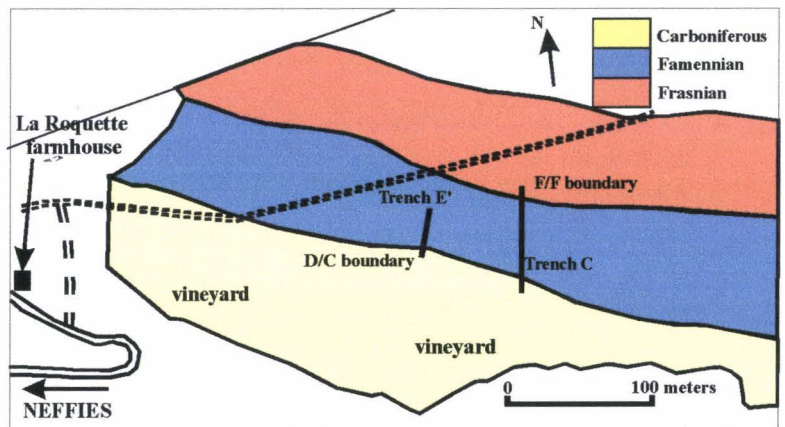


figure 5.1D

Les dépôts du Dévonien au Dinantien de la nappe du Mont Peyroux recouvrent en discordance angulaire une succession quasi-continue de roches carbonatées pré-dévonniennes. Cette série montre l'évolution paléogéographique d'une plate-forme épicontinentale en quatre étapes (Feist, 1990) :

- sur un substrat érodé, une transgression au début du Lochkovien caractérisée par des sédiments deltaïques détritiques laisse place à des dépôts dolomitiques supratidaux (pré-évaporitiques) et lagunaires remplacés par la suite par des calcaires et des marnes d'environnements de plates-formes peu profondes,

- Dévonien Moyen au début du Dévonien Supérieur, une seconde transgression permet le développement de dépôts pélagiques différenciés en calcaires oxygénés à céphalopodes et styliolines sur les hauts-fonds, en calcaires nodulaires et bréchiques de pentes et en schistes et cherts de dépressions anoxiques peu profondes.

5.2. La coupe de Coumiac (carrière haute) : introduction

La carrière de Coumiac localisée dans la nappe du Mont Peyroux expose une série argilo-carbonatée en position inverse, située sur le flanc inverse d'un large plissement. La coupe est située à 1.5 km au NE de Cessenon le long de la route reliant Cessenon et Causses-et-Veyran (D 136). La carrière 'haute' est située à 300 m au NNE de l'entrée de la carrière 'basse', et à 200 m à l'ouest de la ferme "Les Granges" (**figure 5.1C**). Les bancs sont en position verticale (légèrement inverse) avec un pendage vers le NO. La carrière 'est la coupe type de la Formation de Coumiac épaisse de 53 m et correspond au limitotype Frasnien-Famennien (Klapper *et al.*, 1993). Cette coupe (**annexe 2**) montre le passage de la Formation de Coumiac à la partie inférieure de la Formation des Griottes à la base du banc 36 (Klapper *et al.*, 1993).

Dans la zone du Mont Peyroux, la série de calcaires à céphalopodes de la carrière de Coumiac fut analysée pour la première fois par Böhm en 1935. Les premières investigations biostratigraphiques basées sur les conodontes ont été conduites par Lys et Serre (1957) et Boyer *et al.* (1968) qui démontrèrent que la série démarrait dans la Zone à *Middle asymmetricus* surmontée des autres zones à conodontes du Dévonien Supérieur. En 1974, Vachard donna une première description des microfaciès de la coupe et Tucker (1974) une étude sédimentologique et diagénétique plus détaillée. En 1985, House *et al.* montrent que la coupe de Coumiac (carrière haute) contient la meilleure succession biostratigraphique (goniatites) de la limite FF.

La coupe de la carrière haute a récemment été retenue par la Sous-Commission de Stratigraphie du Dévonien comme limitotype FF (Klapper *et al.*, 1993). De nombreux groupes fossiles y ont été étudiés et permis l'établissement de biozones à conodontes, à goniatites et à trilobites pour ne citer que les principales (Becker *et al.*, 1989 ; Klapper, 1988 ; Feist, 1990 ; Becker et House, 1994). L'intérêt de la coupe est encore renforcé par la présence au sommet du Frasnien de deux bancs calcaires gris, à faciès réducteurs, équivalents des Horizons Kellwassers (voir chap.4: LKH pour le banc inférieur (24a) et UKH pour le banc supérieur (31g), **figure 5.2**), définis dans le massif rhénan et le Harz (McGhee *et al.*, 1986a,b ; Becker *et al.*, 1989 ; Schindler, 1993).

Les ostracodes ont récemment été étudiés à Coumiac, au niveau de la limite F/F par Lethiers et Casier (1994, 1995, 1996 et 1999) afin d'y préciser les conditions paléoécologiques qui y régnaient et tenter d'y préciser la nature de l'extinction. L'étude des conodontes a également fait l'objet d'études récentes par Girard (1995) ; Girard et Renaud

(1996) ; Klapper *et al.* (1995) ; Ziegler et Sandberg (1996) ; Girard et Feist (1997) ainsi que Renaud et Girard (1999). Ces horizons ainsi que les bancs directement associés à la limite F/F ont également fait l'objet d'analyses des isotopes stables (carbone, oxygène et soufre) (Goodfellow *et al.*, 1988 ; Joachimski et Buggisch, 1993) ou d'éléments en traces (Grandjean *et al.*, 1993 ; Girard et Albarède, 1996) en vue d'étudier les changements majeurs de la chimie de l'océan dévonien. La coupe de Coumiac présente donc une importance internationale liée à la définition de la limite des étages Frasnien et Famennien et à la multidisciplinarité des études. Dans ce cadre, une étude sédimentologique détaillée a été récemment établie par Prétat *et al.* (1998). Les résultats de cette publication sont repris au sein du paragraphe 5.2.1. L'évolution des paléomilieus et la discussion respectivement des points D2 et D3 de ce paragraphe sont réactualisées sur base de nouvelles données et à partir du modèle sédimentologique et séquentiel des coupes allemandes, établi dans le cadre de cette thèse.

5.2.1. Analyse sédimentologique

5.2.1.1. Analyse des microfaciès

La coupe de Coumiac (carrière haute) a fait l'objet d'un échantillonnage systématique à raison d'un échantillon tous les 0.2 m représentant un total de 156 échantillons pour environ 34 mètres de coupe (**figure 5.2**). L'échantillonnage est particulièrement dense et inclut pour chaque banc au minimum sa base, sa partie centrale et son sommet. Les principales structures macroscopiques ainsi que les teintes présentées par les roches accompagnent la colonne lithologique de la **figure 5.2**. La coupe approximativement orientée est-ouest a été étudiée dans sa totalité depuis l'affleurement à l'ouest des premiers bancs argileux appartenant à la base du Frasnien moyen (suivant les biozonations à conodontes de Klapper, 1988 et Klapper et Becker, 1998), jusqu'aux derniers bancs de griottes du Famennien situés à l'est.

La partie inférieure de la coupe démarre dans le Frasnien par une succession sur plusieurs mètres de lydiennes noires et brunes contenant à certains niveaux des radiolaires et des styliolines (Vachard, 1974). De petits niveaux de calcaire à forte teneur en oxydes de fer apparaissent sporadiquement à la base de la coupe. L'importance de ces niveaux calcaires augmente au fur et à mesure que les lydiennes diminuent. Le Frasnien Moyen et Supérieur est composé d'une série assez homogène de calcaires gris-rose avec une faune nectonique et benthique composée de céphalopodes, dactyloconaridés, conodontes, bivalves, trilobites, ostracodes, foraminifères et rares brachiopodes, crinoïdes et coraux (Becker *et al.*, 1989). L'affleurement se présente sous la forme d'une succession régulière de bancs peu épais (pluricentimétriques à pluridécimétriques) interstratifiés d'argilites d'épaisseur moyenne (décimétrique à métrique). La succession est continue, les bancs sont verticaux et sans problème tectonique particulier. Afin de permettre des comparaisons plus faciles avec les données de la littérature, les numéros et divisions de bancs (de 1 à 44) publiés par Becker *et al.*, (1989) sont repris.

L'analyse des lames minces permet d'identifier quatre microfaciès majeurs (MF1 à MF4) dont l'ordre de succession de 1 à 4 constitue la séquence standard (Prétat *et al.*, 1998). Comme nous le verrons lors de l'interprétation des microfaciès, cette séquence enregistre une variation de bathymétrie dont l'amplitude reste difficile à préciser. Il ne s'agit en tous cas pas de variations simples et directes comme c'est la règle dans le Dévonien carbonaté en domaine de plate-forme s.l. (Boulvain, 1993, Prétat et Mamet, 1989; Prétat et Kasimi, 1995). Dans ce cas, la sédimentation a lieu dans la zone photique d'une plate-forme carbonatée peu profonde et les moindres variations de bathymétrie se traduisent par des changements importants des faunes et des flores. Par contre, en domaine plus profond, ce n'est pas le cas, les faciès restent relativement homogènes malgré les fluctuations du niveau marin comme dans les coupes

allemandes qui présentent sensiblement une position bathymétrique similaire à celle de Coumiac (cfr ; chap 4.2.1).

Les principaux microfaciès sont les suivants :

MICROFACIES 1 (MF1) : Environnements de bassin

Mudshales et mudstones carbonatés laminaires, parfois riches en silice (lydienne) et en radiolaires (annexe 8, photo 1) comprenant quelques microbioclastes d'ostracodes et des débris remaniés d'échinodermes (crinoïdes et échinoïdes). La structure laminaire est liée à de minces lamines claires (< cm) montrant une texture micropéloïdale liée à une recristallisation de la matrice sous forme d'un très fin microspar calcitique. Elles alternent avec de fines lamines (< mm) plus foncées et plus riches en débris de matière organique. Ces derniers peuvent également s'accumuler sous forme de lentilles à l'intérieur des lamines plus foncées. La microsparitisation est poussée et affecte les deux types de lamines : le sédiment présente alors une structure microgrumeleuse. Enfin des phénomènes occasionnels de concrétionnement perturbent la structure laminaire.

MICROFACIES 2 (MF2) : Environnements à éponges de rampe distale hémipélagique

Wackestones et bafflestones à nodules centimétriques (0,5 à 1,5 cm) d'éponges avec petits canaux connectés et nombreux spicules. Le faciès présente un litage net (annexe 8, photo 2). La trame d'éponges englobe parfois des bioclastes d'ostracodes, d'échinodermes (crinoïdes et échinoïdes) et de trilobites. Ces derniers sont épigénisés en phosphate. Le faciès renferme quelques minces niveaux (< cm) d'accumulation de bioclastes, principalement de tentaculites, de petits mollusques (gastéropodes et lamellibranches), d'ostracodes et d'ammonoïdés. Ces derniers sont parfois épigénisés en phosphate. Parmi les bioclastes, seuls quelques fragments de trilobites et d'ammonoïdés montrent des perforations d'éponges. De petits fragments algaires (100 à 200 μm) de *Rectangulina* Antropov, 1959 (Mamet et Roux, 1975), quelques calcisphères et radiolaires s'observent de manière épisodique.

Les processus de dissolution sont à l'origine de nombreuses structures fenestrées filiformes (annexe 8, photo 2) associées à des lumps et confèrent à la matrice une structure micropéloïdale. Des cavités inframillimétriques, irrégulières, d'aspect stromatactoïde (annexe 8, photo 2; comparez à pl.1, fig.8 in Boulvain, 1993), parfois à remplissages géopètes sont également présentes. L'aspect micronoduleux du faciès est accentué par les phénomènes de pression-dissolution. Ils se marquent par un développement important de stylolithes qui épousent les formes noduleuses des éponges. Les processus de bioturbation sont peu développés. Ils sont à l'origine de quelques figures tourbillonnaires ou spiralées d'extension inframillimétrique ou de petits terriers à parois mal définies.

Ce microfaciès présente également des hardgrounds avec perforations nettes du sédiment et remplissages par le sédiment sus-jacent (annexe 9, photos 1 et 2). Ces croûtes souvent ferruginisées, parfois phosphatées, les nombreux microbuissons ferrugineux, les fissures colmatées par les bactéries et les microstromatolithes ferrugineux (*sensu* Mamet et Boulvain, 1991) et Prétat *et al.* (1999a,b) associés seront décrits plus loin. Notons que ce faciès présente une teinte grise ou rouge.

MICROFACIES 3 (MF3) : Rampe externe sous la zone d'action des tempêtes (ou ZAT)

Ce microfaciès est constitué de wackestones et packstones à tentaculites. Trois variétés sont reconnues sur base des structures sédimentaires et des bioclastes dominants.

- Microfaciès 3a (MF3a) : *wackestones et packstones riches en tentaculites*

Wackestones et packstones argilo-silteux à tentaculites abondants (annexe 8, photos 3 et 4). Ces organismes, faiblement silicifiés, sont souvent emboîtés et se présentent en minces passées laminaires d'épaisseur plurimillimétrique (< 3 mm). Les figures de bioturbation sont abondantes. Des terriers horizontaux et verticaux d'extension centimétrique (1 à 2 cm de longueur pour un diamètre moyen de 0,5 cm) renferment des tentaculites. Les passées laminaires moins riches en tentaculites contiennent de fins gastéropodes, lamellibranches et ostracodes. Les phénomènes de ferruginisation sont peu développés. Ils affectent les mollusques et parfois les tentaculites. De fins microbioclastes ("shell hash") anguleux sont également associés à la matrice. Quelques microstromatolithes s'observent à côté de microbuissons bactériens (Préat *et al.*, 1999a). Les échinodermes et les trilobites sont rares. La glauconite est exceptionnellement présente en remplissage des coquilles de mollusques.

De petits niveaux de hardgrounds ferruginisés, parfois phosphatés, sont présents. Des nodules ferrugineux millimétriques à centimétriques proviennent du démantèlement de ces niveaux.

- Microfaciès 3b (MF3b) : *wackestones et packstones bioclastiques*

Wackestones et packstones à tentaculites et mollusques. Par rapport au faciès précédent (MF3a) on observe une diminution des tentaculites et une forte augmentation des céphalopodes (ammonoïdes de dimensions centimétriques, en débris ou entiers –annexe 8, photo 5-), gastéropodes (annexe 8, photo 6) et lamellibranches. Les ammonoïdes constituent des passées bien stratifiées d'épaisseur plurimillimétrique alors que les lamellibranches forment des niveaux mal stratifiés et plus épais. Ces passées sont accompagnées de matériel microbioclastique. Des microbuissons bactériens et de nombreux microstromatolithes ferrugineux en encroûtements des mollusques s'observent. Ils sont souvent associés à de minces niveaux de hardground facilement reconnaissables par leurs surfaces ondulantes, perforées, encroûtées de microstromatolithes et de cloques bactériennes ferrugineuses (annexe 10). Des coquilles perforées montrant des encroûtements asymétriques de microstromatolithes ferrugineux sont associés à ces niveaux. Les perforations sont remplies par le sédiment surincombant, généralement un fin packstone bioclastique et sont soit obliques, soit verticales. Leurs dimensions sont inframillimétriques pour les plus petites et subcentimétriques pour les plus grandes. Elles entament la surface durcie sur une profondeur maximale de 1 cm et une largeur comprise entre 1 et 3 mm. Lorsque ces perforations sont abondantes, elles conduisent à une fragmentation de la surface durcie qui se transforme en brèches millimétriques à plurimillimétriques. Ces éléments sont parfois remaniés dans les niveaux bioclastiques qui les surmontent. Il faut enfin noter que ces surfaces durcies sont soit isolées soit empilées les unes sur les autres. La fréquence maximale est de l'ordre d'une surface durcie ou hardground tous les 5 mm. Enfin, les figures de bioturbation sont moins abondantes que dans le microfaciès précédent.

- Microfaciès 3c (MF3c) : *wackestones et packstones bioclastiques à microbrèches*

Ce microfaciès est semblable au précédent mais présente une accentuation de la structure laminaire, une augmentation de la granulométrie des bioclastes et l'apparition de microbrèches à éléments subarrondis à subanguleux de taille plurimillimétrique. Les échinodermes (crinoïdes et échinoïdes), lamellibranches, trilobites, ostracodes perforés et ferruginisés et les dômes microstromatolithiques de taille plurimillimétrique sont plus

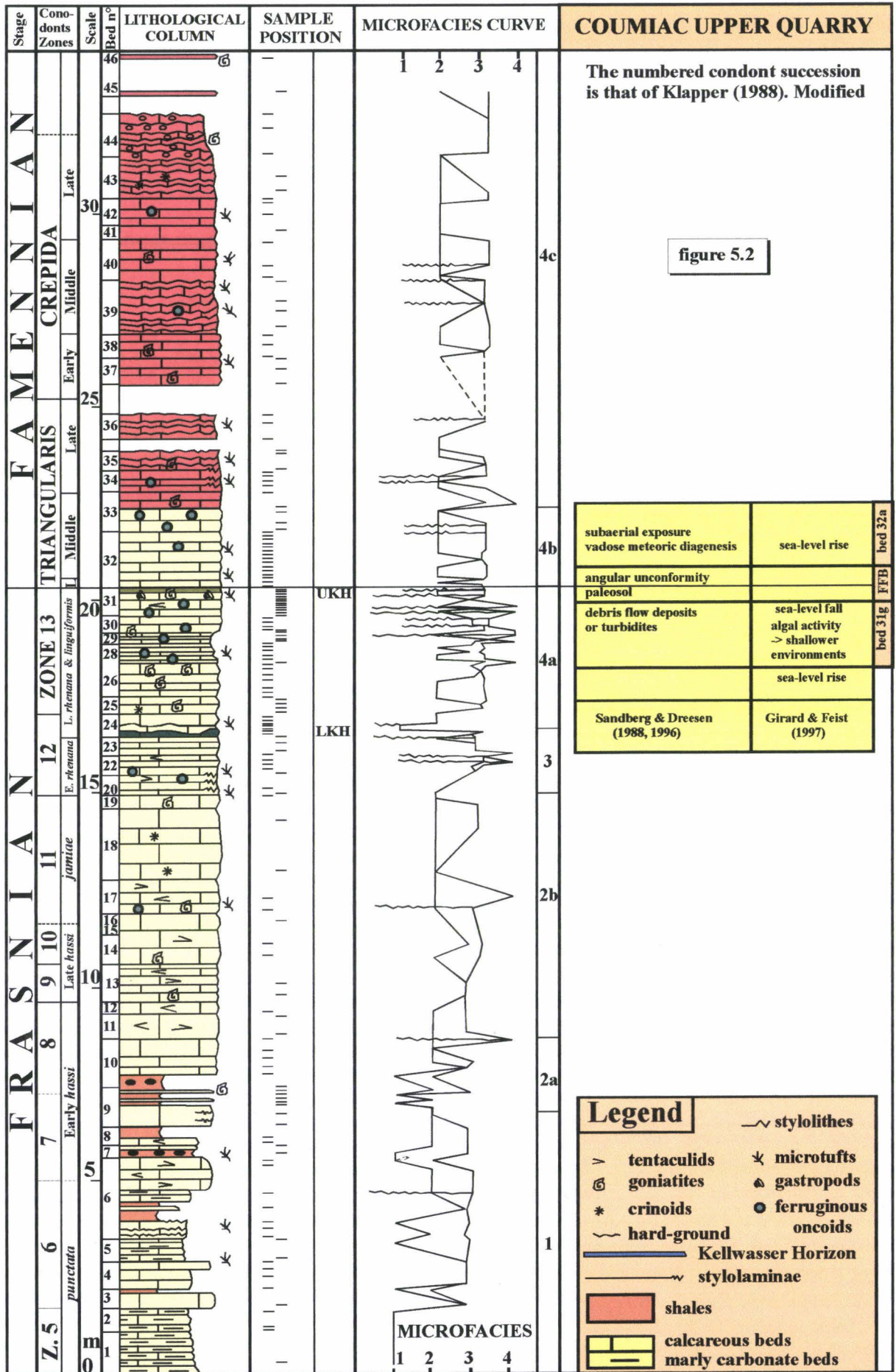
abondants que précédemment. Quelques grands fragments de brachiopodes sont également présents.

Avec ce microfaciès se développent donc deux caractères observés dans les microfaciès précédents (MF3a et MF3b), à savoir l'importance de la structure laminaire et l'apparition des microbrèches. La structure laminaire s'observe facilement, car elle est soulignée à des niveaux riches en bioclastes interstratifiés dans la matrice micritique. Ces passées, d'épaisseur centimétrique ($< 1,5$ cm) et granoclassées, sont riches en bioclastes (tentaculites et lamellibranches, parfois crinoïdes, ostracodes et gastéropodes) de diamètres moyens centrés entre 1 à 2 mm. Elles renferment des microbrèches à éléments subanguleux à subarrondis de taille millimétrique (1 à 2 mm). L'allongement des bioclastes (généralement < 1 cm) est parallèle au plan de stratification. Le sommet des passées est constitué de tentaculites et de lamellibranches de dimensions plus petites (< 300 μm), et s'enrichit en microbioclastes de dimensions moyennes centrées sur 100 μm .

Ces niveaux sont parfois disposés en de stratifications obliques de faible valeur angulaire ($< 15^\circ$) et sont également légèrement érosifs dans la matrice micritique. Le contact est alors souligné par de petits ravinements n'excédant pas 1 mm de hauteur ou par des discontinuités ondulantes. Certains niveaux sont constitués de l'empilement de passées limitées par de minces discontinuités planes. Chacune des passées possède ses propres caractéristiques liées à la granulométrie, la nature et la disposition des bioclastes. D'autres niveaux ne présentent pas de granoclassements et sont constitués de bioclastes monogènes bien classés, millimétriques à plurimillimétriques, d'ostracodes, de lamellibranches, de gastéropodes, d'ammonoïdes ou de tentaculites. L'épaisseur moyenne des passées est plurimillimétrique (4 à 5 mm) et leur fréquence maximale est centimétrique à pluricentimétrique (une passée tous les 2 à 3 cm). Cette fréquence est donnée à titre indicatif, car de nombreuses passées ont "disparu" suite à la bioturbation.

Les microbrèches sont régulièrement présentes dans ce microfaciès et souvent associées aux laminations à bioclastes ou aux hardgrounds. Elles consistent en fragments des microfaciès MF2, MF3a et MF3b et sont le plus souvent constituées d'un wackestone ou d'un packstone rougeâtre à péloïdes et à bioclastes divers ou d'un mudstone grisâtre microsparitisé. Les éléments présentent une large variation de taille depuis 2 cm pour les plus grands jusqu'à 100 μm pour les plus petits. Leurs formes sont également diverses subrectangulaires à subarrondies. Ces microbrèches sont soit associées aux surfaces durcies, soit présentes dans les laminations décrites précédemment. Dans ce cas, elles constituent un élément de la lamination au même titre que chaque bioclaste et leur granulométrie est également proche de celle des bioclastes auxquels elles sont associées.

Figure 5.2 : Colonne lithologique de la coupe de la carrière 'haute' de Coumiac. La succession numérotée (de 5 à 13) des zones à conodontes est celle de Klapper (1988) établie pour le Frasnien et celle du Famennien est de Ziegler et Sandberg (1990). La corrélation au Frasnien entre les zones de Klapper et celles de la zonation standard est basée sur un travail préliminaire de Klapper et Becker (1998). Le numéro des bancs d'après Becker et al. (1989), la position des lames minces, la courbe des microfaciès et le découpage en niveaux (1 à 4c) de la coupe sont figurés en regard de la colonne lithologique. La figure est modifiée à partir de Prétat et al. (1998). Abréviations : LKH : Horizon Kellwasser Inférieur, UKH : Horizon Kellwasser Supérieur, FF : limite Frasnien-Famennien.



Il en va par contre différemment des microbrèches liées aux surfaces durcies: leur classement est mauvais et elles se présentent à la manière des pièces d'un puzzle. Ces fragments, tout comme les surfaces durcies, sont encroûtés de microstromatolithes ferrugineux ou de cloques bactériennes hématitisées. L'encroûtement est asymétrique, les organismes se développant préférentiellement sur la partie supérieure des fragments. Ces fragments sont souvent repris lors de la mise en place des niveaux bioclastiques surmontant la surface durcie et présentent alors un granoclassement de même type que celui des bioclastes.

Une partie des bioclastes (échinodermes et mollusques, plus rarement ostracodes et trilobites) présente des encroûtements oncoïdiques, parfois épais (< 500 µm) de plusieurs couches de microstromatolithes ferrugineux et de cloques bactériennes en hématite. Les encroûtements sont parfois asymétriques, les microorganismes se développant préférentiellement sur la partie supérieure des coquilles lorsqu'elles sont associées aux surfaces durcies. Les bioclastes encroûtés sont souvent perforés, les perforations étant perpendiculaires et longitudinales et de diamètre moyen centré sur 25 µm. Elles sont parfois élargies suite au caractère répétitif du processus et présentent des dimensions voisines de 300 µm pour les plus grandes. Elles sont remplies d'un fin sédiment micritique homogène ou d'hématite et sont assez semblables à celles décrites dans le Praguien de Tchéquie par Mamet *et al.* (1997). De nombreux hardgrounds sont présents et parfois associés aux microstromatolithes. Les fragments de coraux sont rares.

MICROFACIES 4 (MF4) : *Rampe externe/interne à proximité ou dans la ZAT*

Packstones à débris grossiers d'échinodermes (crinoïdes et échinoïdes, annexe 9, photos 1 et 2), de mollusques auxquels s'ajoutent de petits fragments d'ostracodes et de trilobites. Les échinodermes et mollusques sont soit bien préservés, c'est à dire peu altérés, soit au contraire fortement perforés et encroûtés d'une multitude de microstromatolithes. Les bioclastes se présentent sous forme de laminations grossières subcentimétriques. Leur empilement représente la seule structure laminaire du sédiment.

5.2.1.2. Analyse des structures ferrugineuses

Les observations précédentes ont montré l'importance du rôle du fer dans la sédimentation. Outre que la matrice est fréquemment ferruginisée, cet élément, et le manganèse qui lui est associé (Préat *et al.*, 1997 ; Préat *et al.*, 1999a,b) est particulièrement visible au niveau des hardgrounds. Il est également concentré dans différentes structures liées à l'activité principalement des bactéries et d'autres microorganismes.

a. Les surfaces durcies

Plus d'une vingtaine de hardgrounds ont été observés. La plupart montrent une augmentation importante des teneurs en fer et en manganèse par contre quelques uns sont uniquement phosphatés. Les niveaux les mieux préservés (32bi, pl.2, figs.1 à 3) sont constitués d'une mince croûte ferrugineuse irrégulière et stratiforme, d'épaisseur inframillimétrique à plurimillimétrique. Ils s'observent dans une matrice micritique rougeâtre riche en éponges. Ils présentent de nombreuses perforations (annexe 9, photo 1) rectilignes à courbes, profondes de plusieurs millimètres (jusqu'à 1 cm au maximum), avec effondrements répétés de la croûte ou remplissages polyphasés par les sédiments surincombants granoclassés. La croûte supérieure et les parois de ces plus grandes perforations sont colonisées par des microstromatolithes ferrugineux à crénulations, de taille variant de moins

de 100 μm à 1 mm (annexe 9, photo 3). Ces microstromatolithes soulignent la stratification dans le cas de hardgrounds majeurs. Lorsque les perforations sont nombreuses, la croûte se transforme en une microbrèche de fragments subarrondis à rectangulaires très mal classés. Ces fragments peuvent être remaniés dans d'autres faciès.

Les phénomènes de dissolution sont présents et quelques cavités stromatactoïdes remplies de calcite radiaxiale et/ou drusique surmontent le niveau durci. Quelques hardgrounds s'observent dans des niveaux gris, mais seule la croûte est colonisée par des microstromatolithes. Enfin, de nombreux microbuissons dichotomiques d'hématite sont associés (cf. ci-dessous).

b. Les perforations

Il s'agit de perforations ultérieurement hématitisées d'éponges affectant des bioclastes divers (lamellibranches, trilobites, échinoïdes et parfois ostracodes). La taille et la forme des perforations sont presque identiques, quel que soit le type de bioclaste, à celles mises en évidence dans le Dévonien Inférieur de Tchéquie par Mamet *et al.* (1997).

c. Les microstromatolithes et oncoïdes ferrugineux

Les microstromatolithes sont soit simples et rectilignes, soit complexes et à crénulations (annexe 9, photos 5 et 6). Ils sont constitués de l'empilement de microlamines ($< 10 \mu\text{m}$) non calcifiées, subparallèles et souvent crénelées. La lamination est variable et soulignée par des films d'hématite. Parmi les bioclastes, ces constructions se développent préférentiellement sur les crinoïdes et les lamellibranches, plus rarement sur les trilobites et les ammonoïdés. Ils s'observent également sur les niveaux de surfaces durcies. Les microstromatolithes à crénulations s'organisent en colonnes formant des niveaux superposés séparés par de minces lisérés fortement hématitisés. Lorsque ces niveaux sont continus, il y a formation d'oncoïdes, ces derniers étant asymétriques. Ils sont habituellement associés à des bioclastes altérés et transportés (crinoïdes et lamellibranches des microfaciès 3c). Dans ces derniers, ils forment des encroûtements épais et constituent des oncoïdes complexes avec expansion latérale sur quelques millimètres (1 à 2 mm) de la bioconstruction qui englobe alors d'autres bioclastes. Ils colonisent également l'intérieur des cavités et perforations bioclastiques en association avec des cloques fortement hématitisées. Au niveau des hardgrounds, les microstromatolithes se présentent soit sous forme de colonnes isolées, soit de colonnes jointes latéralement. Ils sont présents sur les parois des perforations et se développent de manière asymétrique sur les fragments de croûtes. Enfin, ils s'observent en association avec de microbuissons bactériens hématitisés liés ou non à des colmatages de fissures. Ces constructions apparaissent pour la première fois dans la coupe à partir du banc 22, deviennent abondantes à partir du banc 29 et sont particulièrement développées dans le banc 33, juste au-dessus de la limite F/F. Ces microstromatolithes sont semblables à ceux décrits par Mamet et Boulvain (1991) dans les griottes carbonifères des Asturies en Espagne et dans les calcaires rouges de Slivenec (Dévonien Inférieur, Mamet *et al.*, 1997). Nous adoptons l'interprétation de Prétat *et al.* (1999a,b) suggérant un milieu marin sous la zone d'action des vagues, en milieu déficitaire en oxygène avec remaniement occasionnel par coulées de boue ou par tempêtes. La faune est marine avec apports pélagiques importants.

d. Les cloques

Elles se présentent en petits amas subsphériques dont les dimensions vont de 10 à 60 μm . Les cloques se développent surtout dans les bioperforations et confèrent un aspect

"carié" typique au bioclaste altéré. Elles sont également présentes dans la matrice et constituent des colonies sans direction particulière de croissance. Elles sont associées aux microstromatolithes et aux microbuissons. Ces cloques sont semblables à celles rapportées par Mamet et Boulvain (1991) et Mamet *et al.* (1997) (voir ci-dessus).

e. Les microbuissons bactériens

Ces microbuissons fortement hématitisés sont communs et se développent dans la matrice micritique (annexe 9, photo 4) formant des assemblages divers dont la plupart s'observent au sein d'une même lame mince:

- ils sont diffus et se développent d'une manière discontinue et concentrique à l'intérieur des nodules d'éponges;
- ils sont associés à des remplissages de fissures relativement épaisses (50 à 100 μm) et longues (plurimillimétriques) à partir desquelles ils s'individualisent, soit directement à partir de la matrice, soit plus rarement, à partir de voiles recouvrant des bioclastes. A partir de ces fissures ils forment des expansions sous forme de microbuissons inframillimétriques poussant en tous sens ou formant au contraire des assemblages plurimillimétriques "en rosettes" dans le sédiment;
- enfin, ils se développent librement dans la matrice en l'absence apparente de tout support.

f. Les remplissages de fissures de retrait

De fines fissures régulières sont présentes dans la matrice. Des microbuissons hématitisés et quelques constructions microstromatolithiques ferrugineuses s'érigent symétriquement des deux côtés de ces fissures. Elles présentent une fréquence millimétrique à inframillimétrique, une longueur moyenne centimétrique (entre 0,5 et 1,5 cm) et forment des réseaux conjugués centrés sur une direction perpendiculaire à la stratification. D'autres fissures moins denses, moins abondantes les relaient latéralement ou parallèlement à la stratification et confèrent à l'ensemble une disposition en "toiles d'araignée". Elles recoupent les bioclastes et leurs remplissages internes et également les structures fenestrées liées à la diagenèse des éponges. Une première interprétation classique serait d'attribuer ces "voiles" à un phénomène post-sédimentaire de remobilisation par solubilisation du fer. Une origine biologique semble cependant plus probable, vu la présence de fissures remplies des deux côtés par des excroissances de microbuissons symétriques. Ces fissures se sont probablement développées après les premières phases de cimentation des microcavités et structures fenestrées et après le remplissage micritique des cavités bioclastiques (Préat *et al.* 1999b).

5.2.1.3. Interprétation des microfaciès et modèle sédimentaire

L'interprétation des microfaciès est particulièrement délicate, car il n'existe guère au Paléozoïque Supérieur de zonation d'organismes caractéristiques de la marge des plates-formes continentales. Tout au plus des biozones d'ostracodes ont-elles été reconnues par Lethiers *et al.* (1985) et Lethiers et Casier (1996). Tout au moins, on reconnaît l'ubiquité de la succession des radiolaires/éponges siliceuses/crinoïdes (Armstrong et Mamet, 1977 ; Mamet *et al.*, 1993). De plus une même lame mince peut présenter plusieurs microfaciès ce qui n'est pas étonnant vu la condensation de la sédimentation. Le sédiment est constitué de l'accumulation de faciès différents, soit sous forme de microblocs millimétriques à plurimillimétriques qui sont séparés de manière nette par les stylolithes et par des niveaux de surfaces durcies, soit au contraire de manière plus progressive à travers les structures laminaires. Les différents blocs indiquent donc en premier l'existence de hiatus dans la série.

La courbe des microfaciès qui a été tracée est ainsi double (**figure 5.2**) et tient compte des différents microfaciès observés dans chaque lame. En l'absence de toute trace d'organisme en place influencé par la zone photique (algues calcaires), aucun critère de bathymétrie absolue ne peut être utilisé.

La nature des sédiments pour l'essentiel micritique (mudstone et wackestone très fins) suggère une sédimentation sur place, calme, parfois interrompue par des apports plus grossiers (packstone bioclastique avec microbrèches) représentant des niveaux de tempestites. Ceux-ci montrent une augmentation de l'épaisseur moyenne des laminations, de la granulométrie des bioclastes et une plus grande proportion de microbrèches dans les tempestites des microfaciès 2 aux microfaciès 4. Cette tendance pourrait souligner un gradient de type distal (MF2) à proximal (MF3 et MF4) au sens d'Aigner (1985). Les tempestites distales sont inframillimétriques à infracentimétriques (MF2) dans les environnements les plus profonds. Leurs constituants bioclastiques sont très fins et le mélange des différents bioclastes est fort limité. Les tempestites proximales (surtout dans les MF3) sont au contraire épaisses (centimétriques à pluricentimétriques), sont plus fréquentes et renferment des bioclastes beaucoup plus variés et plus grenus que ceux des tempestites distales. Elles présentent également des granoclassements nets et souvent des stratifications entrecroisées à petite échelle. Leur base est parfois érosive.

Les organismes benthiques sont représentés par les éponges du MF2, par quelques microstromatolithes non ferrugineux des MF3 et par les échinodermes limités au MF4. Les autres faciès montrent des organismes pélagiques ou nectoniques, radiolaires pour le MF1, tentaculites et ammonoïdes pour le MF3.

Ces caractères conduisent à proposer le modèle sédimentaire suivant : les sédiments les plus profonds sont constitués par les faciès à radiolaires (MF1) comme il est généralement reporté dans la littérature (Bandel, 1974 ; Wilson, 1975). Il s'agit ici des faciès associés aux shales les plus abondants de la série qui s'observent principalement à la base de la coupe (**figure 5.2**) où les shales sont à la fois les plus abondants et les plus épais. Il s'agit également des seuls faciès qui ne sont guère associés avec d'autres microfaciès. Les laminations visibles résultent de l'apport variable des radiolaires et ce faciès se situe donc sous la zone d'action des tempêtes. A ce milieu "profond" succède ensuite le milieu à éponges (MF2) progressivement interstratifié des microfaciès à tentaculites et ammonoïdes. Ces derniers sont finement interstratifiés dans les faciès à éponges sous forme de laminations planes peu perturbées. Ils peuvent également correspondre à des apports plus massifs par les tempêtes et se mettent alors en place dans un contexte énergétique élevé avec des lamines plus irrégulières, plus épaisses et parfois granoclassées. Dans ce dernier cas, les faciès à éponges sont remaniés et mélangés aux microbrèches accompagnant les organismes pélagiques.

La nature des microbrèches mérite une discussion et soulève la complexité de l'interprétation en termes d'énergie : de nombreuses microbrèches correspondent à des sédiments de type MF2 et surtout MF3 érodés et remaniés lors des tempêtes. Cependant, la formation de ces microbrèches peut également avoir lieu en absence de toute modification d'énergie, la formation de nodules étant particulièrement importante dans tous les microfaciès renfermant des hardgrounds. Ici les nodules résultent de processus répétitifs de perforations (bioérosion) in situ des hardgrounds. Si la lithification n'est pas immédiate, ces nodules sont incorporés dans le sédiment surincombant sans indiquer nécessairement une variation d'énergie. Il faut enfin noter que l'abondance de microstromatolithes complexes (c.à.d. à crénulations) et ferrugineux semble liée aux MF3 et souligne un caractère plus proximal de la

sédimentation. Enfin, d'un point de vue bathymétrique, il est également impossible, d'établir une distinction sûre entre l'abondance des tentaculites et celle des ammonoïdes. Ce sont finalement les structures sédimentaires qui ont permis d'établir une succession dans les différents MF3 suivant un gradient bathymétrique hypothétique.

Les environnements, représentés par les MF1-3, sont donc ceux d'un domaine pélagique à héli-pélagique situé sous la zone d'action des vagues de tempêtes et sous la zone photique, probablement en bordure d'une plate-forme ou d'une rampe oxygénée comme l'indiquent leurs rares représentants (calcisphères et fragments de coraux, d'algues et de stromatopores) tous exotiques et probablement apportés sous forme d'éléments flottés ("rafting"). Ces débris allochtones peu usés, peu micritisés, souvent déjà cimentés tombent dans n'importe quel environnement. Un seul niveau (banc 24bc) est particulièrement riche en ces fragments et pourrait être considéré comme une turbidite ou un "mudflow". Le milieu ne devait pas être très profond en raison de la rareté des phosphates et des radiolaires. Les quelques rares associations de ce microfaciès avec les microfaciès 2 et parfois 3 suggèrent que le milieu devait être situé à proximité immédiate de la zone d'action des tempêtes, soit probablement aux environs de 200 m par comparaison avec la base de la zone d'action des tempêtes les plus fortes d'aujourd'hui (Reineck et Singh, 1975). La rareté de coulées de boue et de niveaux de turbidites semble également souligner un environnement de plate-forme ou de rampe. A l'opposé de ces milieux à influence pélagique, le MF4 correspond à des tempestites plus grossières et se caractérise par un enrichissement à ossicles et débris de crinoïdes. Ceux-ci proviennent probablement du remaniement des prairies à crinoïdes en bordure d'une rampe de même type que celle décrite par Madi *et al.* (1996) dans le Carbonifère d'Algérie.

5.2.1.4. Découpage en niveaux sédimentologiques

a. Description et organisation stratigraphique des niveaux

La courbe des microfaciès a été établie en tenant compte de la présence de plusieurs microfaciès. Il s'agit d'une double courbe pour les parties où plusieurs faciès sont présents à l'échelle de la lame mince. Les différents horizons ferruginisés, parfois phosphatés, et les hardgrounds ont également été superposés à cette courbe : ces horizons sont soit mineurs (absence de perforations, discontinuités ferruginisées soulignées par quelques cloques et microstromatolithes en hématite) ou au contraire importants (perforés, "noduleux", riches en cloques et microstromatolithes ferrugineux).

Les microfaciès 2 et 3 sont prédominants. Les fluctuations de faciès sont fréquentes et ont lieu à l'échelle pluridécimétrique. On reconnaît 4 niveaux (**figure 5.2**) :

- niveau 1 (de 0 à 7 m) ou "niveau à radiolaires" dominants. La séquence dominée par les radiolaires (MF1) montre une succession de shales et de mudstones-wackestones noduleux, argileux devenant plus abondants vers le sommet. Le milieu appartient au domaine hémipélagique et correspond aux environnements marins les plus profonds de la série. Il comprend d'abondants tentaculites (MF3) avec quelques débris phosphatés dans la partie inférieure. Il est riche en terriers et en éponges *in situ* (bafflestones, MF2) dans la partie supérieure. A ce niveau apparaissent de très minces passées de type tempêtes distales riches en microbioclastes de mollusques. On observe également la présence de glauconie remplaçant des bioclastes de mollusques, un horizon de hardground et des fenestrae filiformes ou stromatactoïdes dans les éponges.

- niveau 2 (de 7 à 14,8 m) ou "niveau à éponges dominantes". La base (2a, de 7 à 8,8 m) présente de fortes variations : par trois fois les faciès à radiolaires surmontent les faciès à éponges et tentaculites. C'est également dans ce niveau 2a que s'observent les premières microbrèches remaniées de hardgrounds, les premières passées épaisses à ammonoïdes et échinodermes altérés et les fragments allochtones les plus abondants. Les bancs sont peu épais (pluricentimétriques à décimétriques) et interstratifiés de minces horizons pluricentimétriques de shales noduleux. Le niveau 2b (de 8,8 à 14,8 m) renferme des faciès à éponges interstratifiés de passées à tentaculites. Les ammonoïdes ne s'observent que de manière occasionnelle. C'est à ce niveau 2b qu'apparaissent les ferruginisations et les perforations, et de manière ponctuelle les brèches centimétriques de hardgrounds. Deux horizons de hardgrounds sont bien visibles. Les bancs deviennent plus épais (pluridécimétriques à métriques) et massifs.

- niveau 3 (de 14,8 à 16,7 m) ou "niveau à tentaculites dominants". Les ostracodes sont bien représentés. A la base, la bioturbation est abondante. Les microstromatolithes non ferrugineux sont présents, les passées à ammonoïdes et à microbioclastes abondantes. Puis les microstromatolithes et cloques bactériennes ferrugineuses, de même que les perforations d'organismes deviennent importants. Le sommet du niveau 3 montre des horizons riches en fragments exotiques. Les hardgrounds sont nombreux tout comme les microbrèches qu'ils alimentent. A l'affleurement, les bancs sont peu épais (une vingtaine de centimètres) et souvent lenticulaires.

- niveau 4 (de 16,7 à 34,2 m) ou "niveau à microstromatolithes ferrugineux et ammonoïdes dominants". Trois subdivisions sont présentes :

Le niveau 4a (de 16,7 à 20,3 m) est encadré par les 2 horizons "Kellwasser" (LKW et UKW) et marque une rupture importante par rapport au niveau précédent traduisant une instabilité des milieux de sédimentation. Le premier banc (banc n°24b/c), épais de 7 cm, serait une turbidite : ce banc est riche en fragments subarrondis, parfois subanguleux, de calcaire gris à stromatopores recristallisés dans un mudshale rougeâtre très fin présentant une déformation plastique au niveau des fragments. Le banc montre un granoclassement net des fragments dont les plus grandes dimensions sont voisines de 4 cm à la base et inférieures ou proches de 1 cm au sommet. Ces fragments de calcaire gris renferment également quelques coquilles (ostracodes et lamellibranches) et le mudshale de rares tentaculites. Les bancs suivants marquent un retour aux faciès à radiolaires et ensuite aux faciès à éponges. Les fragments allochtones de rectangulines indiquent la proximité d'une rampe ou d'une plateforme peu profonde. Les laminations pluricentimétriques à bioclastes de mollusques et ammonoïdes augmentent progressivement à la fois en nombre et en épaisseur. Il en est de même des perforations ferrugineuses et des hardgrounds associés à de nombreux microstromatolithes ferrugineux. Plusieurs horizons de microbrèches sont associés à des laminations à échinodermes systématiquement ferruginisés. A l'affleurement, la plupart des bancs sont minces (10 cm ou moins).

Le niveau 4b (de 20,3 à 23,1 m) montre à sa base, tout comme le niveau 4a, d'importants changements du niveau marin. Par ailleurs, la base de ce niveau coïncide avec la limite FF soulignée par une croûte de fer. L'analyse des microfaciès de cette croûte a montré que celle-ci correspondait à une microbrèche composée de nodules infracentimétriques à spicules d'éponges emballés dans un wackestone. L'évolution suivant la verticale est de même type que dans le niveau 2a, avec augmentation importante des passées à bioclastes de mollusques et ammonoïdes et des microstromatolithes ferrugineux. Les microbuissons bactériens sont importants et associés à des réseaux bactériens réguliers colmatant des fissures

de retrait. Enfin, les hardgrounds sont bien développés. Les bancs sont minces, une dizaine de centimètres ou moins.

Le niveau 4c (de 23,1 à au moins 32 m) est formé d'une alternance régulière de milieux à éponges avec ou sans passées à mollusques et ammonoïdes. Les fissures comblées de bactéries sont fréquentes alors que les microstromatolithes ferrugineux sont rares. Les hardgrounds sont encore présents, mais deviennent moins importants. Les bancs se présentent à l'affleurement sous forme de "griottes" pseudo-noduleuses, argileuses avec des couleurs variant du gris foncé au rouge lie de vin. Leurs épaisseurs sont très variables, pluricentimétriques à métriques.

b. Evolution des paléomilieus

En l'absence d'indicateurs paléobathymétriques fiables, la profondeur du milieu ne peut être établie de manière directe. Le découpage en niveaux permet toutefois de souligner une évolution à l'échelle de la coupe. Cette évolution est la suivante :

le passage des faciès à radiolaires du niveau 1 aux seuls faciès en place (éponges) du niveau 2 souligne une évolution régressive. Dans le détail, cette régression s'accompagne de nombreuses fluctuations transgressives au passage des deux niveaux, le niveau 2a enregistrant des variations répétées du niveau marin. Le milieu est ensuite colonisé par les éponges. Cette stabilité se poursuit jusqu'au niveau 3 où apparaissent de nombreuses et importantes surfaces durcies indiquant une suite de discontinuités sédimentaires. Le niveau marin est ici soit stabilisé ou poursuit la régression entamée à la transition des séquences 1 et 2. Un niveau marin bas, stabilisé ou non, semble indiqué par l'apparition des microbrèches et peut-être des blocs exotiques en provenance d'une rampe éloignée. Les milieux ne changent guère par la suite, et avec le niveau 4 apparaissent de nombreuses tempestites à mollusques et ammonoïdes de plus en plus épaisses, accompagnées de microstromatolithes ferrugineux.

Les périodes de fort ralentissement et de discontinuité de la sédimentation sont clairement associées à la limite F/F au sens strict et à son voisinage immédiat, c'est à dire 2 m en-dessous et 2 m au-dessus (fig.2). Les couches associées à la limite correspondent donc à une série fortement condensée et incomplète. On remarquera le développement des niveaux de hardgrounds et l'augmentation de la fréquence de ceux-ci sous les Horizons Kellwassers. Ces résultats confirment l'interprétation de Tucker (1974) décrivant des taux de sédimentation très lents liés à la présence de plusieurs surfaces de discontinuité sédimentaire ('corrosional cryptohardgrounds' tronquant des fossiles et des cavités remplies de sédiments lithifiés).

En conclusion, l'analyse des microfaciès rendue difficile dans ce type de série condensée ne permet pas ou peu distinctement d'appréhender directement les variations eustatiques. Une transgression semble présente à la base du Frasnien moyen (niveau 1 à radiolaires) et se poursuit à plus grande échelle par une évolution de type régressif entrecoupée par de nombreuses fluctuations eustatiques.

c. Discussion

L'environnement de la série FF de Coumiac est donc celui d'une rampe carbonatée de type distal *sensu* Read (1985) dont la base est caractérisée par une sédimentation hémipélagique. Ce sont les apports liés aux tempestites qui permettent d'établir un gradient de type distal-proximal. La série enregistre une évolution régressive à long terme ponctuée de fluctuations du niveau marin. Ces dernières sont au moins au nombre de six : trois dans le

niveau 2 et trois dans le niveau 4. Les quatre premières sont les plus importantes, les deux dernières semblent moins accusées. Ces fluctuations n'apparaissent pas en tant que telles dans la courbe eustatique publiée pour le Dévonien euraméricain par Johnson *et al.* (1988). L'évolution de leur courbe au voisinage de la limite FF (cycle "IId" de ces auteurs) montre, dans le cadre de la période de haut niveau marin le plus élevé du Dévonien (2^{ème} ordre), deux épisodes transgressifs-régressifs. La deuxième chute du niveau marin démarrant à la limite FF.

La courbe des microfaciès ne permet aucune interprétation séquentielle directe en raison des taux de sédimentation très faible et des nombreux hiatus stratigraphiques. La comparaison de ces données avec les coupes allemandes qui présentent une sédimentation condensée assez similaire apporte un éclairage nouveau. L'analyse de la courbe des microfaciès de ces coupes a permis de développer un modèle séquentiel montrant la succession de 7 cortèges sédimentaires et la présence de deux limites de séquences situées au sommet des Horizons Kellwassers et soulignées par des hardgrounds. La limite de séquence associée à la limite FF correspond à une passée bréchique composée de nodules à spicules d'éponges dans des wackestones bioclastiques. Ce niveau dont l'origine a été discutée précédemment (voir chapitre 4.2.1., paragraphe B.2) souligne un hiatus stratigraphique. Ce dernier est mis en évidence par la Zone à Early *triangularis* qui est la biozone à conodontes la plus réduite de la série analysée. On notera ainsi des similitudes avec la série de Coumiac :

- la brèche est similaire au faciès de la croûte de fer présente à la limite FF à Coumiac,
- la coupe de Coumiac montre également une importante condensation de la Zone à Early *triangularis*.

Il est donc raisonnable d'admettre que l'origine de ces deux niveaux est identique, qu'une limite de séquence est présente à la transition FF à Coumiac et qu'elle correspond à la croûte ferrugineuse. La présence d'une limite de séquence indique un cortège de haut niveau marin sous la limite et une chute eustatique à la base du Famennien suivie d'un cortège de bas niveau marin. Par comparaison avec les coupes allemandes, une deuxième limite de séquence est également présente au sommet du LKH et est soulignée par un hardground perforé (terriers verticaux et horizontaux) et par une surface encroûtée d'oxydes de fer. L'analyse des microfaciès de Coumiac montre un hardground dans le banc surmontant le LKH. On est donc tenté d'appliquer le même raisonnement concernant la présence d'une deuxième limite de séquence au sommet du LKH à Coumiac. Notons cependant que la série des calcaires de Coumiac comporte de nombreux hardgrounds et plus particulièrement avant les Horizons Kellwassers. La présence de ces deux limites de séquence permet de proposer une succession des cortèges sédimentaires pour le sommet du Frasnien Supérieur et la base du Famennien selon le modèle des coupes allemandes.

Comme le résume la **figure 5.3**, un cortège transgressif est présent immédiatement sous les Horizons Kellwassers, ces derniers correspondant à des cortèges de haut niveau marin. Un bas niveau marin fait donc suite à chacun des niveaux Kellwasser. Les limites entre ces cortèges ne sont pas distinctes vu l'absence d'évolution claire des microfaciès suite à la forte condensation de la série. Tout au plus, la fin du cortège de bas niveau marin entre les Kellwassers pourrait-elle coïncider avec la fin d'une séquence régressive des microfaciès (MF1-MF3) au milieu du banc 25. Par contre, il est difficile de placer le sommet du bas niveau marin, à la base du Famennien, en l'absence d'une séquence régressive claire des microfaciès. La surface de transgression pourrait cependant se situer à la base du niveau 4b qui

est soulignée par la disparition des microfaciès 4 (les moins profonds). Les hardgrounds situés sous les Kellwassers se retrouvent donc bien au sein de cortèges transgressifs.

La présence du faciès à microbrèches au sein des trois coupes (Steinbruch Schmidt, Steinbruch Benner et Coumiac) indique que la nature du phénomène est de grande extension (globale ?) et qu'il n'est pas seulement lié au bassin rhénohercynien. La baisse eustatique à la base du Famennien est bien présente dans le modèle de Johnson et Sandberg (1988). Le modèle séquentiel proposé pour Coumiac sur base des coupes allemandes permet donc d'appréhender de manière plus claire les variations du niveau marin au cours des Zones Late *rhenana* à Middle *triangularis*.

Pour Ziegler et Sandberg (1996) le banc 31g de Coumiac est un 'dark-grey debris-flow limestone'. La croûte limonitique surmontant l'UKH est alors une discordance angulaire. Ces auteurs observent également, par la présence de faunes de conodontes nettement plus jeunes dans les premiers bancs du Famennien, un hiatus ou une discontinuité sous-marine au niveau de la limite FF. Par ailleurs, Sandberg *et al.* (1988 et 1996) considèrent le banc 31g (UKH) comme une série de turbidites ou de débris-flows très distaux épais d'1cm et séparés par des microdiscontinuités. Ces résultats peuvent représenter un intervalle de temps important. Ces mêmes auteurs ont également découverts des conodontes indiquant un mélange de faune dans le banc 32a appartenant aux zones à conodontes de la Upper *gigas* et de la Lower *triangularis*. Ce mélange pourrait souligner un hardground mais une étude pétrographique montre que la croûte limonitique à la base du banc 32a serait un paléosol au sommet du banc 31g. Le banc 32a, quant à lui, aurait été affecté d'une diagenèse vadose météorique (**figure 5.2**).

L'étude des microfaciès et le modèle séquentiel confirment partiellement les données de Ziegler et Sandberg (1996). La limite de séquence (la croûte ferrugineuse) est bien représentée par un hiatus stratigraphique. Le processus de formation des nodules d'éponges implique la perforation d'une couche à éponges (bafflestone), sa bréchification en blocs de petites tailles (ou microbrèches), et le remaniement sur de faibles distances. La présence des microbrèches au sein de la croûte ferrugineuse pourrait ainsi expliquer le mélange de faunes à conodontes du Frasnien avec celles de la base du Famennien.

La similitude des microfaciès de part et d'autre de la limite, exception faite des faunes qui disparaissent, et l'absence d'indices sédimentologiques ou minéralogiques (argiles) ne permettent pas de confirmer la présence d'un paléosol au niveau de la croûte de fer et encore moins celle d'une érosion subaérienne. L'hypothèse d'un paléosol à la base du Famennien de Coumiac avait déjà été réfutée par Becker *et al.* (1989) sur base d'une étude pétrographique des bancs recoupant la limite FF.

Figure 5.3 : Evolution de la courbe des microfaciès et interprétation séquentielle basée sur le modèle développé dans les coupes allemandes en fonction de la colonne lithologique et des zones à conodontes. La gamme de temps recoupée va de la fin de la Zone à Early rhenana au début de la Zone à crepida. L'évolution du pourcentage des biofaciès à conodontes selon Girard et Feist (1997) est comparée à l'analyse séquentielle. Abréviations : LKH : Horizon Kellwasser Inférieur, UKH : Horizon Kellwasser Supérieur, LST : cortège de bas niveau marin, HST : cortège de haut niveau marin, TST : cortège transgressif

figure 5.3

COUMIAC UPPER QUARRY

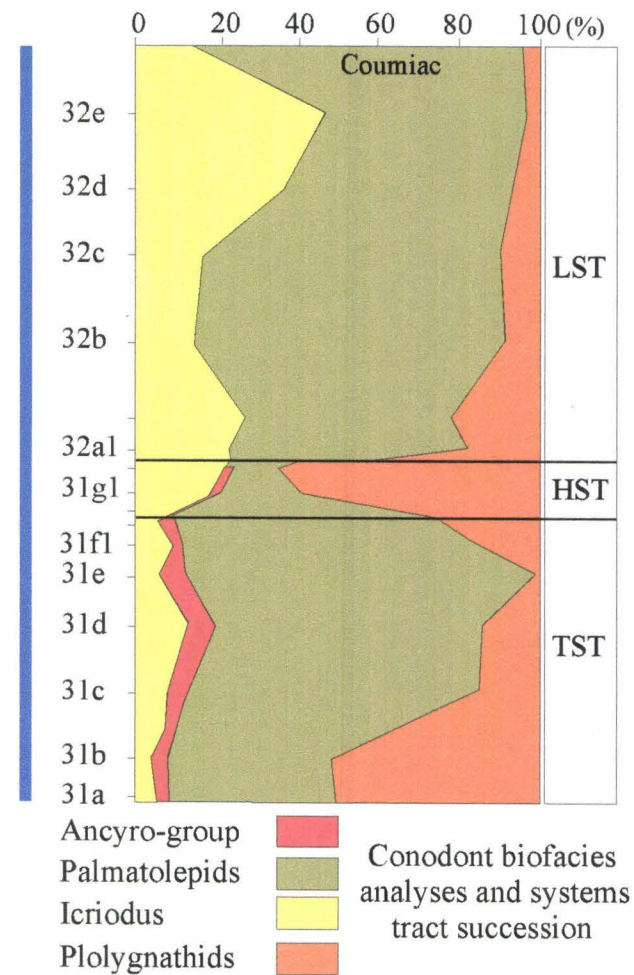
bed number from Klapper *et al.* (1993)

The lithology and the microfacies from Pr eat *et al.* (1998). Modified

The numbered conodont succession from Klapper (1988). Modified

The biofacies analysis from Girard and Fesit (1997). Modified

Stage	Conodonts Zones	Scale	Bed n°	LITHOLOGICAL COLUMN	SAMPLE POSITION	MICROFACIES CURVE	Systems Tract	
FRASNIAN	ZONE 13	20	31				UKH	
			30					4a
			29					
			28					
			26					
			25					
			24					
			23					
			22					
			20					
FAMENNIAN	TRIANGULARIS	25	36				LKH	
			35					4b
			34					
			33					
			32					
			32					
			32					
			32					
			32					
			32					
FAMENNIAN	TRIANGULARIS	25	36				4c	
			35					TST
			34					



Becker *et al.* (1989) décrivent également un milieu de dépôt calme caractérisé par une activité faible de courants sans apports allochtones dans le banc 31g. La croûte de fer, située entre les bancs 31g et 32a, montre une structure stromatolithique en limonite dont l'origine est incertaine. La faune du banc 32a est similaire à celle des bancs précédents et la sédimentation pélagique n'indique aucune exposition subaérienne. Ces auteurs interprètent donc la croûte de fer comme un hardground sous-marin dans un environnement pélagique ce qui rejoint notre interprétation.

Klapper *et al.* (1995) ont également étudiés la coupe de Coumiac par une méthode de corrélation graphique et indiquent la présence de deux hiatus : 15 cm au-dessus de la base du banc 16 et juste au-dessus de la base du banc 18. Ces auteurs montrent également qu'aucun hiatus biostratigraphique significatif n'apparaît au niveau de la limite FF. Cependant, l'analyse sédimentologique souligne la présence d'un hardground à la limite FF indiquent une interruption de la sédimentation et donc un hiatus stratigraphique. Les deux autres hiatus biostratigraphiques observés dans les bancs 16 et 18 ne semblent pas correspondre à une évolution particulière des microfaciès.

Il est devenu évident, depuis les travaux pionniers de Seddon et Sweet (1971), que les conodontes dépendent de la profondeur du milieu marin et que des changements de composition de leurs populations (variations des biofaciès) reflètent les fluctuations du niveau marin. Ceci se marque d'autant mieux dans les environnements de calcaires à céphalopodes en domaine de plate-forme externe (Girard et Feist, 1997). Cette réalité a d'ores et déjà été appliquée à l'évolution des biofaciès à conodontes dans la coupe de Steinbruch Schmidt. Les évolutions et les pourcentages des différents genres y montrent de fortes corrélations avec la succession des cortèges sédimentaires au niveau de la limite FF. Dans cette optique, les résultats de Girard (1995) ; Girard et Renaud (1996) ; Girard et Feist (1997) ainsi que ceux de Renaud et Girard (1999) sont comparés avec la succession des cortèges sédimentaires mis en évidence précédemment (**figure 5.3**).

Girard et Feist (1997) analysent les sédiments qui précèdent l'UKH et concluent à une profondeur de dépôt de 150 à 200 mètres dans la partie inférieure de la zone aphotique. Ce résultat se base sur l'absence d'algues calcaires et la prédominance de trilobites à vision réduite. Par ailleurs, l'association faunique est dominée par des formes nectoniques et nectoplanctoniques : ammonoïdés, nautiloïdés, homocténidés (tentaculites), radiolaires, ostracodes (entomozoacés), conodontes, poissons, lamellibranches (*Buchiola*) et chonétidés. Les eaux de fonds bien oxygénées permettent le développement d'une faune benthique composée de coraux d'eaux profondes, de crinoïdes, d'éponges, de lamellibranches, de fins brachiopodes, d'ostracodes et de trilobites. L'ensemble des bioclastes indique une faune autochtone (Girard et Feist, 1997). Ces auteurs soulignent que le caractère autochtone des conodontes est quant à lui indiqué par le pourcentage important de formes juvéniles et d'éléments ramiformes. Ils excluent donc des processus de classement par activités de courants ou de déplacement gravitaires le long de la pente. Cette hypothèse semble se confirmer par la bonne préservation des fossiles, l'absence de quartz détritique, de lithoclastes exotiques et de grains de muscovite. Ces auteurs rapportent donc un ensemble de critères pour démontrer l'absence de courants et le caractère autochtone des faunes analysées. Force est de constater que ces critères (hormis ceux qui concernent les faunes) sont pour le moins incertains. L'analyse du cortège des argiles de Coumiac montre notamment, la présence de quartz d'origine détritique et d'argile dont une partie est probablement d'origine détritique. Par ailleurs, l'analyse des microfaciès montre de manière évidente l'effet des processus de

transports en relation avec des tempestites distales. Le caractère autochtone et très calme de la sédimentation est donc à nuancer. Il ne faut pas exclure qu'une partie de la faune bien préservée puisse être déplacée en masse lors de ces événements de tempêtes. Ces transports en masse sont rapides et les éléments déplacés ne sont pas altérés (Aigner, 1985).

Pour Girard et Feist (1997), le banc 31g (ou UKH) représente un milieu dysaérobie comme l'indique les péloïdes algaires de la partie supérieure du banc. Les bioclastes du banc 31g sont encroûtés par des anneaux micritiques riches en matière organique résultant de l'activité algale. Girard et Feist (1997) suggère ainsi un environnement peu profond dans des conditions de haute énergie au sein de la zone photique. Un hiatus sédimentaire au sommet du banc 31g correspond à la croûte de fer. Cette interprétation ne s'accorde pas avec l'analyse des microfaciès. Le microfaciès du banc 31g ne montre en aucune façon la présence d'algues ou de péloïdes algaires et l'origine de la matière organique n'est donc pas liée à une activité algale. Ce banc 31g, comme d'ailleurs tout le reste de la coupe, montre des environnements situés dans la zone aphotique en dehors de tout milieu de forte énergie. Il n'y a donc aucune différence importante des milieux de dépôt entre les Horizons Kellwassers et ceux des autres faciès.

La Zone à *linguiformis* est difficilement reconnue dans les coupes en Montagne Noire car l'espèce index est absente de la plate-forme du Nord du Gondwana (Becker *et al.*, 1989 ; Schindler, 1990 ; Lazreq, 1992). Cependant, le début de la Zone à *linguiformis* pourrait coïncider avec l'apparition du trilobite *Palpebralia brecciae* (Feist et Schindler, 1994) par comparaison avec les coupes allemandes. La base de la Zone à *linguiformis* serait présent à la base du banc 31e à Coumiac (**figure 5.3**).

Selon Girard et Feist (1997) l'abondance des conodontes décroît rapidement dans la Zone à *linguiformis* et atteint un minimum à la base du Famennien suite à un changement radical des faciès, qui de bien oxygénés deviennent peu oxygénés, et au processus d'extinction des conodontes. Leurs abondances vont progressivement réaugmenter à partir de la Zone à *Middle triangularis*. L'augmentation des *Polygnathus* est très importante dans la Zone à *linguiformis* des coupes étudiées par Girard et Feist (1997). Par contre, le pourcentage maximal en *Icriodus* varie d'une coupe à l'autre, maximal tantôt au sommet de l'UKH (Coumiac 'carrière basse' et Causses-et-Veyran), tantôt décalé à la base de la Zone à *Early triangularis* (Coumiac 'carrière haute' et La Serre). Cette variation du pic d'*Icriodus* est également présent dans d'autres coupes et semble résider dans une petite différence topographique du fond sous-marin au niveau de La Serre par exemple (Girard et Feist, 1997). Ces auteurs attribuent ces décalages à la base du Famennien dans la coupe de Coumiac (carrière haute) au léger hiatus associé à la sédimentation condensée de la limite FF.

Sur base de l'évolution des biofaciès, Girard et Feist (1997) tirent les conclusions suivantes (**figures 5.2 et 5.3**):

- la faible représentation de *Ancyrodella*, considérée comme une espèce inféodée aux milieux peu profonds de forte énergie, indique un environnement de dépôt assez calme,
- la présence du biofaciès à palmatolépidés et polygnathidés sous le banc 31g indique un milieu marin profond de plate-forme externe ou de pente,
- l'augmentation des *Palmatolepis* sous l'UKH à Coumiac indique un approfondissement du niveau marin,
- pendant le dépôt de l'UKH, un biofaciès à polygnathidés-icriodidés apparaît et indique une diminution du niveau marin.

- une nouvelle augmentation du niveau marin à la base du Famennien s'accompagne d'une nouvelle augmentation des *Palmatolepis*.

Mon interprétation de l'analyse des biofaciès à conodontes de Girard et Feist (1997) montre donc un changement à la transition FF correspondant au passage d'un biofaciès à Palmatolépidés-Polygnathidés du Frasnien à un biofaciès à Palmatolépidés et Icriodidés au Famennien comme l'atteste la diminution en Polygnathidés dans les bancs 32. D'après ces auteurs, le pourcentage en *Icriodus* augmente au cours de l'UKH et atteint un maximum à la base du Famennien dans le banc 32e-f. Ces résultats sont assez similaires à ceux observés à Steinbruch Schmidt et peuvent alors s'expliquer de la même manière :

- ce changement de biofaciès souligne une chute du niveau marin à la transition FF ; celle-ci se corrèle bien avec le passage d'un cortège de haut niveau marin à celui de bas niveau marin à la limite FF,

- l'augmentation en *Icriodus* au sein de l'UKH indique une diminution du niveau marin qui s'amorce au sein du cortège de haut niveau marin,

- cette baisse eustatique atteint son maximum à la base du Famennien comme le montrent les pourcentages maximums en *Icriodus* (enregistrés dans le banc 32e-f) et coïncide avec un cortège de bas niveau marin.

Ces données contredisent l'interprétation de Girard et Feist (1997). En effet, une augmentation du niveau marin est présente avant l'UKH et correspond au sommet du cortège transgressif. L'UKH correspond à un cortège de haut niveau marin et n'indique donc pas une chute du niveau marin bien que le démarrage de la chute eustatique se situe à la fin de cet horizon. Celle-ci culmine à la base du Famennien et ne correspond pas avec une nouvelle augmentation eustatique. L'interprétation présentée ici est donc similaire aux données de Steinbruch Schmidt et permet de mieux comprendre les évolutions des biofaciès à conodontes.

Ces nouvelles interprétations des fluctuations eustatiques basées sur le modèle développé dans les coupes allemandes s'écartent légèrement des premières conclusions de Préat *et al.* (1998).

Pour Schindler (1993) l'UKH est lié à la montée d'une tranche d'eau pauvre en oxygène qui atteint puis recouvre momentanément la région de Coumiac. Cette conclusion est également celle de Lethiers et Casier (1995) qui suggèrent, sur base de l'analyse des ostracodes, un ordre de grandeur de 1 à 1,5 ml/l O₂ pour le paléoenvironnement du Kelwasser Supérieur. Il s'agirait donc d'eaux pauvres en oxygène, dysaérobiques et non pas réductrices comme cela a également été rapporté (Becker *et al.*, 1989). Quoi qu'il en soit, cet environnement contraste avec celui des faciès oxygénés des calcaires micritiques roses de Coumiac pour lesquels Lethiers et Whatley (1994) proposent des valeurs de 5-6 ml/l O₂.

Il faut insister ici sur l'importance des mudstones rouges lie de vin dans la série : ils représentent des environnements peu oxygénés relativement profonds situés au voisinage de la base de la zone d'action des tempêtes (Préat *et al.*, 1999a,b). De tels environnements sont également bien connus dans le Paléozoïque d'Europe (Mamet et Boulvain, 1988, 1991; Mamet *et al.*, 1997) et correspondent à une sédimentation par une centaine de mètres d'eau. Les milieux les moins profonds à Coumiac, représentés par les faciès à échinodermes (MF4), se situent dans la zone d'action des vagues de tempêtes.

5.2.2. Analyse minéralogique des argiles

5.2.2.1. Analyse du cortège argileux

44 échantillons prélevés dans les calcaires ont été analysés dans la coupe de Coumiac (carrière haute). La méthode d'analyse est celle décrite dans le chapitre 3.

Le cortège des minéraux argileux des échantillons de Coumiac (**figure 5.4**) est dominé par l'illite (65-100%) et la kaolinite (0-30%). Les interstratifiés illite/smectite (0-10%) sont présents ponctuellement à l'état de traces. Il en va de même pour les « smectites » (0-10%). Ces dernières présentent des pics très anormaux sur les diffractogrammes.

On notera l'abondance particulière en illite tout au long de la coupe. Les kaolinites sont présentes de manière ponctuelle à la base de la coupe. Par contre une augmentation progressive du pourcentage en kaolinite démarre un peu avant le LKH, se poursuit entre les Kellwassers (un maximum de 30% est atteint dans le banc 32am) et diminue à la base du Famennien pour disparaître dans la Zone à Late *triangularis*. Le pourcentage en kaolinite augmente à nouveau jusqu'à 25% au sein de la Zone à *crepida*. Les interstratifiés illite/smectite sont présents à l'état de traces à la base de la coupe (niveau 2a et base du niveau 2b) ainsi que localement entre les Kellwassers et à la base du Famennien (banc 32). Les « smectites » sont observées uniquement dans le LKH et entre les Horizons Kellwassers. Le cortège se simplifie donc au Famennien. La richesse en illite est importante à Coumiac et conduit à une étude détaillée de la composition chimique de ce groupe minéralogique.

a. L'illite

La mesure du rapport des pics (001)/(002) ou R(g) sur l'essai glycolé des illites est utilisé pour obtenir des informations sur la teneur en Fe et en Al. La moyenne de ce rapport est de 3.33 à Coumiac (**figure 5.5 B**) ce qui suggère une teneur en Fe importante dans les feuillets octaédriques. Notons que plusieurs diffractogrammes présentent un pic (002) soit très réduit et donc un rapport R(g) très élevé (maximum de 6.6) soit absent suggérant une composition très riche en fer de type glauconite. Il s'agit d'échantillons de la base de la coupe (11S, 11B, 14B et 17B) et de ceux de la transition FF (bancs 31 et 32).

L'index d'Esquevin (Ei) mesuré sur les différents échantillons (**figure 5.5 A**) indique la composition chimique des illites au sein des feuillets octaédriques (Kübler, 1968 ; Esquevin, 1969). Les valeurs en Ei mesurées sur les échantillons de Coumiac (valeur moyenne en Ei de 0.34) indiquent une composition de phengite révélant une proportion faible en Fe et Mg dans la couche octaédrique qui n'est que partiellement alumineuse.

Les méthodes décrites par Srodon (1980, 1984) et Srodon et Eberl (1984) permettent d'identifier la présence de feuillets smectitiques interstratifiés au sein des illites, d'évaluer leur proportions et de préciser le type d'interstratification. D'après ces auteurs, ces méthodes permettraient de distinguer trois types: les illites pures sans feuillets smectitiques, des interstratifiés illite-smectite (ou I/S) hautement illitique et un mélange des deux premiers types.

La mesure de la position en $^{\circ}2\theta$ des pics (002) et (003) reportée sur un abaque en $^{\circ}2\theta$ montre que le matériel illitique de Coumiac se place dans le domaine des illites pures et des mélanges dominés par l'illite.

La mesure de l'indice Ir de Srodon (1984) des échantillons de Coumiac donne une valeur moyenne de 1.42 (**figure 5.5 B**) impliquant des mélanges d'illite et d'interstratifiés illite/smectite.

La mesure de l'indice BB1 des échantillons de Coumiac indique que le matériel illitique est composé d'un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants.

La valeur moyenne des indices de cristallinité calibrés est de 0.79. Ces valeurs d'IC sont représentés par des pics (001) assez mal cristallisés. L'ensemble des IC est localisé dans la zone diagénétique tardive *sensu* Yang et Hesse (1991) comme le montre le diagramme A de la **figure 5.6**.

Les mesures en IC sont précisées en utilisant la méthode de Shirozu et Higashi (1972). Comme l'indique le diagramme B de la figure 5.6, la plupart des valeurs s'écartent de la droite. Ces résultats impliquent des valeurs en W2 qui s'écartent de la moyenne mais qui n'affectent pas la mesure des IC. Deux échantillons (KM6b et KM32Am) présentent néanmoins des mesures en W1 typiques d'interfoliaires relâchés (feuillets smectitiques) ce qui rend caduque la mesure en IC. Précisons que la mesure de ces indices a été effectuée sur 17 échantillons uniquement en raison de l'absence du pic (002) de l'illite sur de nombreux diffractogrammes.

b. La kaolinite et les autres minéraux argileux

La kaolinite est le deuxième minéral par ordre d'abondance dans la coupe de Coumiac. Elle est très peu abondante à la base de la coupe et présente de manière ponctuelle au sein des niveaux 1, 2a et 2b (des Zones *punctata* à *jamiae*). Par contre, le pourcentage en kaolinite semble augmenter depuis la base de la Zone à Early *rhenana* pour atteindre des valeurs entre 15 et 20% entre les Kellwassers. Le pourcentage maximum (30%) est atteint à la base du Famennien (échantillon KM32Am). Les pourcentages diminuent graduellement la Zone à *triangularis* pour revenir à zéro. Une nouvelle augmentation en kaolinite (15-25%) se manifeste dans la Zone à *crepida*.

Les interstratifiés illite/smectite sont présents à l'état de traces et de manière ponctuelle dans la coupe. Ces derniers disparaissent du cortège minéralogique au Famennien exception faite des bancs 32 qui en contiennent de 5 à 10%

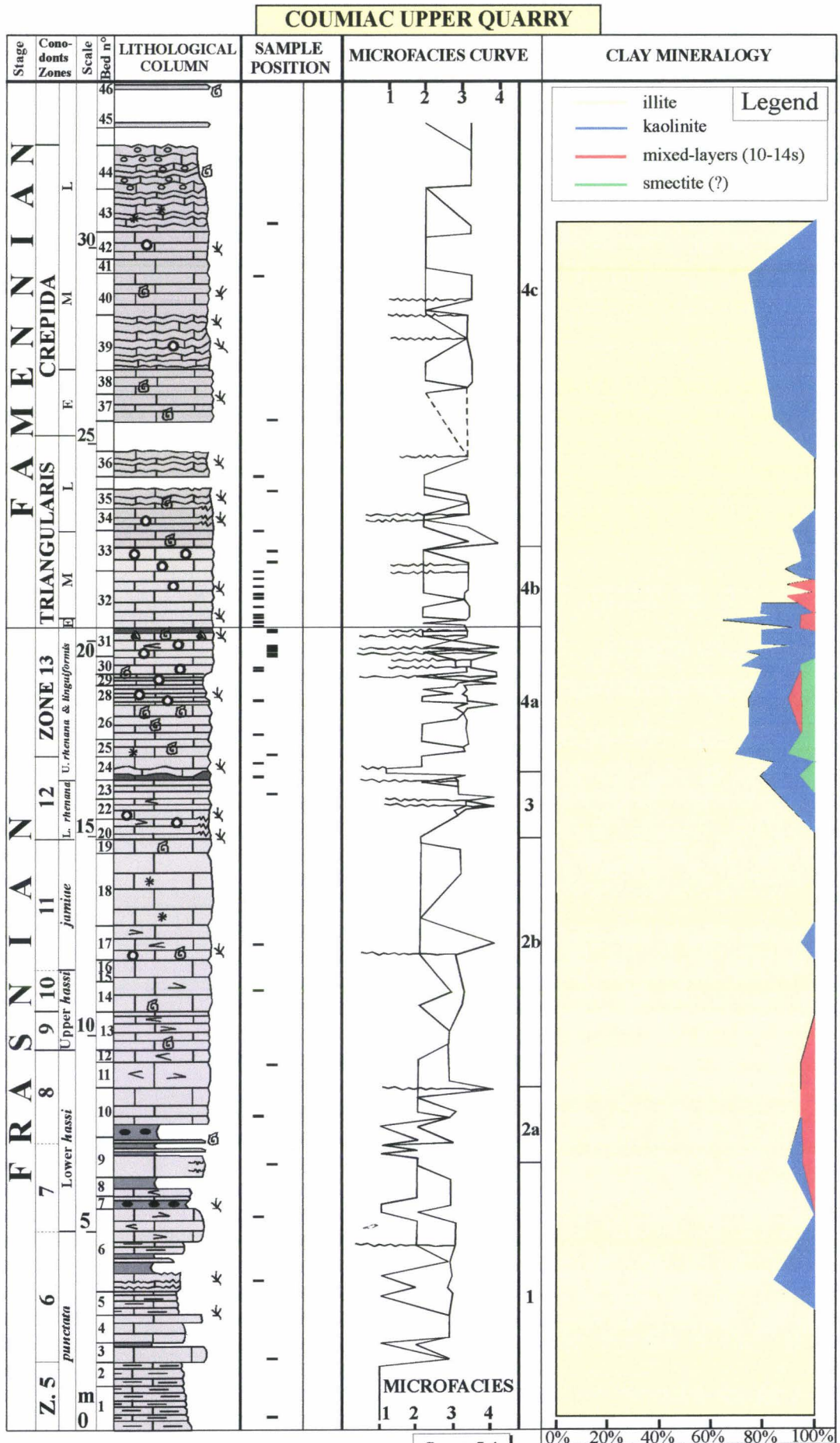
Plus spécifique est la présence de smectites en très faible quantité entre les Horizons Kellwassers. Les diffractogrammes montrent des pics mal cristallisés correspondant à une signature très anormale pour des smectites, suggérant des smectites très altérées et mal conservées.

5.2.2.2. Discussion

a. La diagenèse et l'enfouissement

Les valeurs d'indices de cristallinité peuvent être interprétées en terme d'enfouissement des séries. A Coumiac ces valeurs se situent dans la zone diagénétique à proximité de la limite 'partie tout à fait supérieure de la diagenèse/partie supérieure de la diagenèse' *sensu* Yang et Hesse (1991). Cette limite correspond à une valeur en IC calibrée de $0.62 \text{ } ^\circ 2\theta$ (**figure 5.6**).

Figure 5.4 : Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux en fonction de la colonne lithologique et de la succession des cortèges sédimentaires. On notera l'augmentation des pourcentages en kaolinite dès le début de la Zone à Early rhenana. Le maximum en kaolinite (30%) est situé à la base du Famennien. La colonne lithologique et la courbe des microfaciès est de Prétat et al. (1998).



Sur base des subdivisions de Yang et Hesse (1993), la série n'a pas atteint l'anchizone et indique une diagenèse modérée. Une gamme de température de $210^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$ est estimée pour la limite diagenèse/anchizone (Garcia-Lopez *et al.*, 1997). Les valeurs des IC de Coumiac suggèrent donc des températures largement inférieures à 210°C . Une gamme de température ($80\text{-}100^{\circ}\text{C}$) a été calculée pour la limite 'partie tout à fait supérieure de la diagenèse/partie supérieure de la diagenèse' par extrapolation à partir des températures déduites de la littérature pour la limite diagenèse/anchizone (200°C) et anchizone/épizone (300°C) (i.e. Warr, 1996 ; Garcia-Lopez *et al.*, 1997). Les valeurs en IC indiquent donc des températures encore inférieures à celles-ci.

L'indice d'altération des conodontes (CAI) dans les carrières à Coumiac ne dépasse pas 2 à 2.5 (Girard et Albarède, 1996) indiquant une gamme de température de 60 à 140°C (soit une moyenne de 100°C) selon Epstein *et al.* (1977) et de 55°C à 90°C pour Helsen (1992). Ces températures très basses indiquent une diagenèse faible en accord avec les résultats issus des IC des échantillons de Coumiac. L'analyse des diffractogrammes montre que le pic (001) des illites est très mal cristallisé et large (cas des illites ouvertes).

Comme nous l'avons vu précédemment le matériel illitique se compose d'un mélange d'illite et d'interstratifiés illite/smectite dont la teneur en smectite est inférieure à 15% et possède une interstratification de type ISII (trois feuillets d'illite pour un feuillet de smectite). Garcia-Lopez *et al.* (1997) décrivent des roches du Dévonien au Carbonifère dans le nord-ouest de la péninsule ibérique. L'assemblage minéralogique y est typique de la zone diagénétique et contient un cortège peu diversifié, riche en illites et en interstratifiés illite-smectite avec structure de type ISII (Kalkberg) indiquant des températures comprises entre 175 et 225°C (Hoffman et Hower, 1979). Cette interstratification correspond également à celle des échantillons de Coumiac suggérant donc des valeurs proches de la limite diagenèse/anchizone et une température voisine de $210^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$.

Selon Weaver et Broekstra (1984), le rapport $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ et le rapport des intensités des pics (001)/(002) augmentent systématiquement dans l'anchizone et ces deux rapports semblent liés. Ces auteurs indiquent également que la phengite est une phase stable de l'anchizone alors que le matériel illitique ne l'est pas. La teneur en fer et la présence de phengite indiquent donc des valeurs anchizonales à Coumiac. Ces différents résultats sont en contradiction totale autant avec les CAI qu'avec les IC. Il s'agit donc de trouver une origine à la formation de ces illites pour rendre compte de la teneur en fer, du type d'interstratification ISII et des mauvais indices de cristallinité.

Quelle est l'origine des illites dans les sédiments de la limite FF de Coumiac ? Plusieurs possibilités sont envisagées :

- soit les illites sont diagénétiques et formées lors de l'enfouissement à partir de smectites. Ce processus d'illitisation des smectites est particulièrement intense entre 80 et 120°C (Chamley, 1989) et implique des températures supérieures à celles des indices de cristallinité et sensiblement plus élevées que celles déduites des CAI.

Figure 5.5 : Mesure de l'index d'Esquevin (axe Y) reportée en regard du numéro d'échantillon (axe X) (figure 5.5 A). Les résultats indiquent une composition de phengite. La composition chimique du matériel illitique révèle une teneur en fer importante et la présence d'interstratifiés illite/smectite. L'axe X correspond au numéro d'échantillon et l'axe Y indique la mesure de l'index I_r de Srodon (1984) et la mesure du rapport $(001)/(002)=R(g)$ pour la fraction illitique (figure 5.5 B). L'abréviation des échantillons de Coumiac est km suivi du numéro d'échantillon.

Esquevin Index (glycolated)

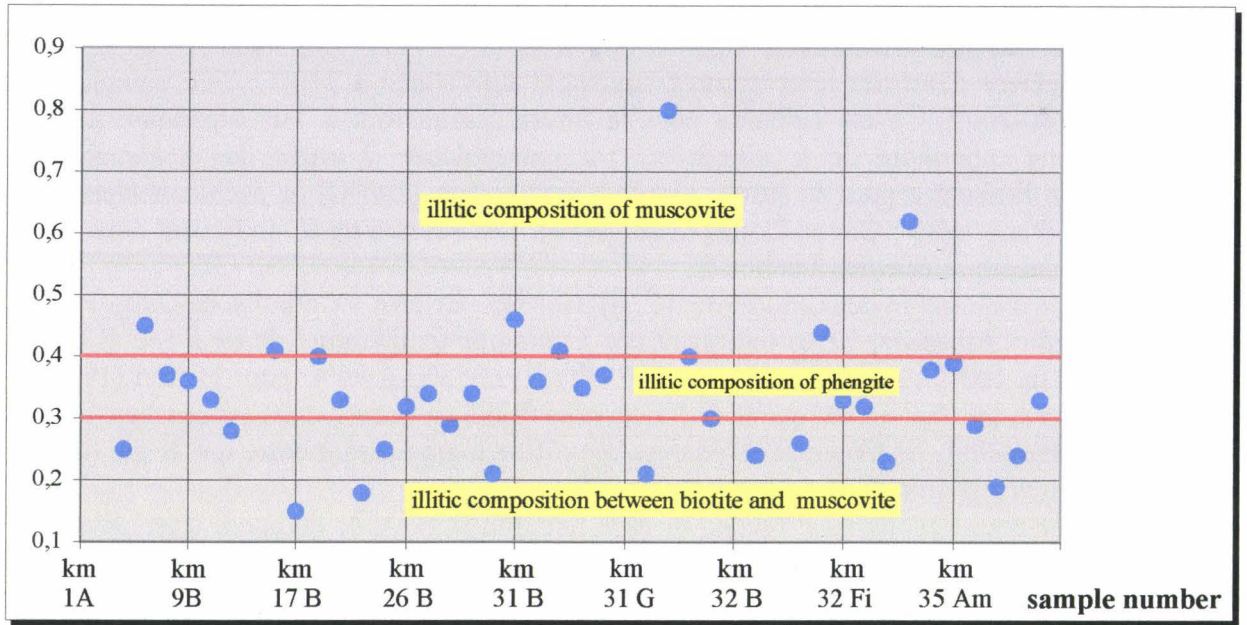


figure 5.5 A

Illitic composition

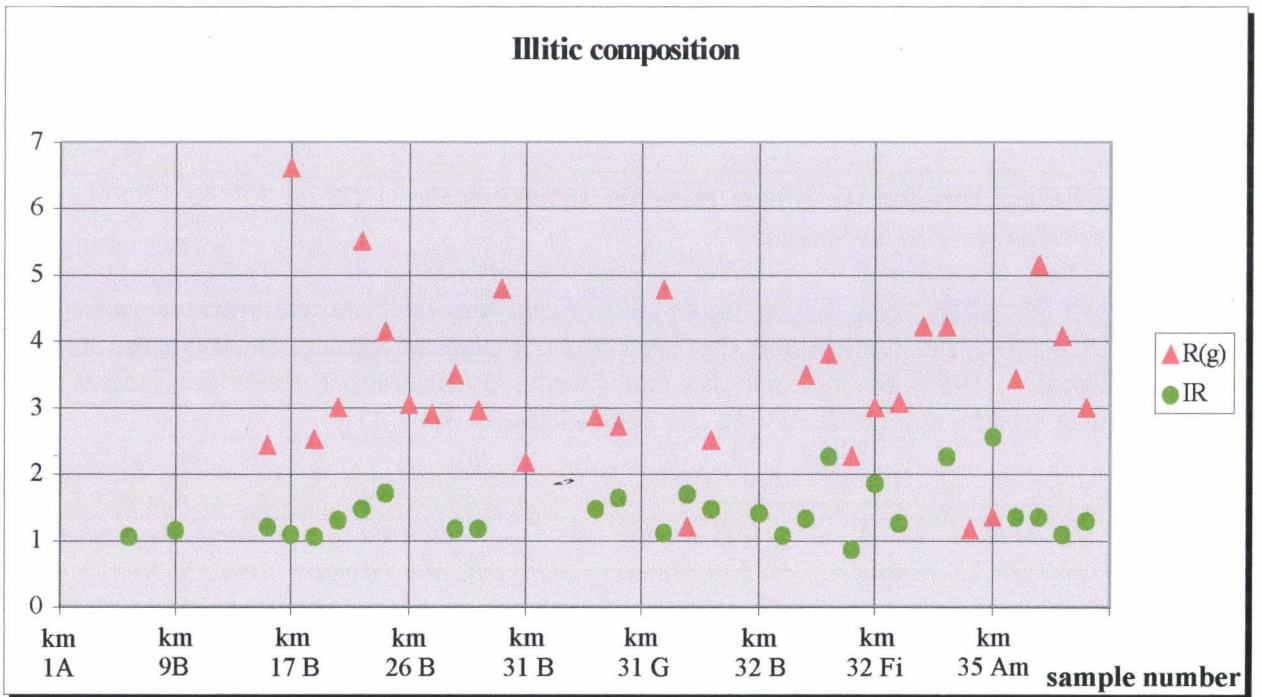


figure 5.5 B

La présence de smectites altérées à Coumiac plaide en faveur d'une diagenèse modérée. Il est donc peu probable que les illites soient diagénétiques vu les gammes de températures invoquées.

- soit les illites sont détritiques et dérivent de l'érosion vigoureuse de roches cristallines affleurant sur les domaines continentaux. L'illite est un minéral commun de la plupart des roches sédimentaires et a généralement une origine détritique (Millot, 1964). Ce type d'illite est généralement de composition alumineuse (muscovite) et est associé à d'autres minéraux détritiques (e.g. chlorite, kaolinite, smectite, quartz) l'érosion affectant des roches et des sols variés. Dans le cas de Coumiac, la composition des illites n'est que partiellement alumineuse (i.e. phengite), le quartz est effectivement présent dans les diffractogrammes et le cortège est peu diversifié. Les autres minéraux n'étant présents qu'en petites quantités hormis la kaolinite qui atteint 30%. L'hypothèse détritique n'explique donc pas la faible diversité du cortège minéralogique bien que des apports détritiques soient évidents. Par ailleurs, le caractère ferrifère des illites reste difficile à expliquer dans ce contexte.

- soit les illites sont diagénétiques et proviennent de la transformation par illitisation de smectites, comme cela peut se produire dans des conditions de surface (cas des illites du Purbéckien; Deconinck, 1987; Deconinck et Strasser, 1987; Deconinck *et al.*, 1988). Les illites du Purbéckien présentent un rapport élevé variant de 2 à 4.8 suggérant une teneur forte en Fe dans les feuillets octaédriques (Brown et Brindley, 1980). Les illites riches en Fe typiquement intermédiaire entre des illites et des glauconites correspondent aux 'glauconitic illite' de Porrenga (1968). Ce type d'illite riche en fer a également été décrit par Kossovskaya et Drits (1970), Decarreau *et al.* (1975) et Estéoule-Choux (1984). La plupart de ces auteurs pense que ces illites remplacent des smectites. Ces illites (riches en fer) sont similaires à nos échantillons dont la moyenne du rapport (001)/(002) est de 3,33. De plus, certains échantillons présentent une raie (002) extrêmement réduite voire absente indiquant la présence de glauconite. Deconinck (1987) indique également que le matériel illitique du Purbéckien correspond à un mélange d'illite et d'interstratifiés illite/smectite de type ISII avec une proportion de feuillets gonflants inférieure à 15%. Ces résultats sont à nouveau assez similaires à ceux des échantillons de la limite FF de Coumiac.

Les sédiments du Purbéckien ne contiennent pas de quartz et se sont déposés dans des aires protégées d'arrivées en détritiques. Les illites du Purbéckien se sont donc formées dans des environnements hypersalins (où l'évaporation permet la concentration en K suffisante que pour permettre l'illitisation des smectites) selon un mécanisme d'humidification par arrivée d'eaux marines (amenant le K) et d'assèchement sous un climat chaud et à saison humide.

Figure 5.6 : Le diagramme montre la mesure en IC en $^{\circ}2\theta$ (axe Y) en regard des échantillons (axe X). La moyenne des mesures en IC montre une valeur inférieure à la limite 'higher part of high diagenetic'/'higher grade diagenetic' selon Yang et Hesse (1991) ce qui suggère des températures inférieures à 80°-100°C (figure 5.6 A). Le diagramme des indices de Shirozu (figure 5.6 B) notés W2 (axe Y) et W1 (axe X) indique que deux échantillons (KM6B et KM32 Am) ont des valeurs en IC qui doivent être considérées avec prudence. La plupart des autres échantillons présentent des valeurs en W2 qui s'écartent de la droite sans pour autant influencer la mesure en IC. L'abréviation des échantillons de Coumiac est km suivi du numéro d'échantillon.

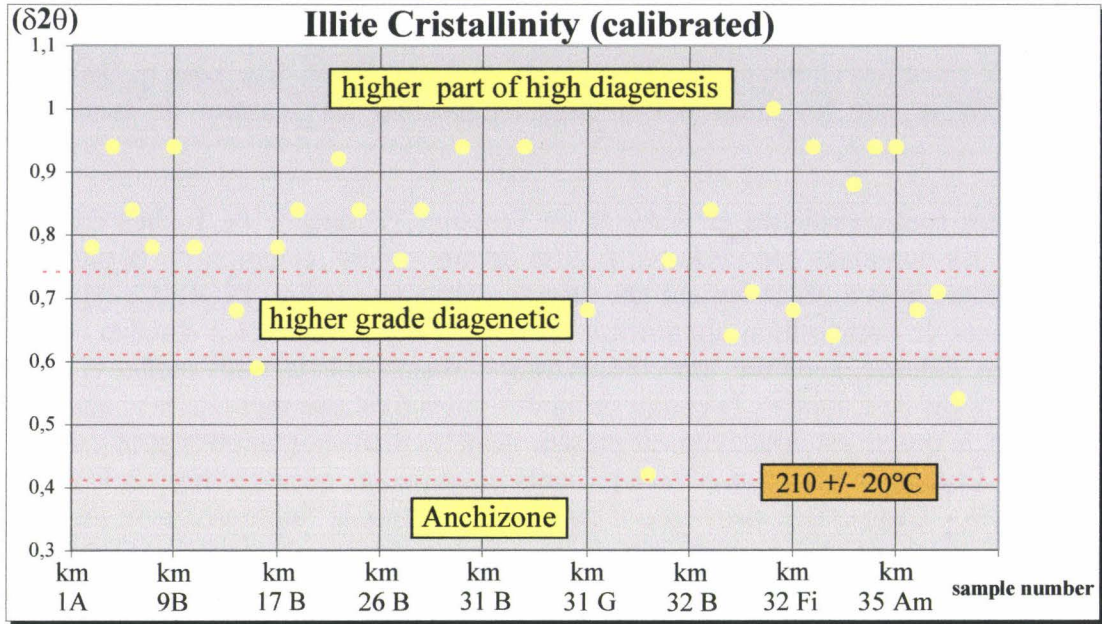


figure 5.6 A

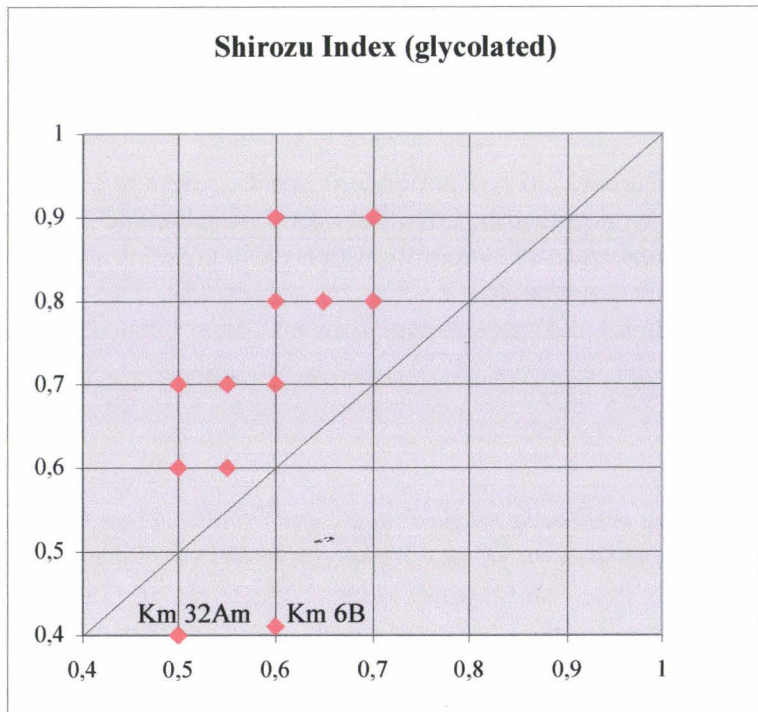


figure 5.6 B

On peut donc conclure que les illites de Coumiac se sont formées par authigenèse à partir de smectites dans des milieux confinés sous un climat chaud et humide. Le processus d'authigenèse a lieu pour des températures de surface au sein de milieux proches de l'émersion sur une plate-forme carbonatée. La présence de smectites à l'état de traces conforte ces résultats et explique l'aspect anormal des smectites sur les diffractogrammes. Le milieu de dépôt envisagé à Coumiac est situé sur une rampe carbonatée distale proche de la ZAT. Ces milieux marins profonds sont peu compatibles avec le modèle de formation des illites du Purbéckien. Un transport par les tempêtes depuis les milieux de plate-forme interne vers le large est nécessaire et pourrait être similaire à celui évoqué dans le cadre des coupes allemandes. Les tempestites sont particulièrement représentées entre les Kellwassers et pourraient également expliquer l'augmentation de kaolinite dans cet intervalle stratigraphique.

b. Relation avec le climat

La présence de kaolinite en quantités significatives (jusqu'à 30%) et de smectites en traces indiquent un climat chaud humide. Si ces minéraux sont détritiques, ils proviennent de zones continentales émergées en milieu tropical où se développaient des sols riches en kaolinites. La reconstitution paléogéographique de la Montagne Noire est très difficile suite à la structuration tectonique et n'est donc pas encore connue. Il est donc impossible de connaître la source continentale ni même de préciser où se localisaient les aires continentales émergées.

On notera que le pourcentage en kaolinite augmente à partir de la Zone à Early *rhenana* alors que la kaolinite était présente de manière ponctuelle au Frasnien Moyen. Ces données viennent conforter les interprétations climatiques (climat chaud et humide) à Steinbruch Schmidt qui présente un cortège argileux riche en kaolinite pour le même intervalle. Par ailleurs, ces interprétations climatiques confirment également la tendance générale d'un enrichissement en kaolinite au Frasnien Supérieur. En effet, des coupes en Allemagne, en France, en Espagne et en Belgique (Han, com. orale) montrent un cortège argileux qui s'enrichit en kaolinite dans la partie supérieure du Frasnien. Ce changement indique le passage d'un climat chaud aride à un climat chaud humide. Ces résultats suggèrent également l'apparition d'un 'intervalle chaud' à la transition FF comme à Steinbruch Schmidt (chap 4.2.2., paragraphe B4).

c. Relation avec l'évolution du niveau marin

Les résultats concernant la minéralogie des argiles ne montrent pas réellement de corrélations avec les données séquentielles. La diminution des pourcentages en kaolinite à la base du Famennien dans les Zones à *triangularis* correspond à un bas niveau marin et donc à une évolution régressive des microfaciès (**figure 5.3**). D'après le modèle séquentiel développé dans les coupes allemandes, l'augmentation en kaolinite se produisait au cours du bas niveau marin en relation avec une évolution régressive des microfaciès. Les observations de Coumiac sont opposées à celles de Steinbruch Schmidt et difficilement explicables en tenant compte de la succession des cortèges sédimentaires. Des analyses ultérieures devront tenter de résoudre ce point.

5.2.3. Analyse de la susceptibilité magnétique

5.2.3.1. Acquisition des mesures

L'analyse de la susceptibilité magnétique a été réalisée sur 119 échantillons, recoupant les couches de la limite FF, sur une épaisseur d'environ 30 mètres (Tableau 6 et **figure 5.7**). La gamme de temps analysée va de la fin de la Zone à *punctata* à la Zone à *rhomboidea*, c'est-à-dire la majeure partie du Frasnien Moyen, le Frasnien Supérieur et le Famennien Inférieur soit environ 6 millions d'années.

La courbe de susceptibilité est reportée en regard de la colonne lithologique. Les valeurs de susceptibilité sont les plus faibles dans le banc 24as ($18.5 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) au sein du LKH et les plus élevées à la transition entre les Zones à Middle et Late *triangularis* (soit le banc 33bs avec une valeur de $2050 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). On notera d'emblée que les valeurs sont globalement faibles dans le Frasnien et nettement plus fortes dans le Famennien. Cette tendance correspond à une évolution du 1^{er} ordre de la susceptibilité magnétique et se superpose à une évolution eustatique de 2^{ème} ordre. Cette dernière enregistre successivement une transgression au Frasnien, un haut niveau marin à la limite FF et une régression au début du Famennien.

Dans le détail, la courbe de SM montre une succession d'évolutions et d'événements qui seront commentés par la suite. Cette analyse à haute résolution devrait permettre de mieux cerner les grandes évolutions de ce paramètre et de l'utiliser pour des corrélations chronostratigraphiques à plus grande échelle.

L'augmentation de la susceptibilité à la base de la coupe correspond à l'évolution 1 démarant à $190 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ et culminant à $665 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ (événement A de la coupe de Coumiac). Par après, une tendance décroissante (évolution 2) renferme trois petites évolutions décroissantes notées successivement 2a, 2b et 2c. Les valeurs de susceptibilité chutent jusqu'à $41.2 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ (fin de l'évolution 2) avant d'augmenter de manière brutale (évolution 3) à $1360 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ (événement B). Ce dernier se poursuit successivement par une chute brutale (évolution 4) et par une nouvelle augmentation importante (évolution 5) de la SM jusqu'à $1290 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ (événement C).

L'événement B se marque vers la fin de la Zone à Late *hassi* (banc 14 b) et l'événement C (banc 17b) est enregistré à la base de la Zone à *jamiae*. Remarquons que les événements B et C correspondent à un intervalle où l'échantillonnage est plus large ce qui peut expliquer les variations très abruptes de la susceptibilité.

La SM chute à nouveau brutalement (base de l'évolution 6) à des valeurs de $82.5 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Cette décroissance se poursuit au cours de l'évolution 6 pour aboutir à des valeurs faibles de SM ($19.0 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Succédant à cette diminution de la SM, on observe, avant le LKH, une brève augmentation significative des valeurs (événement X1) avant de chuter à nouveau (évolution 7) aux valeurs les plus faibles de la coupe au sein du LKH (événement D). L'évolution 8 montre une légère augmentation des valeurs après le LKH. Faisant suite, une nouvelle décroissance des valeurs correspondant à l'évolution 9 suivie par une légère augmentation des valeurs culminant à $457 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ avant l'UKH (événement X2). La susceptibilité magnétique est plus élevée tout au long de l'événement X2 y compris dans le banc 31f juste avant l'UKH. Le dernier banc Frasnien (UKH) enregistre lui une diminution très importante (évolution 10) de la SM depuis des valeurs de $441 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ (banc 31f) à $32.9 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ (banc 31g) et correspond à l'événement G. Une légère décroissance se manifeste depuis la limite FF jusqu'à la base de la Zone à Middle *triangularis* (évolution 11).

Celle-ci marque le démarrage d'une évolution croissante très forte des valeurs de susceptibilité (évolution 12) qui culmine à $2050 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ vers la fin de la Zone à *Middle triangularis*. Une chute brutale des valeurs se marque au passage à la Zone à *Late triangularis*. Une nouvelle augmentation forte des valeurs correspond à l'évolution 13 et aboutit à des valeurs de $1710 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. Celle-ci souligne l'événement I auquel succède l'évolution 14 qui montre une diminution vers des valeurs de $974 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$.

5.2.3.2. Interprétation des mesures

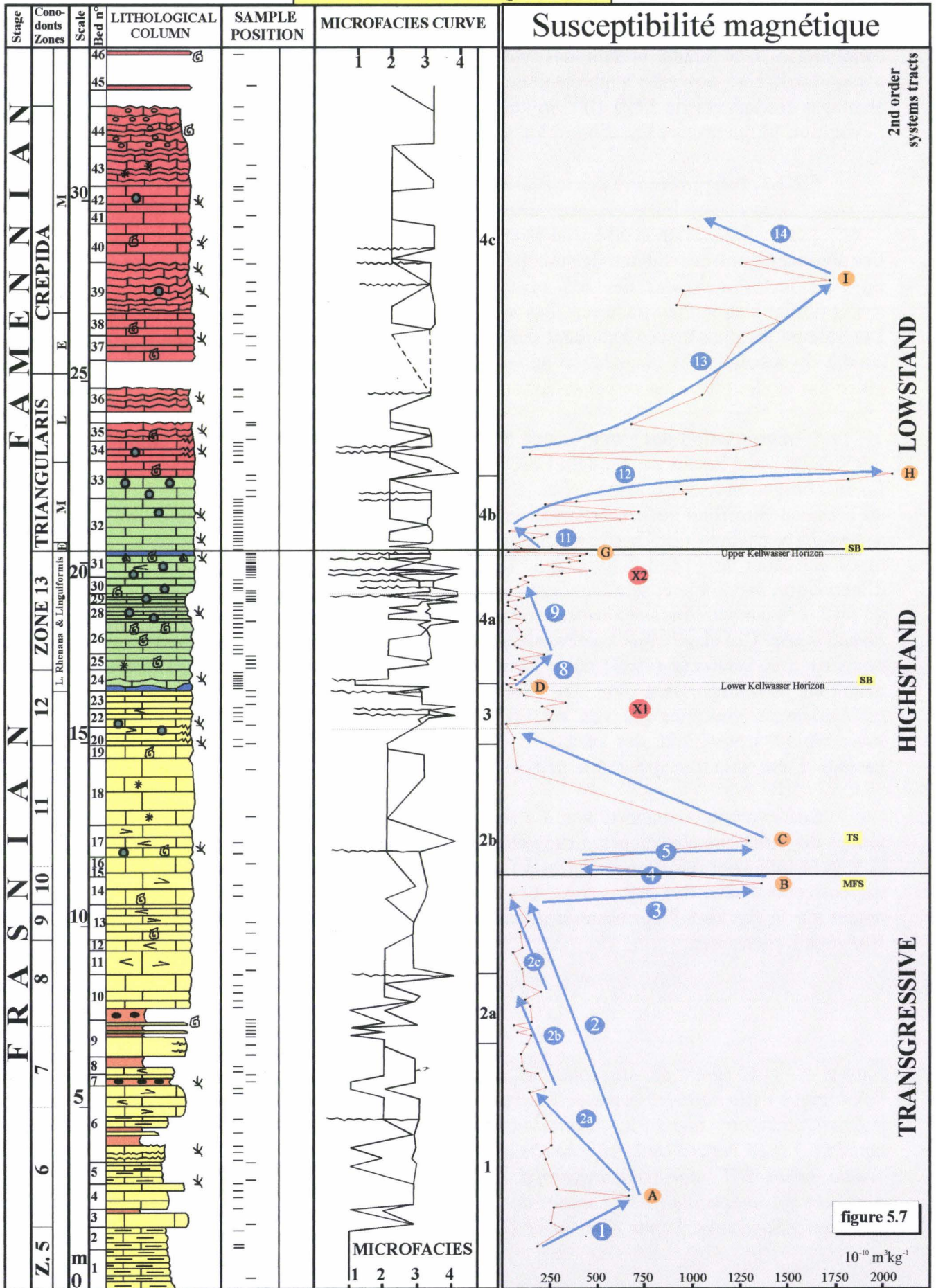
Les évolutions de la SM sont interprétées selon les principes énoncés au chapitre 3. Les augmentations des valeurs de susceptibilité correspondent à des régressions. Les valeurs les plus fortes indiquent des bas niveaux marins. Les évolutions décroissantes de la susceptibilité magnétique traduisent des augmentations du niveau marin (ou transgressions). Les valeurs les plus basses indiquent des hauts niveaux marins. La manière dont évolue la courbe de susceptibilité magnétique au sein d'une coupe indique le taux (ou la vitesse) du processus ou des processus responsables du changement observé.

L'interprétation des variations de la courbe de susceptibilité au premier ordre montre des valeurs assez basses au cours du Frasnien Moyen. Ces valeurs augmentent fortement à la fin du Frasnien Moyen (transition entre la Zone à *Late hassi* et la Zone à *jamiae*). Les valeurs au Frasnien Supérieur restent relativement basses après une décroissance rapide de la SM suggérant le passage d'un cortège transgressif à la base de la coupe à celui de haut niveau marin au cours du Frasnien Supérieur. La transition entre les deux indiquerait la surface d'inondation maximale et serait souligné par ces variations abruptes de la SM dans les bancs 14 à 17. L'augmentation assez nette des valeurs à la base du Famennien traduirait la chute du niveau marin. Ces observations s'accordent avec la courbe eustatique de Johnson *et al.* (1985) et Johnson et Sandberg (1988) où le passage FF correspond à un haut niveau marin et au maximum de transgression connu du Dévonien. L'importance de la régression au Famennien est également soulignée par ces auteurs. On visualise donc à l'échelle du 1^{er} ordre de susceptibilité magnétique des variations eustatiques de 2^{ème} ordre, dans le cas présent, le passage d'une série transgressive à un système régressif.

Les évolutions magnétiques à l'échelle du 2^{ème} ordre de SM sont interprétées en termes de variations eustatiques. Les évolutions décroissantes 2 (subdivisée en 2a, 2b, 2c) 4, 6, 9 et 14 indiquent des transgressions à l'inverse des évolutions croissantes 3, 5, 8, 12 et 13 qui correspondent à des régressions. Les séquences décroissantes 7 et 10 qui ne sont pas notées sur la **figure 5.7** correspondent à des diminutions importantes de la SM au sein des Horizons Kellwassers.

Figure 5.7 : Mesures de susceptibilité magnétique reportées en regard de la colonne lithologique de la carrière haute de Coumiac d'après Préat et al. (1998-modifié). La courbe magnétique montre une série d'évolutions notées (1 à 14) ainsi qu'une série d'événements notés (A à I) en regard de la courbe des microfaciès. Abréviations : HST : cortège de haut niveau marin, TST : cortège transgressif, LST : cortège de bas niveau marin, MFS : surface d'inondation maximale, SB : limite de séquence, Upper Kellwasser Horizon : Horizon Kellwasser Supérieur, Lower Kellwasser Horizon : Horizon Kellwasser Inférieur.

COUMIAC UPPER QUARRY



Ceux-ci enregistrent les valeurs les plus basses de la CSM. Les valeurs très élevées de susceptibilité au cours des évolutions 3 et 5 indiquent respectivement la présence d'une surface d'inondation maximale ainsi qu'une surface de transgression. Une comparaison des évolutions de la courbe de SM avec celles de la coupe de Steinbruch Schmidt et les interprétations séquentielles données au chapitre 4.2.3 servira de cadre à l'interprétation des fluctuations du signal magnétique. Celles-ci seront interprétées en terme de fluctuations du niveau marin.

Ces résultats indiquent la fin d'une régression tout à la base de la coupe (évolution 1). Celle-ci se poursuivrait par une grande transgression correspondant à un cortège transgressif subdivisé en trois évolutions de plus petite échelle. L'augmentation de la SM (évolution 3) correspondrait à la surface d'inondation maximale qui sépare le cortège transgressif du cortège de haut niveau marin matérialisé par la chute des valeurs (évolution 4). Une nouvelle croissance abrupte des valeurs correspondrait à une régression très rapide et soulignerait un bas niveau marin. La valeur maximale constituerait la surface de transgression marquant la fin du bas niveau marin. L'évolution décroissante des valeurs jusqu'au LKH correspondrait à un cortège transgressif. Les valeurs très basses enregistrées au cours de LKH correspondent à un cortège de haut niveau marin. Une petite évolution croissante puis décroissante des valeurs soulignerait respectivement un petit cortège de bas niveau marin surmontant le LKH et le cortège transgressif qui se poursuit jusqu'au UKH. Celui se marque à nouveau par des valeurs très basses qui indiquent un haut niveau marin.

Il faut noter ici la présence de fluctuations positives de la SM de manière similaire dans les bancs qui précèdent les Horizons Kellwassers (notées X1 et X2). Ces fluctuations sont difficilement interprétables en termes de variations bathymétriques sur base du modèle séquentiel des coupes allemandes. En effet, il faudrait y voir des évolutions régressives au cours de cortèges transgressifs. Crick et Ellwood (1997), lors d'une étude des variations de la SM dans les bancs ceinturant la transition FF à Coumiac, avaient déjà observé ce phénomène. Ils interprètent le passage de valeurs élevées avant l'UKH à des valeurs très basses au cours de l'UKH comme une augmentation du niveau marin. L'analyse magnétique de Crick et Ellwood (1997) commence au banc 31e, or l'augmentation de la SM se situe dans les bancs 30 et 31, au sommet d'une évolution décroissante des valeurs. De mon point de vue, ces évolutions positives des fluctuations de SM sont liées au développement de hardgrounds riches en fer et manganèse. Ces niveaux contribuent à augmenter de manière légère le signal magnétique. On remarquera sur la **figure 5.7**, l'excellente corrélation entre les horizons X1 et X2 où la susceptibilité magnétique augmente et la présence de nombreux hardgrounds. Ces derniers étant concentrés principalement sous les Kellwassers. Ce type d'évolution de la SM correspond à des fluctuations de 3^{ème} ordre de la SM. Elles sont locales et propres à la coupe de Coumiac et ne représentent pas des fluctuations eustatiques.

Par contre, au Famennien, une légère évolution décroissante des valeurs indiquerait encore une phase de transgression. On notera que cette évolution est également enregistrée à la base du Famennien de Steinbruch Schmidt. Cette évolution recouvre la Zone à Early *triangularis* et partiellement la Zone à Middle *triangularis*. Le sommet de l'évolution 11 marque la transition avec l'évolution 12 qui correspond à une augmentation très importante des valeurs de SM et qui soulignerait une diminution du niveau marin culminant au sommet de la Zone à Middle *triangularis*. Cette évolution se corrèle bien avec celle de Steinbruch Schmidt qui montre également une augmentation de la susceptibilité dans ce même intervalle. Dans le modèle de Steinbruch Schmidt, les évolutions 11 et 12, transgressive puis fortement régressive, se corrélaient respectivement avec un cortège de bas niveau marin et un cortège transgressif. Les évolutions de la SM et de celles des cortèges sédimentaires sont donc

totallement opposées. Le même processus observé à Steinbruch Schmidt semble donc présent à Coumiac et montre une forte augmentation des valeurs de SM à partir de la Zone à Middle *triangularis*. Les évolutions de la SM au Famennien ne se corréleront donc plus avec l'analyse séquentielle. Après une chute abrupte de la susceptibilité magnétique, l'évolution croissante de la SM (évolution 13) se poursuit jusque dans la Zone à Middle *crepida* (événement I). Ces augmentations très fortes de susceptibilité indiquent un changement dans l'origine du signal. Comme nous l'avons observé pour la coupe de Steinbruch Schmidt, l'origine du signal pour les calcaires est très complexe puisque la susceptibilité tient compte des différents minéraux diamagnétiques (quartz, calcite, kaolinite, illite..) qui diminuent le signal ; des minéraux paramagnétiques (pyrite ou minéraux des roches magmatiques...) qui l'augmentent faiblement et enfin des minéraux ferromagnétiques tels que la magnétite, l'hématite ou la goéthite qui l'augmentent fortement. Dans le cas de la série de Coumiac les minéraux paramagnétiques peu représentés n'influencent pas ou peu le signal.

La comparaison de la susceptibilité magnétique avec les données issues de la minéralogie des argiles montre que le signal magnétique n'est pas liée à un minéral argileux (illite ou kaolinite) et encore moins aux minéraux présents à l'état de traces. En effet, les variations de susceptibilité magnétique évoluent de manière radicalement opposée à celles du pourcentage en kaolinite ou en illite. Le quartz et la calcite ont évidemment une influence sur le signal magnétique de la coupe. Celle-ci essentiellement carbonatée et homogène implique que l'abondance de ces minéraux ne peut expliquer les variations croissantes abruptes ou graduelles de susceptibilité magnétique. Les minéraux diamagnétiques ne gouvernent donc pas les évolutions de la SM et il faut donc rechercher l'origine du signal dans les minéraux ferromagnétiques tels que la magnétite. On notera que ce dernier minéral gouverne souvent le signal magnétique dans les séries du Dévonien (Crick et Ellwood, 1997 ; Crick *et al.*, 1997) ou dans les sédiments du Quaternaire (Colin *et al.*, 1998, Lean et Cave, 1998) et qu'il est détritique. Notons que la magnétite est indécélable dans les diffractogrammes puisque son abondance est très faible et qu'elle est suspectée à Steinbruch Schmidt pour expliquer les variations de susceptibilité observées.

L'augmentation vers des valeurs élevées de susceptibilité est très nette et graduelle au Famennien. Cette augmentation est à relier à la quantité de minéraux ferromagnétiques (i.e. la magnétite) qui augmente avec la fraction détritique. Cette augmentation du pourcentage en minéraux magnétiques est donc à mettre en relation avec un processus majeur à la source : la quantité de minéraux détritiques augmente en règle générale au cours des intervalles régressifs. Une régression est envisagée à l'échelle du 1^{er} ordre de SM (2^{ème} ordre eustatique) mais le caractère régressif ne s'accorde pas avec les variations eustatiques de 3^{ème} ordre. L'apport en éléments détritiques est donc tellement important que les variations eustatiques sont complètement masquées. Quel est donc le processus majeur à la source de cet afflux de minéraux détritiques à la base du Famennien ?

En général, deux facteurs indépendants contrôlent l'apport de minéraux riches en fer au domaine marin : l'intensité de l'érosion induite par le climat et les réajustements du niveau de base à travers soit les variations du niveau marin soit les mouvements tectoniques. Ces derniers induisent en effet des changements d'altitude d'une région par rapport au niveau marin. Les variations du niveau marin sont pour Crick *et al.* (1997) responsables des variations d'amplitude de la SM reportées à la limite Eifélien-Givétien. Des variations tectoniques devraient induire des variations importantes de susceptibilité magnétique observables à grande échelle et surtout entre différentes coupes disposées dans des positions paléogéographiques très différentes (pélagiques à néritiques).

Les fortes valeurs de susceptibilité observées à la base du Famennien seraient donc liées à une augmentation de la fraction lithogénique et donc à l'apport détritique délivré au système marin suite à une reprise des processus d'érosion en milieu continental, eux-même en relation avec une variation climatique ou avec des mouvements tectoniques de grande ampleur. L'analyse du problème à Steinbruch Schmidt nous a conduit à prendre en compte un événement tectonique car les changements climatiques sont significatifs uniquement à la fin du Famennien.

L'arrivée de détritiques à Steinbruch Schmidt serait en relation avec l'émersion de zones continentales durant une phase compressive de l'orogénèse bretonienne qui affecte la partie sud du système géosynclinal varisque (Ziegler, 1990). Le substratum de ces zones émergées est composé de roches sédimentaires et volcaniques affectées d'un métamorphisme régional datant du calédonien. Ces roches constituent ainsi une source majeure de magnétites pour Steinbruch Schmidt. Il semble difficile d'imaginer que ces zones émergées constituent également la source d'arrivée de détritiques à Coumiac. Cette coupe ne présente aucune connexion avec le bassin rhénan et la source reste de plus difficilement localisable d'un point de vue paléogéographique vu le degré de complexité structural de la région de la Montagne Noire. Un événement tectonique d'ampleur plus importante pourrait être à la source de l'arrivée massive de détritiques au Famennien.

L'orogénèse acadienne qui provoque des surrections dans la chaîne des Appalaches constituerait une source pourvoyeuse de minéraux détritiques à l'échelle de plusieurs bassins. Cette orogénèse semble active à la fin du Dévonien Supérieur (Rogers, 1993) et correspond à la collision de l'Afrique et des microplaques de l'océan Iapétus avec la marge continentale d'Amérique du Nord. L'orogénèse se caractérise par un magmatisme important, un métamorphisme très élevé ainsi que par l'accrochage de fragments de plaques africains et de complexes d'arcs volcaniques. Ces mouvements tectoniques compressifs semblent affecter la marge Est d'Amérique du Nord. Le manque de données de la littérature ne nous permet pas de trancher actuellement. Des analyses magnétiques sur de nouvelles coupes en Europe et en Amérique du Nord du Famennien devraient permettre de préciser l'extension géographique et stratigraphique du phénomène caractérisé par de fortes valeurs de susceptibilité magnétique.

5.2.4. Analyse des isotopes du carbone et de l'oxygène

5.2.4.1. Description des mesures

71 échantillons ont été prélevés dans la coupe de Coumiac (carrière haute) sur une épaisseur d'environ 30 mètres. Les échantillons ont été sélectionnés après analyse pétrographique dans les niveaux carbonatés comportant des micrites pures et homogènes.

Figure 5.8 : Les valeurs isotopiques en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ sont reportées en regard de la colonne lithologique de Coumiac d'après Prétat et al. (1998, modifié). Abréviations : Upper Kellwasser : Kellwasser Supérieur, Lower Kellwasser : Kellwasser Inférieur, FF : limite FF.

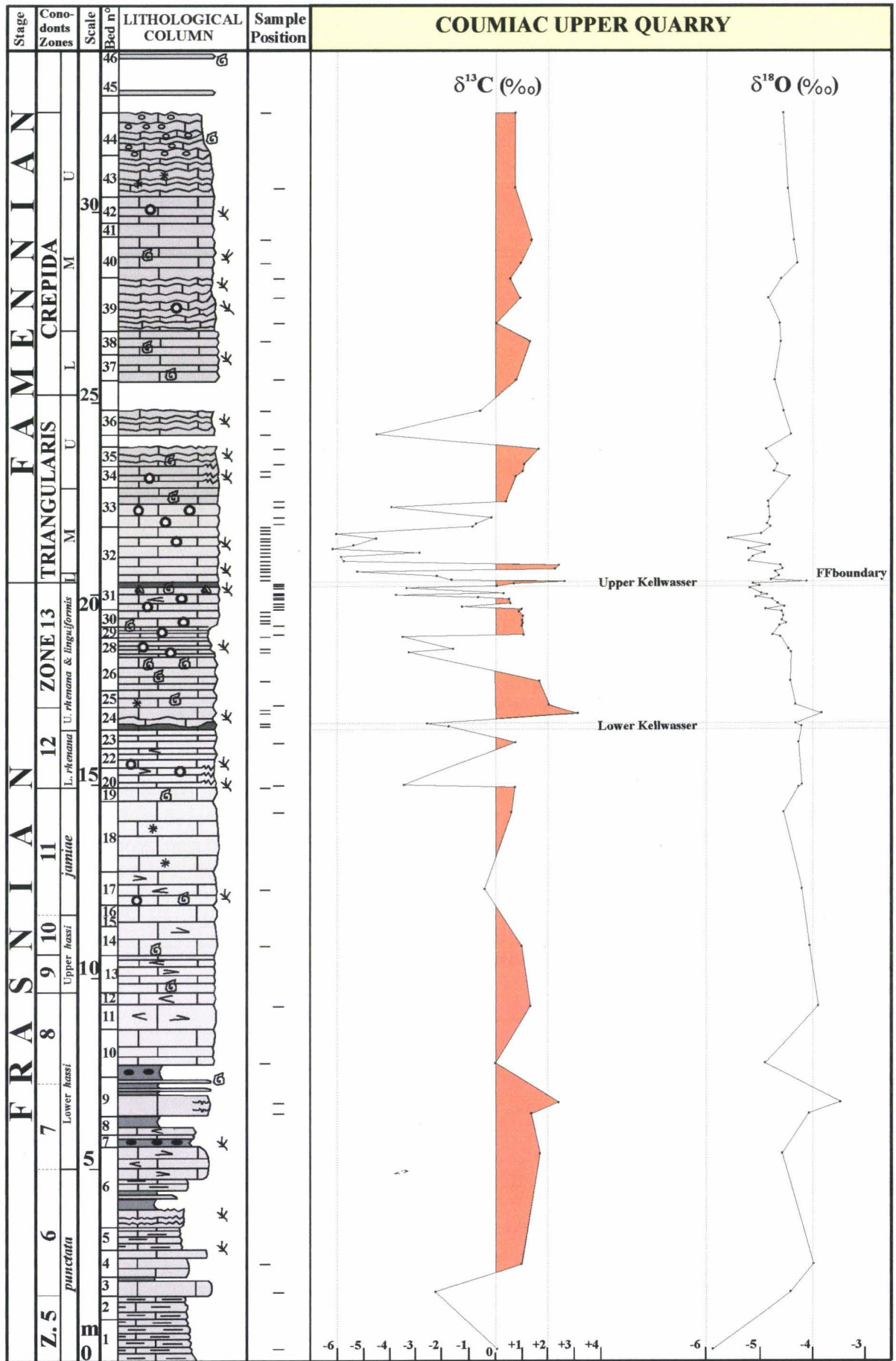


figure 5.8

Ces échantillons ont été analysés avec un spectromètre de masse Finnigan Mat Delta E au Laboratoire des isotopes stables de la Vrije Universiteit of Brussel. Les données isotopiques sont reportées au Tableau 7.

Les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ restent en grande partie supérieures à 0 ‰ et atteignent 2.245 ‰ dans l'échantillon 9b (**figure 5.8**). Ces valeurs sont observées depuis la base de la coupe jusqu'au LKH. Quelques échantillons présentent des valeurs négatives au cours de cet intervalle (échantillon 3A, 10A, 17B et 20). Les échantillons prélevés au sein du LKH présentent des valeurs négatives (24AI et 24As respectivement de -1.759 ‰ et de -2.525 ‰). Une évolution négative du $\delta^{13}\text{C}$ est donc observée au sein du LKH. Les valeurs sont à nouveau positives juste après le LKH et atteignent 3.139 ‰ (éch. 24DS). Les valeurs isotopiques entre les Kellwassers oscillent fortement entre des valeurs positives (environ 1 ‰) et des valeurs négatives (minimum de -3.791 ‰). Les valeurs deviennent positives dans le banc précédant l'UKH (0.036 ‰), augmentent au sein de l'UKH (0.694 ‰) et sont maximales au sein de la mince croûte de fer à la base du Famennien (2.636 ‰). Les valeurs chutent au sein du premier banc Famennien (i.e. 32A à -5.216 ‰) avant de remonter à des valeurs positives au sein du banc 32B (moyenne de 2.3 ‰). Les valeurs chutent à nouveau de manière très importante jusqu'au sommet du banc 33. La valeur minimale enregistrée au cours de cet intervalle est de -6.143 ‰. Les valeurs sont donc extrêmement basses au cours des Zones à Early et Middle *triangularis*. Les échantillons de la Zone à Late *triangularis* et de la Zone à *crepida* sont positives aux alentours de 1 ‰ exception faite des échantillons du banc 36. La coupe montre donc des valeurs assez homogènes et positives interrompues à partir de la fin du Frasnien et au début du Famennien par de très fortes oscillations et par un épisode très négatif en $\delta^{13}\text{C}$ au cours des Zones à Early et Middle *triangularis*.

Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ sont au contraire fort homogènes se situant essentiellement entre -6 et -4 ‰. Aucune différence n'est observée entre les échantillons du Frasnien et du Famennien. La base du Famennien montre les valeurs les plus négatives en $\delta^{18}\text{O}$ (i.e. -5.588 ‰). Tout au plus, peut-on apercevoir une légère tendance décroissante des valeurs depuis des échantillons avant le LKH (-4.279 ‰) jusqu'à l'échantillon 32 ES (-5.588 ‰). On notera cependant que cette fluctuation est minime et équivaut à un peu plus de 1 ‰. Les valeurs reviennent directement à des valeurs moins négatives (en moyenne proche de -4.6 ‰) au cours du Famennien Inférieur.

5.2.4.2. Discussion des résultats

Les valeurs isotopiques (**figure 5.9**) des échantillons de Coumiac sont comparées avec celles de Hurley et Lohmann (1989) au sein d'un diagramme binaire (axe X - $\delta^{13}\text{C}$ et axe Y - $\delta^{18}\text{O}$) donnant les signatures marines de l'océan à la limite FF. Ces signatures isotopiques proviennent d'échantillons du 'Canning Basin' en Australie et correspondent à des sédiments récifaux du Frasnien et du Famennien. La signature caractéristique des $\delta^{18}\text{O}$ (-4.5 ± 0.5 ‰) et $\delta^{13}\text{C}$ (2.0 ± 0.5 ‰) y correspond à la signature isotopique de ciments non luminescents en milieu marin ouvert, de brachiopodes et de stromatolites subtidaux. Ces données isotopiques témoignent d'une diagenèse précoce pour les ciments.

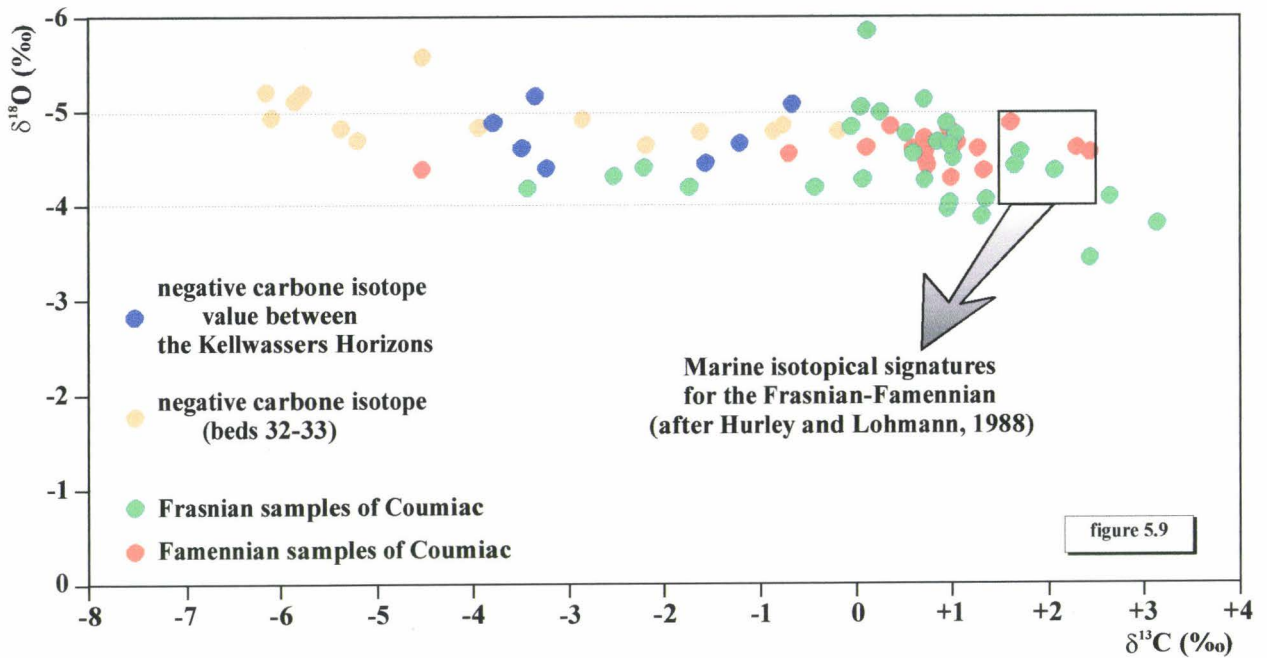


Figure 5.9 : Les valeurs isotopiques de Coumiac sont comparées avec celles de Hurley et Lohmann (1989) au sein d'un diagramme binaire (axe X – $\delta^{13}\text{C}$ et axe Y – $\delta^{18}\text{O}$). Les données de Hurley et Lohmann (1989) correspondent aux signatures marines de l'océan à la limite FF. Les échantillons ont été divisé en quatre groupes : Frasnien, Famennien, les échantillons entre les Horizons Kellwassers dont les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont négatives et les échantillons à la base du Famennien (bancs 32 et 33) avec des valeurs négatives en $\delta^{13}\text{C}$.

Les résultats montrent qu'une série d'échantillons correspond aux valeurs isotopiques marines de l'océan Dévonien à la limite FF. Pour plus de facilité, les échantillons ont été divisé en 4 groupes : les échantillons du Frasnien, les échantillons du Famennien, les échantillons appauvris en $\delta^{13}\text{C}$ entre les Kellwassers et les échantillons appauvris en $\delta^{13}\text{C}$ de la base du Famennien (bancs 32 et 33). Les valeurs de l'oxygène restent globalement dans la fourchette des signatures marines de cette même époque. Par contre, les valeurs en carbone chutent au cours du Frasnien et plus encore au cours du Famennien. Seul le carbone montre une évolution indiquant un appauvrissement très important par rapport aux valeurs de l'océan marin dévonien. L'analyse de ces données montre très clairement l'absence de covariance entre les mesures isotopiques du carbone et de l'oxygène. Ces premiers résultats suggèrent donc que les sédiments analysés n'ont pas été altérés significativement par une diagenèse d'enfouissement (Jenkyns et Clayton, 1986).

L'anomalie très négative en carbone des échantillons de Coumiac observée de manière ponctuelle le long de la coupe ou de manière plus forte à la base du Famennien est-elle reliée à un processus diagénétique? Pour tenter de répondre à cette question, il est important de comparer en premier lieu ces résultats avec les données dont nous disposons déjà, à savoir les mesures d'IC, de CAI, les données géochimiques et ensuite avec les données isotopiques de la littérature.

a) comparaison sur base des données des argiles et du CAI entre les coupes de Coumiac et de Steinbruch Benner.

L'étude des IC des argiles réalisée sur les deux coupes permet de cerner l'évolution diagenétique en regard des mesures isotopiques.

Les IC des échantillons de Steinbruch Benner présentent une valeur moyenne de 0,42, indiquant la transition entre diagenèse et anchizone (diagramme A, **figure 4.14**). Les valeurs des IC suggèrent des températures proches de $210^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$. La valeur des indices d'altération des conodontes (CAI) de Steinbruch Benner est de 3,5 selon Königshof (1992), soulignant des températures comprises entre 110 et 300°C (moyenne de 205°C). La gamme de température proposée pour un CAI de 3.5 est donc très similaire à celle déduite de la mesure des IC.

La valeur moyenne (0.76) des IC de Coumiac implique des températures peu élevées (< à $80\text{-}100^{\circ}\text{C}$) également suggérées par l'indice d'altération des conodontes < 2 à 2.5 (Girard et Albarède, 1996). Dans ce cas, la gamme de température varie entre 60 et 140°C (soit une moyenne de 100°C) selon Epstein et al. (1977).

Les gammes de température de Coumiac sont donc basses et confirment l'influence d'une diagenèse précoce à modérée au cours de l'enfouissement. Ces premières données indiquent donc la bonne préservation de la série de Coumiac dont les valeurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ sont toujours restées celles de l'océan marin à la limite FF. La diagenèse de la coupe de Steinbruch Benner est, par contre, nettement plus avancée comme l'indique les valeurs en CAI et en IC proches de l'anchizone. Ceci permet d'expliquer les valeurs plus négatives des $\delta^{18}\text{O}$ observées à Steinbruch Benner par Buggisch (1991) qui donne, pour le même intervalle stratigraphique, des valeurs comprises entre -6.5 et -8 ‰. Ces valeurs, également mesurées sur les micrites les plus homogènes au sein d'échantillons riches en carbonates, sont donc très inférieures à nos mesures. Les valeurs en carbone, par contre, sont similaires aux valeurs positives de Coumiac, nettement positives et comprises entre +0.5 à +3.5 ‰.

b) interprétation des données isotopiques

Jenkyns et Clayton (1996) rapportent une diminution simultanée de 3 ‰ des valeurs isotopiques en $\delta^{13}\text{C}$ et en $\delta^{18}\text{O}$ au sein de "black shales" dans une série pélagique du Jurassique d'Italie. Cette diminution est liée à des processus ayant affecté la composition des carbonates au cours de la diagenèse précoce comme l'indique la corrélation positive des $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$. Ces auteurs suggèrent que les excursions négatives en $\delta^{13}\text{C}$ sont liées à un processus d'oxydation bactérien de la matière organique. La diminution en $\delta^{18}\text{O}$ est interprétée, quant à elle, comme le résultat d'une précipitation au cours de l'enfouissement à partir de fluides de températures élevées ou par précipitation à partir d'eaux météoriques appauvries en ^{18}O . Jenkyns et Clayton (1996) réfutent la dernière hypothèse car il est difficile d'imaginer la pénétration d'eau météorique au sein du domaine pélagique.

Les données de Jenkyns et Clayton (1996) montrent une diminution simultanée des $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$. Or l'intervalle de la base du Famennien de Coumiac qui montre les valeurs les plus négatives en $\delta^{13}\text{C}$ ne se corrèle pas avec des valeurs très négatives en $\delta^{18}\text{O}$. En effet, les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ restent globalement homogènes tout au long de la coupe. Chaque chute du $\delta^{13}\text{C}$ ne s'accompagne pas d'une diminution du $\delta^{18}\text{O}$. Une légère diminution de 1 ‰ est observée depuis le LKH jusqu'au banc 32. Or il est bien connu que le signal isotopique de l'oxygène est particulièrement affecté durant la diagenèse d'enfouissement et au cours du métamorphisme (Scholle et Arthur, 1980 ; Killingley, 1983 et Buggisch, 1991). Les $\delta^{18}\text{O}$ de Coumiac sont caractéristiques des valeurs de l'océan marin dévonien. Les données suggèrent

donc que les sédiments de Coumiac n'ont été influencés ni par une diagenèse d'enfouissement ni par un métamorphisme.

Les $\delta^{18}\text{O}$ de Coumiac reflètent donc un signal non altéré. Comparons nos données avec les mesures $\delta^{18}\text{O}$ prélevés sur des coquilles de brachiopodes. En effet, ces derniers constituent une référence pour les mesures isotopiques car la composition en LMC (Low Magnesian Calcite) de la coquille offre une meilleure résistance aux altérations diagénétiques comparée à celle de tous les autres composants carbonatés. Les brachiopodes constituent, par ailleurs, un groupe du benthos très ubiquiste dans les séries marines peu profondes du Paléozoïque (Popp *et al.*, 1986, Grossman *et al.*, 1993).

L'analyse des isotopes de l'oxygène sur des coquilles de brachiopodes bien préservés donnent des valeurs variant de -6 à -10 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ au cours du Frasnien et du Famennien (Brand, 1989). Ces brachiopodes qui proviennent de séries d'Europe et d'Amérique du Nord montrent sensiblement les mêmes évolutions au cours de la transition FF. Des valeurs de -6 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ sont également rapportées par Popp *et al.* (1986) pour les couches d'âge FF. Ces données proviennent de l'analyse de brachiopodes non luminescents et résultent d'une compilation des données de la littérature. L'ensemble de ces données isotopiques indiquent des valeurs sensiblement plus négatives que celles obtenues à Coumiac sur des micrites. Ces dernières sont donc particulièrement bien préservées car les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ sont moins négatives que celles issues de l'analyse des brachiopodes. Ces données confirment donc la bonne préservation des micrites de Coumiac. La coupe de Coumiac ayant déjà fait l'objet d'analyses isotopiques par d'autres auteurs, il est alors important de comparer nos mesures avec celles de la littérature.

Goodfellow *et al.* (1988) ont rapporté à Coumiac, un enrichissement en Co, Sb, Fe et Ni dans un intervalle de 40 à 130 cm au-dessus de la limite FF. Ces teneurs semblent liées au développement de minéralisations secondaires dans de petites fractures associées à une faille mineure. Ces conclusions ne s'accordent ni avec nos observations de terrain ni avec les données de la littérature qui ne mentionnent en aucune façon la présence d'une faille et de veines minéralisées dans les bancs surmontant la limite FF. Par ailleurs, ces auteurs indiquent des valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ qui diminuent 20 cm après la limite jusqu'à -2 ‰ et restent, ensuite, négatives pendant au moins 1 m. Ces valeurs sont interprétées comme le résultat d'une réduction majeure de la biomasse. Les valeurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ diminuent légèrement 10 cm après la limite et restent basses pendant 60 cm avant de remonter. Cette évolution pourrait indiquer selon ces auteurs un réchauffement des eaux océaniques. Ces mesures montrent donc un appauvrissement en $\delta^{13}\text{C}$ à la base du Famennien mais les valeurs sont moins négatives que celles de notre étude. La tendance dessinée ici pour l'oxygène à la base du Famennien se rapproche de nos résultats. Il n'en reste pas moins que nos valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont nettement plus négatives à la base du Famennien.

Des analyses du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ ont été réalisées par Joachimski et Buggisch (1993) sur des micrites riches en calcite ($>$ à 90%) dans plusieurs coupes en Europe à la limite FF. Les résultats pour Coumiac montrent que les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont généralement positives excepté de nombreux pics faiblement négatifs. La valeur de $+1$ ‰ en $\delta^{13}\text{C}$ constitue le background pour la transition des Zones Early *rhenana* à *crepida*. Les valeurs diminuent et deviennent négatives au cours de la Zone à Middle *triangularis*. A Coumiac, l'altération de surface semble responsable de la diminution des valeurs en $\delta^{13}\text{C}$. Les valeurs publiées par Joachimski et Buggisch (1993) sont positives à la base du Famennien mais correspondent à

des échantillons prélevés dans la carrière basse (Joachimski, com pers.). Ces auteurs avaient l'impression sur base de l'observation pétrographique de Coumiac (carrière haute) que ceux-ci présentaient des traces importantes d'altération de surface. Celles-ci étant particulièrement fortes à la transition FF. Ces données confirment la tendance négative du $\delta^{13}\text{C}$ à la base du Famennien mais ne sont pas comparables avec les valeurs obtenues dans le cadre de notre étude.

Quelles sont donc les causes qui peuvent provoquer une forte diminution en $\delta^{13}\text{C}$ dans les sédiments? Et quels sont les processus permettant des diminutions en $\delta^{13}\text{C}$ sans affecter les valeurs isotopiques de l'oxygène?

L'appauvrissement en $\delta^{13}\text{C}$ reflète probablement des changements dans le réservoir de carbone des eaux de surface comme c'est le cas à la limite Crétacé/Tertiaire (Zachos et Arthur, 1986). Ce réservoir est dominé par le carbone de la biomasse planctonique, et des changements isotopiques en $\delta^{13}\text{C}$ devraient refléter donc logiquement les variations de la biomasse planctonique (Magaritz, 1989). Trois modèles expliquent la diminution en $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissous dans les eaux de surface océanique :

- diminution de la fertilité de la biomasse dans les eaux de surface océanique (modèle de l'océan improductif ou 'Strangelove ocean' de Hsü *et al.*, 1985),
- augmentation de l'oxydation du carbone inorganique sur les continents et les plates-formes émergées lors des baisses du niveau marin (Berger et Vincent, 1986 ; Holser et Magaritz, 1987)
- mélange rapide de la colonne des eaux océaniques amenant à la surface des eaux profondes froides, anoxiques et appauvries en $\delta^{13}\text{C}$ (Holser, 1977).

Des diminutions en $\delta^{13}\text{C}$ caractérisent les transitions Précambrien/Cambrien en Sibérie et en Iran ainsi que les sédiments à la transition Permien/Trias et à la limite Crétacé/Tertiaire (Magaritz, 1989). Ces évolutions se traduisent par des valeurs négatives en $\delta^{13}\text{C}$ qui ne dépassent pas -2.2‰ quelle que soit la transition analysée (Magaritz, 1989). Cet auteur relie les diminutions en $\delta^{13}\text{C}$ à celles de la productivité planctonique. Le minimum de productivité se superpose aux valeurs minimales en $\delta^{13}\text{C}$ qui s'observent juste après les limites Permien/Trias et Crétacé/Tertiaire c'est-à-dire juste après les événements d'extinctions en masses des organismes. Les $\delta^{13}\text{C}$ augmentent, par la suite, dans la plupart des coupes. Ces évolutions indiqueraient donc une reprise de la productivité océanique et une augmentation de la biomasse suite à l'apparition de nouvelles faunes. Le délai observé entre les valeurs minimales en $\delta^{13}\text{C}$ et le démarrage marquant le retour vers des valeurs plus positives traduirait l'intensité de la crise. La limite Permien/Trias correspond à un laps de temps assez long pendant lequel le $\delta^{13}\text{C}$ n'augmente pas. Ces résultats témoignent de la sévérité de la crise biologique.

Il serait donc tentant d'expliquer l'anomalie négative de la base du Famennien par une diminution abrupte de la productivité océanique comme le suggérait déjà Goodfellow *et al.*, (1988). Cette hypothèse va cependant à l'encontre des données de Buggisch (1991) ; Joachimski et Buggisch (1993, 1994) ; Joachimski *et al.* (1994) et Joachimski (1997) qui décrivent des oscillations positives du $\delta^{13}\text{C}$ au cours des Horizons Kellwassers. Les $\delta^{13}\text{C}$ reviennent graduellement à des valeurs normales (environ 1‰) après la perturbation positive et donc après les Kellwassers. Ces processus sont observés dans de nombreuses coupes en Europe et caractérisent donc le même intervalle stratigraphique. Un mécanisme invoquant une chute de la biomasse planctonique n'est pas nécessaire dans le modèle développé par

Joachimski et Buggisch (1993) pour expliquer les diminutions progressives en $\delta^{13}\text{C}$. Celles-ci pourraient s'expliquer par le recyclage de sédiments riches en matière organique suite à des processus d'upwellings (Joachimski et Buggisch, 1993,1994).

Les pics abrupts et très négatifs en $\delta^{13}\text{C}$ de Coumiac ne peuvent pas être expliqués par une arrivée significative de ^{12}C liée à un flux constant provenant des rivières de concert avec une diminution du taux d'enfouissement en carbone. Le recyclage des sédiments de plates-formes riches en matière organique lors d'une diminution du niveau marin pourrait expliquer de telles évolutions négatives. L'évolution de la courbe en $\delta^{13}\text{C}$ se corrèle bien avec celle des variations eustatiques de 3^{ème} ordre (Vahrenkamp, 1996) pour des séries pélagiques ou de plates-formes du Crétacé Inférieur de la région de l'Oman. Une diminution du niveau marin à l'échelle du 3^{ème} ordre caractérise la limite FF pour les coupes allemandes et pour Coumiac (chapters 4 et 5). Les coupes présentant des horizons riches en matière organique (i.e. les coupes allemandes) correspondent à une sédimentation en milieu marin profond. Dans ce contexte, la variation eustatique est-elle assez forte que pour recycler un fort pourcentage de sédiments riches en matière organique. Compte tenu de la profondeur initiale de ces dépôts (> 100 à 200m), il est peu probable qu'un tel recyclage ait eu lieu. Par ailleurs, une chute eustatique est également envisagée juste après le LKH et se corrèle avec une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ à Coumiac. Il semble donc peu probable que l'anomalie isotopique de la base du Famennien de Coumiac présente un quelconque rapport avec une variation eustatique.

La présence d'un horizon pédogénétique (et donc d'un arrêt de la sédimentation marine) au sein d'une série marine permet l'arrivée de carbone léger (^{12}C) à partir de la décomposition de la matière organique des sols (Allan et Matthews, 1977). Ce type d'horizon est souligné par une excursion négative de 6 à 8 ‰ par comparaison avec des horizons similaires et actuels. Une anomalie négative légèrement supérieure à 6 ‰ en $\delta^{13}\text{C}$ est décrite en Chine à la limite Permien/Trias par Dao-Yi et Zheng (1993). Cette diminution abrupte pourrait indiquer un hiatus stratigraphique mais les données sédimentologiques et paléontologiques indiquent plutôt une interruption de la sédimentation sans hiatus important. L'anomalie négative en $\delta^{13}\text{C}$ observée à Coumiac pourrait donc indiquer un hiatus stratigraphique. En effet, la limite de séquence présente à la transition FF est liée à un arrêt de la sédimentation marine et ne correspond pas à un horizon pédogénétique comme l'a démontré l'analyse des microfaciès. L'excursion négative en $\delta^{13}\text{C}$ s'observe dans les bancs surmontant la limite FF, et elle n'est donc pas en relation avec le hardground.

Des upwellings d'eaux profondes enrichies en CO_2 en relation avec un océan sans circulation océanique et donc stratifié ont récemment été proposés pour les excursions négatives en $\delta^{13}\text{C}$ par Grotzinger et Knoll (1995). Comme l'expliquent Joachimski et Buggisch (1996) : si l'avancée transgressive provoque la formation d'eaux salines, profondes et chaudes au cours d'une période de stagnation de la circulation océanique, les eaux profondes sont caractérisées par des valeurs faibles en $\delta^{13}\text{C}$ et par des valeurs élevées de pCO_2 . Un changement dans la circulation océanique peut provoquer la remontée de ces eaux océaniques profondes vers la surface. Ce renversement de la colonne d'eau aura des effets différents selon que les eaux sont sulfurées ou non. Ce mécanisme pourrait expliquer les valeurs très négatives en $\delta^{13}\text{C}$ mais ce processus agirait pendant une période de temps importante. Les oscillations négatives en $\delta^{13}\text{C}$ observées à la transition FF recouvrent cinq zones à conodontes. Il semble donc peu vraisemblable que ce type d'événement puisse expliquer les fluctuations rapides du $\delta^{13}\text{C}$. La présence de nombreux pics négatifs en $\delta^{13}\text{C}$ au

sein de la coupe ainsi que la rapidité des fluctuations des valeurs (inversion brutale au passage des bancs 32a - 32b) suggère plutôt une influence diagénétique.

Les $\delta^{18}\text{O}$ suggèrent l'absence d'altérations diagénétiques importantes lors de l'enfouissement. L'analyse des argiles et du CAI de Coumiac et la comparaison avec les données de la coupe de Steinbruch Benner confirment d'ailleurs cette conclusion. Seule une recristallisation de la micrite au contact de fluides riches en ^{12}C mais ayant des valeurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ similaires à celle des valeurs marines pourrait expliquer l'ensemble des bancs présentant des valeurs très négatives en carbone isotopique. L'analyse pétrographique et les colorations de lames minces de plusieurs échantillons présentant des valeurs soit positives soit négatives du $\delta^{13}\text{C}$ montrent de manière évidente qu'il existe une différence importante entre les échantillons ayant des valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$ et les autres. Cette analyse met en évidence la présence d'une fine microsparite ferrifère, de calcite ferrifère dans les coquilles de nombreux fossiles (tentaculites, styliolines et ostracodes) et de veines de calcite et dolomite ferrifères. Certaines coquilles de mollusques présentent également des cristaux de dolomite ferrifère indiquant l'importance des phénomènes de recristallisation. La dolomite ferrifère est une phase tardive et postérieure à celle de la calcite ferrifère comme l'indique la présence de résidus de cristaux de calcite ferrifère sur les épontes des veines en dolomite ferrifère. La microsparite en calcite ferrifère n'est pas ou peu observée dans les échantillons ayant des valeurs positives du $\delta^{13}\text{C}$. Les micrites de ces échantillons semblent avoir été préservées et sont restés en calcite.

La calcite ferrifère suggère une diagenèse modérée au cours de l'enfouissement et se forme pour des températures supérieures à 120°C (Chamley, 1989). La température des fluides à l'origine de la précipitation de la calcite ferrifère était donc élevée. L'augmentation de la température au cours de l'enfouissement conduit à un allègement en oxygène lourd (^{18}O) et donc à une diminution graduelle des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$. Il est donc difficile d'expliquer les valeurs faiblement négatives en $\delta^{18}\text{O}$ de Coumiac par une recristallisation de la matrice au contact de ces fluides.

La confirmation de cette hypothèse consisterait à prélever pour analyses isotopiques les veines de calcite ferrifère afin d'en déterminer les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ et en $\delta^{18}\text{O}$ des fluides à l'origine de ces précipitations. Si les valeurs mesurées sont similaires aux valeurs négatives en $\delta^{13}\text{C}$ et en $\delta^{18}\text{O}$ des matrices alors l'origine de ces anomalies est liée aux fluides. Dans le cas contraire, il faut envisager deux phases de précipitation de calcite ferrifère : la première très précoce aurait provoqué la recristallisation de la matrice, la seconde phase serait postérieure à la fracturation et correspondrait à la précipitation de la calcite ferrifère dans les veines.

c) Analyse des éléments majeurs et en traces (Mn, Fe, Sr, Al, Mg et Ba).

La concentration des éléments en traces dans les roches carbonatées marines est utilisée comme mesure de l'altération diagénétique (Veizer, 1983a,b). En particulier, le Mn et le Fe sont plus riches dans les carbonates diagénétiques alors que les teneurs en Sr sont appauvries.

Figure 5.10 : Les teneurs des éléments majeurs (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO) et des traces (Ba et Sr) sont comparées avec les valeurs isotopiques en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de Coumiac. Toutes les valeurs sont reportées en regard de la colonne lithologique.

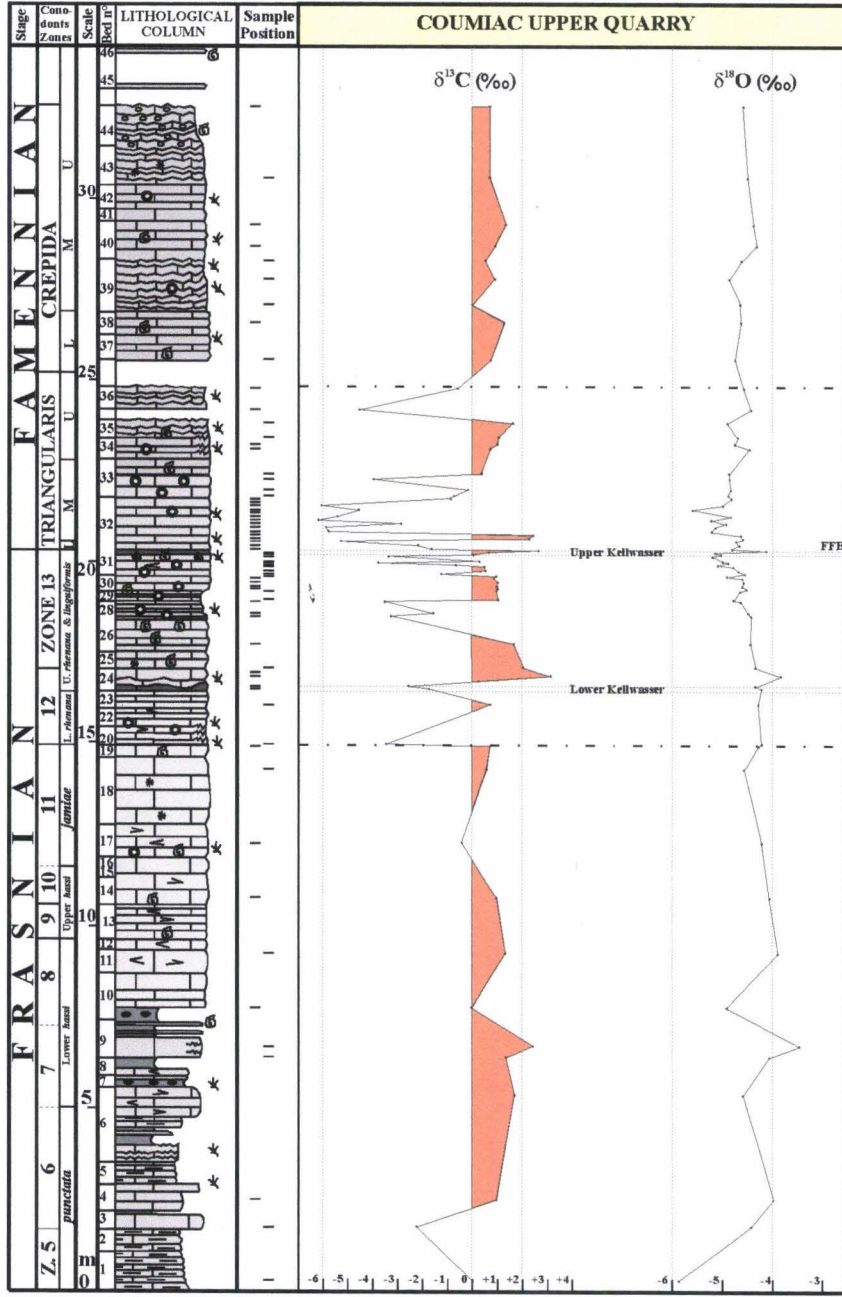
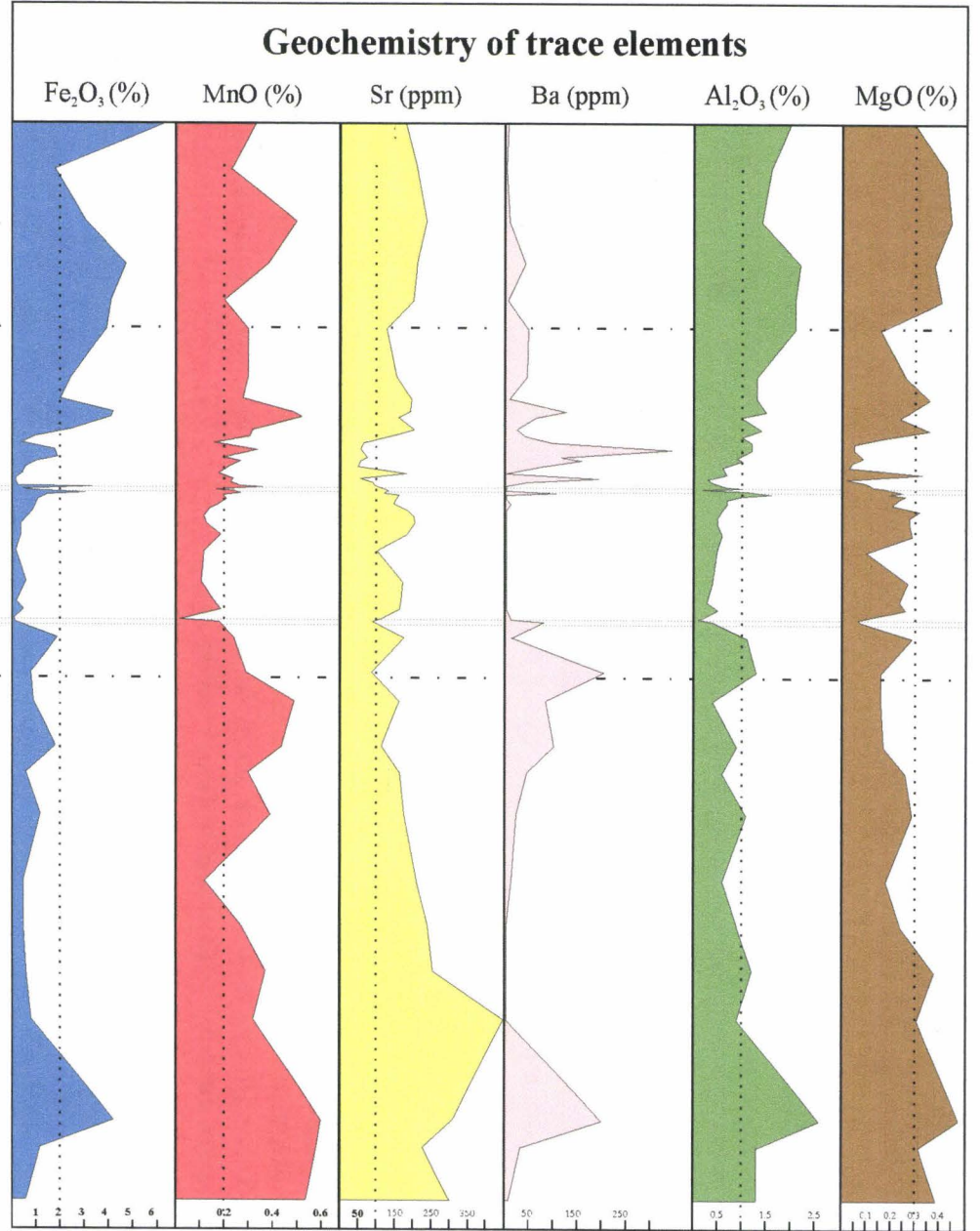


figure 5.10



Un enrichissement en Fe et en Mn ainsi qu'une diminution en Sr sont importants au cours de la diagenèse météorique alors que le Sr peut également être appauvri au cours de la diagenèse marine (Baker *et al.*, 1982). La diagenèse d'enfouissement des séries carbonatées pélagiques peut aboutir à des résultats identiques. L'analyse des éléments majeurs et en traces a été réalisée par fluorescence-X sur 51 échantillons (roche totale) de la coupe de Coumiac (tableau 8). Les résultats sont reportés en regard de la colonne lithologique et des courbes isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ (**figure 5.10**). Les éléments analysés correspondent aux majeurs (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO) ainsi qu'aux éléments en traces (Sr et Ba) et montrent :

- qu'il n'y a pas de lien entre l'abondance du Sr et celles de Fe_2O_3 et de MnO . Le Sr est faible ou s'appauvrit dans les bancs ayant des valeurs négatives en $\delta^{13}\text{C}$. Les teneurs en Fe_2O_3 sont basses (< 2%) pendant la majeure partie du Frasnien ; seul le banc 4 montre un enrichissement proche de 4 %. Les teneurs augmentent graduellement dès la base du Famennien pour dépasser 2% dès le banc 33. Les pourcentages en MnO sont assez élevés depuis la base de la coupe jusqu'au LKH. L'intervalle compris entre le LKH et le banc 33 montre les pourcentages en MnO les plus bas de la coupe. Le sommet de la série présente des teneurs élevées en MnO .
- que les teneurs en Fe_2O_3 , MnO et Sr sont faibles entre les Horizons Kellwassers et à la base du Famennien,
- que les pourcentages en MgO sont assez homogènes le long de la coupe et centrés autour d'une valeur moyenne de 0.3 %. De nombreuses oscillations sont observées et se corrélient parfaitement avec les excursions négatives en $\delta^{13}\text{C}$,
- que les teneurs en Al_2O_3 sont sensiblement décroissantes de la base de la coupe jusqu'à la limite FF, puis nettement croissantes au cours du Famennien,
- que le Ba présente un profil homogène avec des teneurs très basses. Des concentrations élevées sont observées à trois reprises et correspondent dans l'ordre stratigraphique : à la base de la coupe (banc 4), avant le LKH et à la base du Famennien avec les concentrations les plus élevées (345 ppm),
- que le Sr et le MgO présentent un profil similaire caractérisé par de valeurs très faibles dans les intervalles correspondant aux $\delta^{13}\text{C}$ négatifs.

L'absence de relation entre le Mn, le Fe et le Sr confirme qu'il n'y a donc pas d'altération diagénétique lors de l'enfouissement par des eaux météoriques. Cependant, l'appauvrissement très net en Mg et en Sr se produit de manière simultanée et en concordance parfaite avec les niveaux présentant des $\delta^{13}\text{C}$ négatifs. Les teneurs très faibles en Sr et Mg indiqueraient donc la présence de processus de recristallisation de la matrice ce que confirme l'analyse pétrographique. La recristallisation de la matrice en une microsparite ferrifère permet d'expliquer les diminutions en Mg et Sr. On notera également que la décroissance en Al_2O_3 au cours du Frasnien et son augmentation au Famennien pourrait refléter respectivement la diminution et l'augmentation des apports détritiques dans la série de Coumiac.

L'augmentation des teneurs en Ba dans les sédiments pélagiques est le résultat de plusieurs processus : une origine volcanique (Böstrom *et al.*, 1973), la diminution du taux de sédimentation ou une forte productivité biologique (Schmitz *et al.*, 1997) voire un effet diagénétique. La forte augmentation à la base du Famennien des teneurs en Ba se corréle avec l'appauvrissement en Mg et en Sr. La remobilisation et la concentration du Ba au cours de la diagenèse sont donc probable.

5.3. La coupe de La Serre (tranchée C) : introduction

L'unité des écaïlles de Cabrières s'étend à l'extrémité sud-est de la Montagne Noire (**figure 5.1**). Ces écaïlles comportent une série complète de l'Ordovicien au Viséen, forment des lentilles isolées de 100 m² à 10 km² surmontant de façon chaotique les dépôts du Viséen terminal (Engel et al., 1982). La zone des Cabrières correspond à une klippe où la coupe de La Serre est en position stratigraphique normale. Cette klippe s'est mise en place pendant la sédimentation synorogénique de la fin du Viséen.

Les "Ecaïlles des Cabrières" montrent une sédimentation et des environnements paléogéographiques sensiblement différents de ceux des nappes. La sédimentation du Dévonien au Carbonifère Inférieur correspond au développement d'une plate-forme carbonatée mais les environnements de dépôts sont moins profonds et plus proches du rivage par comparaison avec les sédiments contemporains des nappes. On notera à ce propos l'évolution suivante des faciès d'après Feist (1990) :

- le développement, durant le Dévonien Inférieur et Moyen, de calcaires siliceux riches en stromatopores et colonies de tabulés ainsi que des calcaires récifaux à boundstones d'*Amphipora* typiques de plates-formes peu profondes.

- le passage net à une sédimentation pélagique au début du Frasnien.

- une séquence de type 'shallowing-upward' au sein des 'Griottes' du Famennien, elle aboutit au dépôt de calcaires oolithiques et de siltstones à débris de plantes à la transition Dévonien-Carbonifère.

- enfin, une nouvelle transgression au Tournaisien permet le dépôt de marnes riches en carbone et de rares cherts à radiolaires. Une zone continentale émergée existait latéralement.

- le Viséen se caractérise par des carbonates bioclastiques de plate-forme (calcaires à *Productus*) dominés par des foraminifères, algues, coraux, brachiopodes et échinodermes. Au même moment, des dépôts gravitaires se mettent en place et correspondent à l'arrivée de turbidites.

La présence de céphalopodes du Frasnien dans la klippe des Cabrières et spécialement dans la partie sud de la colline de La Serre est connue depuis la fin du siècle dernier (Koenen, 1886 et Frech 1887). La série de calcaires et de shales bitumineux a été comparée au calcaire du Kellwasser connu dans le Harz et les Montagnes du Massif Rhénan par Boyer et al. (1968) et Buggisch (1972). La présence du Givétien à La Serre a été reconnue en 1976 par Feist. Feist (1990) en donne ensuite la répartition biostratigraphique de différents taxons (conodontes, goniatites et homoctenidés) dans les couches de la tranchée C à La Serre.

Les couches de la transition FF sont observables de manière ponctuelle dans plusieurs tranchées artificielles creusées sur le flanc sud orienté E-O de la colline de la Serre à 2.4 km au sud de Cabrières. La tranchée C est située dans la partie sud de la pente à 450 mètres à l'est de la ferme 'La Roquette' (**figure 5.1**). Celle-ci est creusée dans les vignes et permet de détailler le sommet de la Formation de la Serre qui correspond ici à des alternances de calcaires gris à noirs et de shales bruns à noirs. La Formation de la Serre montre un environnement marin profond de petit bassin peu oxygéné durant la transition FF (Feist, 1985). Ce dernier semble s'être développé en bordure de la rampe carbonatée de la Nappe du Mont Peyroux (Feist, 1990).

Suivant la Sous-commission de Stratigraphie du Dévonien, la base du Famennien coïncide avec la première apparition, à la base du banc 14f, de *Palmatolepis triangularis*, i.e. l'index de la première Zone à conodontes du Famennien (**annexe 3**). La séquence juste sous la limite correspond à une alternance de schistes fissiles noirs et bruns foncés et de calcaires

argileux fins et bitumineux (bancs 14a-e) considérés comme l'équivalent de l'UKH (Schindler, 1990; Girard et Feist, 1997). La Zone à *linguiformis* est difficilement reconnaissable dans les coupes de la Montagne Noire car l'espèce index est absente de la plate-forme au Nord du Gondwana (Becker et al., 1989; Schindler, 1990; Lazreq, 1992). Cependant, le début de la Zone à *linguiformis* pourrait coïncider avec l'apparition du trilobite *Palpebralia brecciae*, comme c'est le cas dans les coupes allemandes (Feist et Schindler, 1994). La base de la Zone à *linguiformis* serait ainsi située à la base du banc 14b à La Serre. Les sédiments laminaires fins contiennent une faune exclusivement pélagiques d'homocénéidés, de conodontes, d'ostracodes et de petits bivalves (*Buchiola*). Les goniatites y sont absentes, ce qui contraste avec les calcaires à céphalopodes des autres coupes de la Montagne Noire comme celle de Coumiac. La coupe de La Serre semble correspondre à un milieu distal de bassin où l'UKH constitue un équivalent des calcaires Kellwassers déposés en haut-fond sous-marin comme à Coumiac et Steinbruch Schmidt. Dans ces deux cas, l'UKH est interstratifié dans une série de calcaires gris mieux oxygénés. L'environnement hypoxique du Kellwasser Supérieur de La Serre n'est remplacé par des calcaires rouges griottes qu'au delà de la Zone à *rhomboidea*.

5.3.1. Analyse sédimentologique

5.3.1.1. Description des microfaciès

53 échantillons ont été collectés le long de la coupe de La Serre sur une épaisseur légèrement supérieure à 10 m (**figure 5.11**). En regard de la colonne lithologique figure les subdivisions des Zones à conodontes basées sur les données publiées par Lethiers *et al.* (1998).

L'analyse pétrographique permet de reconnaître 4 microfaciès majeurs (MF1 à MF4) dont la succession (de 1 à 4) constitue la séquence standard de la série et enregistre une évolution régressive depuis des environnements profonds largement situés sous la zone d'action des vagues de tempêtes (ZAT) à des environnements plus énergétiques proches de la base de la ZAT.

MICROFACIES 1 (MF1): Environnements de bassin mal oxygénés

Mudshales et mudstones laminaires bruns foncés à noirs. La matrice microsparitique à sparitique est riche en matière organique, opaques dispersés, quartz et phyllosilicates. La structure laminaire est constituée d'une alternance de lamines bioclastiques plus claires et de lamines peu bioclastiques foncées. Les lamines bioclastiques sont d'épaisseurs variables (inframillimétrique à plurimillimétrique) composées de mollusques (lamellibranches, céphalopodes), radiolaires, ostracodes, rares tentaculidés (sous la limite FF) et trilobites. Ces lamines présentent des bases et des sommets plans sans figures érosives. Les lamines foncées sont épaisses de plusieurs millimètres et plus riches en opaques.

Figure 5.11 : Les Zones à conodontes sont placées en regard de la colonne lithologique sur base du log de Lethiers et al. (1998). Les numéros des bancs et des échantillons ainsi que l'épaisseur des bancs sont représentés en regard de la colonne lithologique. La courbe des microfaciès, les différents cycles et les cortèges sédimentaires déduits de l'analyse des microfaciès sont également figurés. Abréviations : HST : cortège de haut niveau marin, TST : cortège transgressif, LST : cortège de bas niveau marin, MFS : surface d'inondation maximale et SB : limite de séquence, UKH : Horizon Kellwasser Supérieur.

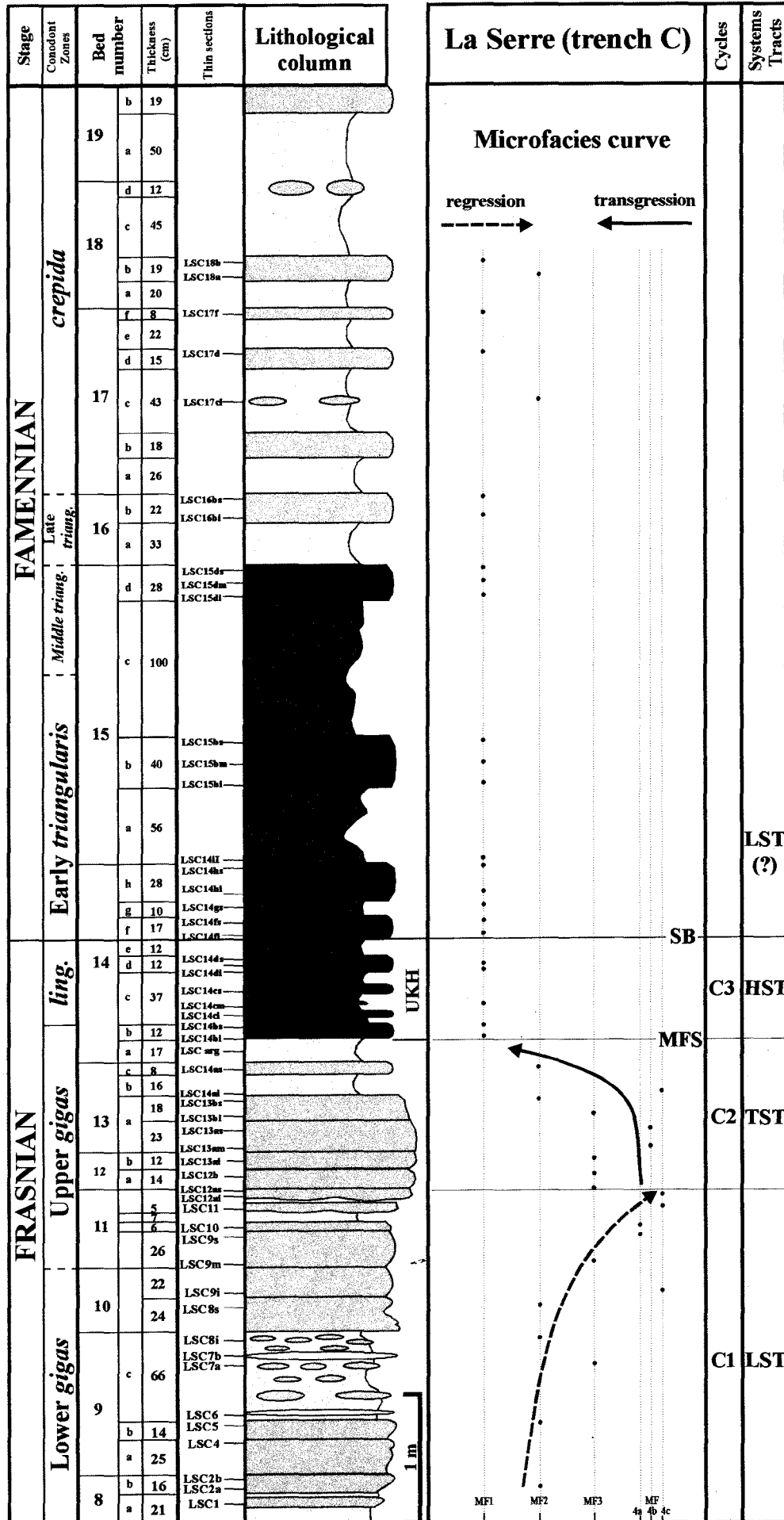


figure 5.11

Elles présentent la même faune mais de manière sporadique et dispersée dans la matrice. Les cristaux de microsparite présentent souvent des encroûtements d'opacités sur les bords. On notera également la présence de nombreux voiles bactériens *sensu* (Préat *et al.*, 1999a,b).

Interprétation :

Ce microfaciès est observé au sein de l'UKH et dans les séries de schistes et de calcaires noirs à bruns foncés du Famennien (**figure 5.11**) et constituerait le faciès le plus profond de la série. Il se caractérise par une teneur argileuse importante, une structure laminaire bien préservée et renferme de nombreux fossiles pélagiques (ou nectoniques) tels que goniatites, radiolaires et tentaculidés. Ces caractères ainsi que l'abondance de la matière organique et des minéraux détritiques suggèrent un environnement marin relativement profond, calme et mal oxygéné dans la zone aphotique. La profondeur estimée se situe en dessous de toute activité des courants et des vagues, donc sous la ZAT à des profondeurs sensiblement proches de 200 mètres (?) par comparaison avec des situations actuelles (Reineck et Singh, 1975). La reconstitution des paléoenvironnements de la coupe de Coumiac (France) montre sensiblement le même type de microfaciès au sein du Frasnien (Préat *et al.*, 1998) et une profondeur d'eau également similaire. Le microfaciès 1 des coupes allemandes est également similaire à son homologue de Coumiac et se situe dans la même gamme bathymétrique (voir chap.4).

Dans de tels environnements, le processus sédimentaire dominant est la décantation des particules en suspension. L'analyse en lame-mince montre une majorité de valves d'ostracodes à concavité vers le haut ce qui peut s'interpréter comme une retombée calme de la charge d'un courant turbide ayant repris un sédiment meuble Guernet et Lethiers (1989). L'interprétation du microfaciès est similaire à celle de Buggisch (1972) pour les Horizons Kellwassers des coupes allemandes déposés dans des conditions sapropéliques comme l'indique l'absence des courants et du benthos, et la présence de composants organiques très abondants. La structure laminaire bien préservée pourrait s'expliquer par l'absence du benthos dans ces environnements peu oxygénés. Ces conditions dysaérobiques sont, par ailleurs, indiquées par la présence d'Entomozoacés et de Cypridinacés (écotype à Myodocopidés) à la fin du Frasnien (Lethiers *et al.*, 1998). La base du Famennien contient une association très réduite en espèces composées d'Entomozoidae, de Paraparchitacea et de *Cytherella* caractérisant des milieux très appauvris en oxygène dissous (Lethiers *et al.*, 1998). Les ostracodes confirment donc la poursuite de l'anoxie au cours du Famennien Inférieur.

MICROFACIES 2 (MF2): Environnements de bassin plus oxygéné

Ce microfaciès correspond à des mudstones et wackestones laminaires. On y distingue deux types de lamines dont les épaisseurs sont très variables. Les lamines claires et bioclastiques d'épaisseur millimétrique à plurimillimétrique composées de styliolines et tentaculites, de nombreux ostracodes, trilobites, mollusques (lamellibranches, goniatites et rares gastéropodes), quelques radiolaires et microbioclastes d'échinodermes. Les lamines plus foncées d'épaisseur de 300 µm à 4 mm, sont riches en matière organique et en opacités dispersés dans la matrice ou s'observent en encroûtements autour des cristaux de microsparite. Ce faciès comporte également de nombreux stylolithes et des veines inframillimétriques à millimétriques. Des phosphates sont également présents et dispersés au sein de la matrice. De rares petits hardgrounds sont présents et soulignés par des surfaces

enrichies en opaques. Les processus de bioturbation sont mal représentés et montrent des figures floues.

Interprétation :

Ce microfaciès s'observe dans les faciès mieux oxygénés avant l'UKH et au Famennien Inférieur. Il se distingue du MF1 par la présence des figures de bioturbation ainsi que par une faune plus diversifiée composée d'espèces nectoniques (tentaculites, styliolines, radiolaires et goniatites) et benthiques (trilobites, gastéropodes et échinodermes). Ces derniers disposés en lamines bioclastiques pourraient témoigner de la présence de courants turbides plus énergétiques tels que des tempestites distales. Ces caractères ainsi que l'abondance de la matière organique et les minéraux détritiques suggèrent un environnement marin relativement profond, ± calme et mal oxygéné dans la zone aphotique. La profondeur estimée se situe en-dessous de toute activité des vagues, donc à proximité de la ZAT à des profondeurs de l'ordre de 200 mètres (?) par comparaison avec des situations actuelles (Reineck et Singh, 1975, Guillocheau et Hoffert, 1988).

La faune d'ostracodes des bancs précédents l'UKH est plus diversifiée et composée d'espèces benthiques caractéristiques de milieux plus oxygénés. La valeur de 5 ml/l O₂ pour le banc 13c correspond à une estimation de la paléooxygénation du milieu et indique un milieu bien oxygéné (Lethiers *et al.*, 1998). La découverte par ces auteurs d'une faune composée de petits lamellibranches et gastéropodes ainsi que des articles de crinoïdes dans les niveaux mieux oxygénés (13a-c et 18) qui correspondent au MF2. Ces espèces vivaient soit en surface, fixés sur des algues flottantes (pseudoplanctonisme) soit elles correspondent à des espèces benthiques épiphytes spécialement adaptées aux milieux dysoxygènes. L'hypothèse de tempestites distales permettrait également d'expliquer la présence de ces espèces allochtones dans ces environnements profonds.

MICROFACIES 3 (MF3) : *Environnements à éponges de rampe distale hémipélagique*

Wackestone et bafflestone à nodules centimétriques (0,5 à 1,5 cm) d'éponges avec petits canaux connectés et nombreux spicules. La trame d'éponges englobe parfois des bioclastes d'ostracodes et de mollusques. Ces derniers sont épigénisés en phosphate. Le faciès renferme quelques lamines (millimétriques à plurimillimétriques) riches en bioclastes de tentaculites, petits mollusques (tests de gastéropodes et lamellibranches), ostracodes et trilobites et rares fragments d'échinodermes (crinoïdes). Ces lamines ne présentent pas de figures d'érosion et montrent une base et un sommet relativement plans. Quelques fragments de mollusques et de trilobites montrent des perforations d'éponges.

Des cavités inframillimétriques, irrégulières, d'aspect stromatactoïde (pl.1, fig.2 ; comparez à pl.1, fig.8 in Boulvain, 1993), parfois à remplissages géopètes sont également présentes. L'aspect micronoduleux du faciès est accentué par les phénomènes de pression-dissolution. Ils se marquent par un développement important de stylolithes qui épousent les formes noduleuses des éponges. Les processus de bioturbation sont peu développés.

Interprétation :

Le MF3 correspond au développement des niveaux et nodules d'éponges qui forment des bafflestones. L'abondance des éponges est toutefois moindre dans la coupe de La Serre par rapport aux coupes de Coumiac et de Steinbruch Schmidt. Les environnements plus profonds et certainement moins bien oxygénés devraient constituer un obstacle au développement des éponges comme nous l'observons déjà pour la coupe de Steinbruch

Benner. Les passées bioclastiques suggèrent des conditions énergétiques temporairement plus élevées en relation avec des activités de courants turbides de type tempêtes distales. Ces passées sont similaires à celles des microfaciès 2. La similitude d'épaisseur et de la nature bioclastique de ces passées suggèrent que les microfaciès 2 et 3 se situent dans des positions bathymétriques différentes. La distinction entre ces deux microfaciès se base donc sur un changement de faune et donc d'environnement ainsi que sur une modification de l'oxygénation du milieu. Le microfaciès 3 de la coupe de La Serre est similaire au MF2 de Steinbruch Schmidt. De plus, le MF2 de Coumiac est interprété par Préat *et al.* (1998) dans une position bathymétrique similaire.

MICROFACIES 4 (MF4) : *Environnements de rampe distale à proximité de la ZAT*

Ce microfaciès est subdivisé en trois variétés ou lithotypes uniquement sur base du type et de l'abondance des bioclastes. Ces trois microfaciès similaires correspondent à un packstone bioclastique à matrice micritique. Ce microfaciès comporte de nombreux mollusques (lamellibranches et gastéropodes), ostracodes, styliolines, tentaculites, et rares spicules d'éponges ainsi que des débris d'échinodermes et de trilobites. Ce faciès présente un litage net, parfois ondulant, et comporte plusieurs niveaux de hardgrounds avec rares perforations millimétriques. Ces surfaces durcies sont soulignées par des incrustations d'opaques. Certains bioclastes (tentaculites) présentent également des encroûtements par des oxydes de fer. La matrice micritique à microsparitique est riche en opaques et en phosphates. Elle présente également de nombreux stylolithes et de petites veines carbonatées inframillimétriques.

Le MF4a est plus riche en tentaculites, le MF4b est riche en mollusques et le MF4c est enrichi en débris d'échinodermes.

Interprétation :

Ce microfaciès présente le même type de faune que les précédents avec une très forte diminution des éponges. Les passées de packstones microbioclastiques plus épaisses, mieux individualisées et à surfaces ondulantes indiquent une activité de courants marins plus énergétiques en relation avec des tempestites plus proximales. Le milieu marin est toujours profond sous la zone d'action des vagues et dans la zone aphotique. Par contre, la présence de tempestites plus proximales souligne la présence de la ZAT.

5.3.1.2. Modèle sédimentologique et analyse séquentielle

a. Modèle sédimentologique

Malgré la difficulté d'établir une séquence bathymétrique dans une série à sédimentation pélagique, l'ordre de la séquence est basé sur l'utilisation de critères sédimentologiques tels que les laminations bioclastiques, l'épaisseur des passées microbioclastiques et fauniques tels que la composition des faunes. Ces paramètres permettent de reconnaître un gradient distal-proximal du MF1 au MF4 et la courbe d'évolution des microfaciès qui en résulte enregistre une évolution de type 'shallowing-upward'. Celle-ci montre le passage depuis des environnements profonds, calmes et très mal oxygénés sous la ZAT (probablement > 200 mètres de profondeur) à des environnements plus énergétiques influencés par des courants à proximité de la ZAT. Les microfaciès sont situés sous la zone photique comme le montre l'absence d'algues *in situ*. Les sédiments sont dominés par des mudshales, mudstones et wackestones suggérant une sédimentation calme et autochtone. De

minces passées de packstones microbioclastiques sont occasionnellement interstratifiées et représentent des tempêtes. Les fossiles pélagiques ou nectoniques (tentaculites, goniatites, radiolaires) sont essentiellement associés aux MF1 et MF2. La faune benthique est représentée par les éponges du MF3 et les crinoïdes du MF4.

Les sédiments les plus profonds correspondent ainsi aux mudshales et mudstones bioclastiques et laminaires du MF1. Ils correspondent aux faciès de 'black shales' de l'UKH et de la base du Famennien déposés à grande profondeur sous la ZAT. La transition au MF2 se marque dans les bancs qui présentent une meilleure oxygénation des eaux de fond comme en témoigne la bioturbation, la diversification de la faune qui n'est plus exclusivement nectonique et la diminution de la quantité de matière organique dans les lamines. Ce microfaciès est observé dans les bancs qui précèdent l'UKH et qui surmontent les niveaux de calcaires et de mudshales noirs de la base du Famennien. Depuis cet environnement, l'évolution conduit aux faciès à éponges (MF3) progressivement interstratifiés de minces passées de packstones microbioclastiques représentant des tempestites très distales. Le dernier microfaciès (MF4) contient les passées microbioclastiques les plus épaisses. La succession des microfaciès MF3/MF4 permet de reconnaître un gradient distal/proximal sous le contrôle des courants de turbidités (tempestites). L'origine de ces tempestites carbonatées est probablement en relation avec le développement au cours du Dévonien Supérieur d'une plate-forme ou d'une rampe carbonatée distante. L'intense déformation (plissement et failles) affectant ces régions (nappe des Cabrières) et le nombre limité d'affleurements empêchent une reconstitution paléogéographique.

En résumé, l'analyse des microfaciès indique un environnement marin situé en grande partie sous (MF 1 et 2) et à proximité (MF 3 et 4) de la ZAT. Ceci suggère un milieu marin dont la profondeur est supérieure à 200 mètres par comparaison avec les profondeurs actuelles mesurées pour la limite inférieure des plus fortes tempêtes (Friedman et Sanders, 1978 ; Guillocheau et Hoffert, 1988). Ces profondeurs s'accordent bien avec les données de la littérature proposant un milieu de dépôt de bassin (Feist et Schindler, 1994 ; Girard et Feist, 1997). Par ailleurs, les analyses palynomorphiques entreprises par Paris *et al.* (1996) suggèrent, sur base de la prolifération des *Maranhites*, de l'absence d'acritarches avec ornements et des miospores, un environnement profond et distal de plate-forme externe à la limite de la pente continentale. Ces grandes profondeurs pourraient expliquer la relative homogénéité des faciès (seul quatre types de microfaciès ont été reconnus) ainsi que la stabilité du milieu depuis la base de l'UKH jusqu'au début de la Zone à *crepida*.

b. Sédimentation pélagique et analyse séquentielle

La coupe de La Serre montre une rythmicité à petite échelle composée de cycles régressifs et transgressifs d'épaisseurs plurimétriques. L'UKH ne présente pas d'évolution séquentielle, les faciès restant toujours dans les environnements les plus profonds. 3 cycles sont reconnus et notés (C1 à C3, **figure 5.11**) et leur épaisseur varie de 0,4 à 1,4 m. Aucun des cycles ne montre clairement une évolution stratocroissante ou stratodécroissante; les bancs étant d'épaisseur infradécimétriques à pluridécimétriques. Comme le montre la **figure 5.11**, une zone à conodontes contient de 1 à 2 cycles démontrant l'importance de la condensation de la sédimentation. Dans une telle situation, il est impossible de reconnaître les ordres de séquences inférieurs (séquence élémentaire ou paraséquence, ensemble de paraséquences ou 5^{ème} et 4^{ème} ordres) *sensu* Van Wagoner *et al.* (1988).

L'analyse des microfaciès n'a pas permis de retrouver dans la coupe de La Serre le LKH et le niveau brèche à la base du Famennien. Ce niveau observé dans les coupes allemandes et à Coumiac, correspondait à un hardground de nodules d'éponges et souligne une limite de séquence. La formation de cette brèche impliquait un hiatus stratigraphique important ce qui n'est pas le cas à La Serre comme en témoigne la Zone à Early *triangularis* qui est nettement plus épaisse (> à 1 m) qu'à Coumiac et dans les coupes allemandes.

L'absence de variations des microfaciès et donc de changements bathymétriques à la base du Famennien suggère un environnement marin plus profond qu'à Coumiac et peu affecté par des variations du niveau marin. Ce milieu reste également sous l'influence d'eaux marines de fonds pauvres en oxygènes durant les Zones à Early et Middle *triangularis* de la base du Famennien.

L'empilement vertical des cycles et l'application du modèle séquentiel des coupes allemandes permet de suivre l'évolution de la sédimentation du 3^{ème} ordre en 3 cortèges sédimentaires au cours du Frasnien Supérieur. Le cortège de bas niveau marin est défini par un cycle régressif (C1) et montre une évolution régressive depuis les MF2 jusqu'au MF4c. Le cycle transgressif (C2) correspond au cortège transgressif et l'UKH indique un haut niveau marin.

La limite entre le TST et le HST correspond à la surface d'inondation maximale; celle-ci est difficile à repérer dans ces environnements de bassin. Cependant les surfaces d'inondations maximales se situent à la base des Horizons Kellwassers dans les coupes allemandes. Le modèle se corrèle parfaitement dans le cas de La Serre où la transition entre le TST et le HST correspond à la base de l'UKH. Il est par contre impossible de différencier les cortèges sédimentaires et encore moins de placer une limite de séquence sur base des microfaciès. Tout au plus, l'application du modèle séquentiel suggère une limite de séquence à la base du Famennien. Un cortège de bas niveau marin pourrait donc correspondre à la base du Famennien mais cela reste difficile à démontrer en regard de la stabilité des microfaciès.

La découverte de fins débris de plantes dans les premiers niveaux du Famennien pourrait représenter des éléments déplacés depuis des environnements peu profonds durant une phase régressive qui prend place à la base du Famennien (Paris *et al.*, 1996). Cette analyse suggère une régression à la base du Famennien de La Serre et confirmerait donc l'hypothèse d'un cortège de bas niveau marin après la limite FF.

Les genres de conodontes de la fin du Dévonien dépendent de la profondeur du milieu marin (Sandberg, 1976; Sandberg *et al.*, 1988 ; Girard et Renaud, 1996). Ainsi, les genres *Polygnathus* et *Palmatolepis* sont caractéristiques d'eaux profondes (plus de 200 m), *Icriodus* d'eaux peu profondes (environ 50 m). Rappelons que l'étude de l'évolution des biofaciès à conodontes a montré une bonne correspondance avec le modèle séquentiel dans les coupes de Steinbruch Schmidt et de Coumiac.

Figure 5.12 : La courbe des microfaciès et l'analyse séquentielle sont comparées à l'évolution des biofaciès à conodontes de Girard et Feist (1997). Abréviations : HST : cortège de haut niveau marin, TST : cortège transgressif, LST : cortège de bas niveau marin, MFS : surface d'inondation maximale et SB : limite de séquence, UKH : Horizon Kellwasser Supérieur.

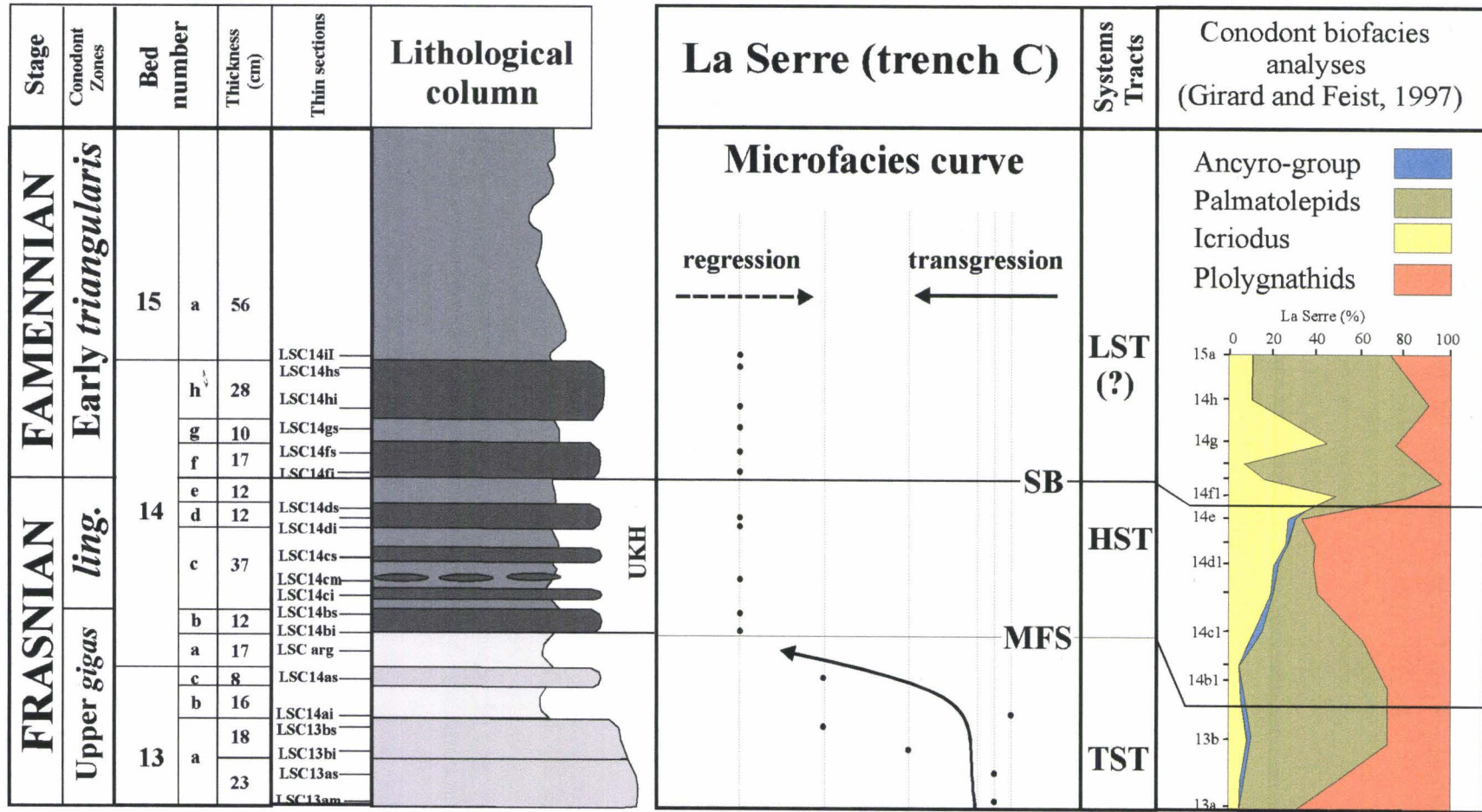


figure 5.12

Les biofaciès à conodontes de Girard et Feist (1997) (**figure 5.12**) montrent un biofaciès profond à Palmatolépidés et Polygnathidés avant l'UKH, l'augmentation très nette des *Icriodus* et des Polygnathidés au cours de l'UKH, le pourcentage maximum en *Icriodus* et la diminution importante des pourcentages en Polygnathidés à la base du Famennien. Ces données similaires à celles observées à Steinbruch Schmidt et Coumiac soulignent la présence d'un cortège de haut niveau marin équivalent à l'UKH et confirment une diminution du niveau marin à la base du Famennien. L'absence de variations des microfaciès ne permet pas de préciser la fin du cortège de bas niveau marin.

5.3.2. Analyse minéralogique des argiles

5.3.2.1. Analyse du cortège argileux

Neuf échantillons pris dans différentes lithologies (calcaires et schistes) ont été analysés à La Serre. La méthode d'analyse est la même que celle décrite au chapitre 3.

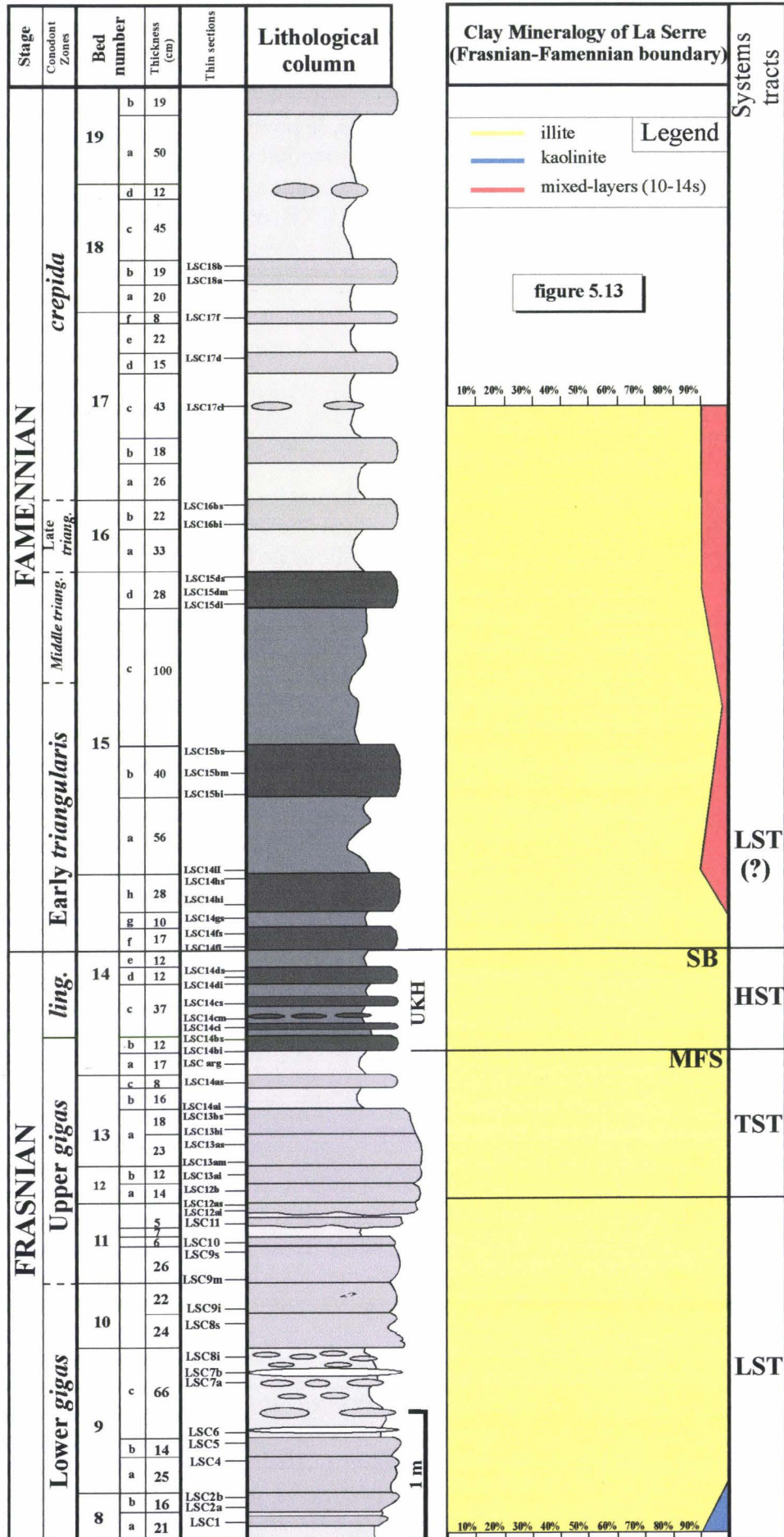
Le cortège des minéraux argileux des échantillons de La Serre (**figure 5.13**) montre un enrichissement très important en illite (90-100%), la présence de kaolinite en traces (5-10%) et d'interstratifiés (10-14s, illite-smectite) (5-10%). Le seul changement observé est l'apparition d'interstratifiés illite/smectite ainsi que de goethite dans les bancs du Famennien alors que ces deux minéraux sont absents au Frasnien. Force est de constater l'abondance de l'illite tout au long de la coupe. Celle-ci sera étudiée plus en détail en vue de mieux cerner sa composition chimique pour interpréter ce cortège minéralogique peu diversifié et dominé par l'illite.

La mesure du rapport des pics (001)/(002) des illites est utilisé pour obtenir des informations sur la teneur en Fe et Al. Les illites de la coupe de La Serre montrent un rapport moyen de 3 suggérant une teneur en Fe assez importante. Notons également que trois échantillons (LSC 3, 7 et 17) ont un pic (002) quasi nul ce qui indiquant de fortes teneurs en Fe (cas des glauconites).

L'index d'Esquevin (ou E_i) mesuré sur les différents échantillons (**figure 5.14**) indique la composition chimique des illites au sein des feuillets octaédriques (Kübler, 1968; Esquevin, 1969). Ces valeurs à La Serre (valeur moyenne en E_i de 0.35) indiquent une composition de phengite avec Fe et Mg dans la couche octaédrique qui n'est donc que partiellement alumineuse.

Les méthodes décrites par Srodon (1980, 1984) et Srodon et Eberl (1984) permettent d'identifier la présence de feuillets smectitiques interstratifiés au sein des illites, d'évaluer leur proportions et de préciser le type d'interstratification. Trois types de catégories peuvent être reconnues : les illites pures sans feuillets smectitiques, des interstratifiés illite-smectite (ou I/S) hautement illitique et un mélange des deux premiers types.

Figure 5.13 : Pourcentages des différents minéraux argileux reportés en regard de la colonne lithologique et de l'analyse séquentielle. On remarquera l'homogénéité du cortège minéralogique quel que soit le cortège sédimentaire. Abréviations : HST : cortège de haut niveau marin, TST : cortège transgressif, LST : cortège de bas niveau marin, MFS : surface d'inondation maximale et SB : limite de séquence, UKH : Horizon Kellwasser Supérieur.



Dans le cas des échantillons de La Serre (**figure 5.14**), les Ir mesurés selon la méthode de Srodon (1984) indiquent une valeur moyenne de 1.23 traduisant des mélanges d'illite et d'interstratifiés illite/smectite.

L'indice BB1 des échantillons de La Serre donne une valeur moyenne de 3.89 ce qui implique que le matériel illitique est composé d'un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants.

La valeur moyenne des indices de cristallinité (IC calibré) est supérieure à 1.0. Ces valeurs d'IC très élevées correspondent à des pics fortement asymétriques de l'illite en (001) vers les grands angles révélant la présence d'interstratifiés illite/smectite. Ces valeurs situent la série dans la zone diagénétique ou plus exactement au début de la diagenèse avancée selon Yang et Hesse (1991). Les valeurs des IC de La Serre suggèrent des températures de surfaces calculées par extrapolation à partir des températures déduites de la littérature pour la limite diagenèse/anchizone (200°C) et anchizone/épizone (300°C) (i.e. Warr, 1996 ; Garcia-Lopez *et al.*, 1997). L'analyse des indices de Shirozu (**figure 5.14 C**) suggère une altération des IC liée à la présence d'interfoliaires. Les mesures d'IC sont donc à utiliser avec prudence.

5.3.2.2. Discussions

L'indice d'altération des conodontes (CAI) inférieur à 2 pour la coupe de La Serre (Girard et Albarède, 1996) suggère des températures inférieures à une fourchette de températures de 60 à 140°C (soit une moyenne de 100°C) selon Epstein *et al.* (1977) et inférieures à 55°C pour Helsen (1992). Ces températures basses indiquent une diagenèse très faible en désaccord avec les indices de cristallinité de nos échantillons. L'analyse des diffractogrammes montre que le pic (001) des illites est très mal cristallisé et très large (cas des illites ouvertes). Les indices de cristallinité sont donc surestimés ce qui explique la gamme de température qui en a été déduite. Examinons donc les autres paramètres en vue de déterminer le degré de diagenèse atteint par la série de La Serre.

Comme nous l'avons vu précédemment le matériel illitique se compose d'un mélange d'illite et d'interstratifiés illite/smectite dont la teneur en smectite est inférieure à 15% et possédant une de type ISII (trois feuillets d'illite pour un feuillet de smectite). Un tel arrangement cristallographique ISII caractérise les dernières étapes de l'évolution diagénétique liée à l'illitisation des smectites (Reynolds et Hower, 1970). La réaction d'illitisation ralentit considérablement après avoir atteint l'interstratification ISII. Une teneur en feuillets gonflants proche de 10% a été observée dans des roches du Carbonifère situées à la base d'un forage réalisé en Pologne (*in* Srodon et Eberl, 1984). A une température de 200°C et pour une réflectance de la vitrinite de 3%, le matériel illitique n'indique donc toujours pas la présence d'illite pure (Srodon et Eberl, 1984).

Figure 5.14 : La mesure de l'index d'Esquevin (axe Y) est reportée en regard du numéro d'échantillon (axe X) (figure 5.14 A). Les résultats indiquent une composition de phengite. La composition chimique du matériel illitique révèle une teneur en fer importante et la présence d'interstratifiés illite/smectite. L'axe X correspond au numéro d'échantillon et l'axe Y indique la mesure de l'index Ir de Srodon (1984) et la mesure du rapport (001)/(002)=(R(g)) pour la fraction illitique (figure 5.14 B). Le diagramme des indices de Shirozu (figure 5.14 C) notés W2 (axe Y) et W1 (axe X) suggère que les échantillons analysés présentent une altération des valeurs en IC. Abréviations : LSC : La Serre suivi du n° d'échantillon, glyc. : glycolé.

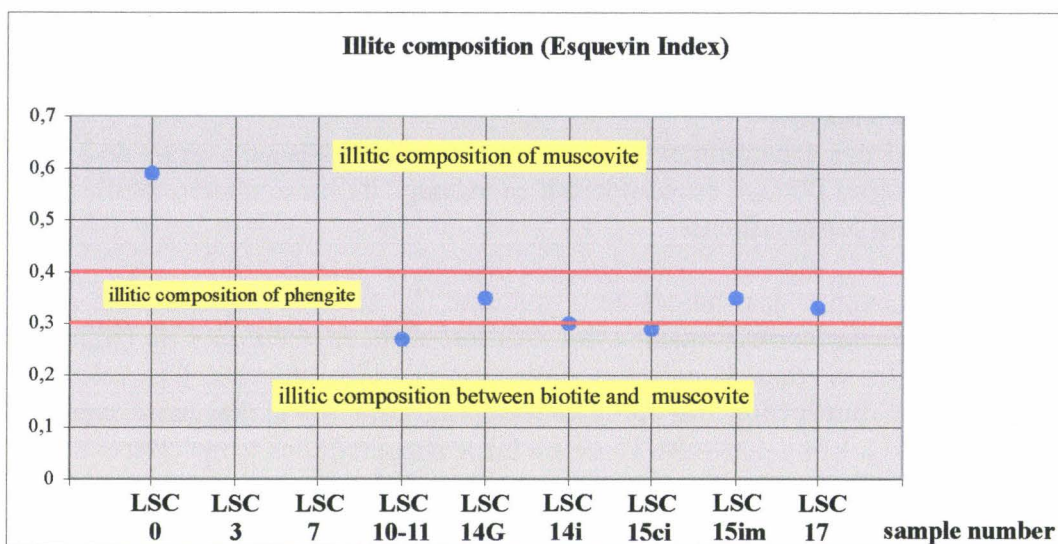


figure 5.14 A

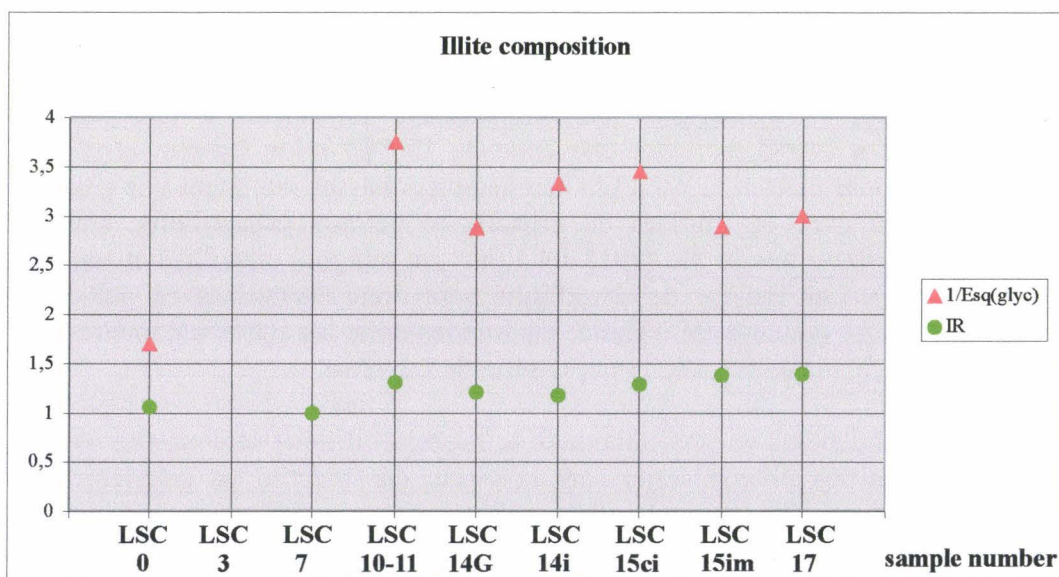


figure 5.14 B

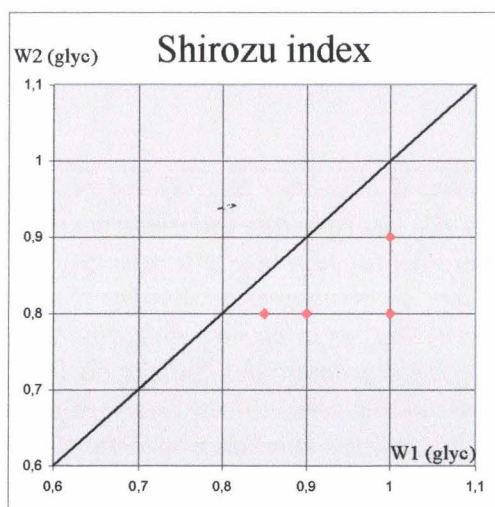


figure 5.14 C

Par ailleurs, la teneur en feuillets gonflants du matériel illitique, estimée à 10% à la fin de la diagenèse, diminue graduellement jusqu'à 0% au début de l'épizone (Weaver et Broekstra, 1984). Ces données suggèrent donc que les roches de La Serre sont proches de l'anchizone en tenant compte du pourcentage en feuillets gonflants du matériel illitique. Par ailleurs, Garcia-Lopez *et al.* (1997) décrivent des roches du Dévonien au Carbonifère dans le nord-ouest de la péninsule ibérique. Celles-ci sont situées dans la zone diagénétique et contiennent un assemblage argileux à kaolinite et chlorite présentes à l'état de traces, à illite et interstratifiés illite-smectite présentant une structure de type ISII (Kalkberg) indiquant des températures comprises entre 175 et 225 °C (Hoffman et Hower, 1979). Cet assemblage minéralogique et le type d'interstratification correspond à celui de La Serre dont la série serait alors proches de la limite diagenèse/anchizone avec une température sensiblement inférieure à 210°C ± 20°C.

Selon Weaver et Broekstra (1984), les rapports MgO/Fe₂O₃ et les intensités des pics (001)/(002) augmentent systématiquement dans l'anchizone et sont liés. Ces auteurs indiquent également que la phengite est une phase stable dans l'anchizone alors que le matériel illitique ne l'est pas. A nouveau, la teneur en fer et la présence de phengite indiquent des valeurs anchizonales pour La Serre. Ces résultats sont en contradiction avec ceux des indices d'altération des conodontes. Il s'agit donc de trouver une origine à la formation de ces illites qui expliquerait à la fois la composition de phengite, la teneur en fer, le type d'interstratification ISII et les mauvais indices de cristallinité.

De nombreuses variables autres que la température (la taille des grains, teneur en carbone organique totale (TOC), impact thermique sur les roches...) influencent les mesures d'IC et limitent l'utilisation de cette méthode. Les roches de La Serre présentent des valeurs plus élevées en TOC (jusqu'à 4.1%) dans les niveaux situés juste sous la limite et particulièrement dans l'UKH. Les teneurs restent fortes dans le Famennien et dépassent les 2% en moyenne (Lethiers *et al.*, 1998). Ces auteurs indiquent également des valeurs en Tmax comprises entre 455 et 500°C (moyenne de 469°C) impliquant une maturation thermique très avancée (Espitalié, 1986) correspondant à enfouissement minimum de 2 km (Tissot *et al.*, 1971, 1978 ; Albrecht *et al.*, 1976). pour un gradient géothermique normal et sans influence tectonique sur l'état d'évolution de la matière organique.

Belka (1990) a établi un graphique (**figure 5.15**) qui relie la profondeur en mètres (abscisse) et le gradient géothermique (ordonnée). Celui-ci comporte une série d'isothermes calculée pour une température de surface de 20°C et un intervalle de 200 m influencé par les conditions atmosphériques. Les CAI sont reportés en tenant compte des gammes de températures d'Epstein *et al.* (1977). En remplaçant la valeur en CAI de La Serre et pour un gradient géothermique moyen de 30°C/km, l'épaisseur de la couverture sédimentaire post-Frasnienne serait au minimum de 1 km (pour 55°C) et d'environ 3 km (pour une moyenne de 100°C). Ces valeurs s'accordent bien avec les données de l'analyse de la matière organique.

La série sédimentaire surmontant les dépôts de la limite FF à La Serre ne dépasseraient pas 200 à 300 mètres (Engel *et al.*, 1982) et se terminerait dans le Viséen Supérieur. L'enfouissement sédimentaire est donc tout à fait insuffisant pour expliquer la maturité de la matière organique, les mesures de cristallinité de l'illite ainsi que les valeurs de CAI obtenues pour la région de La Serre. En revanche, l'étude structurale du secteur par Engel *et al.* (1982) révèle une structuration tectonique avec mise en place de nappes de charriage à la fin du Viséen et au début du Namurien. Cette structuration pourrait donc, par redoublement des séries, rendre compte des données issues des différentes méthodes de mesure de l'enfouissement sédimentaire.

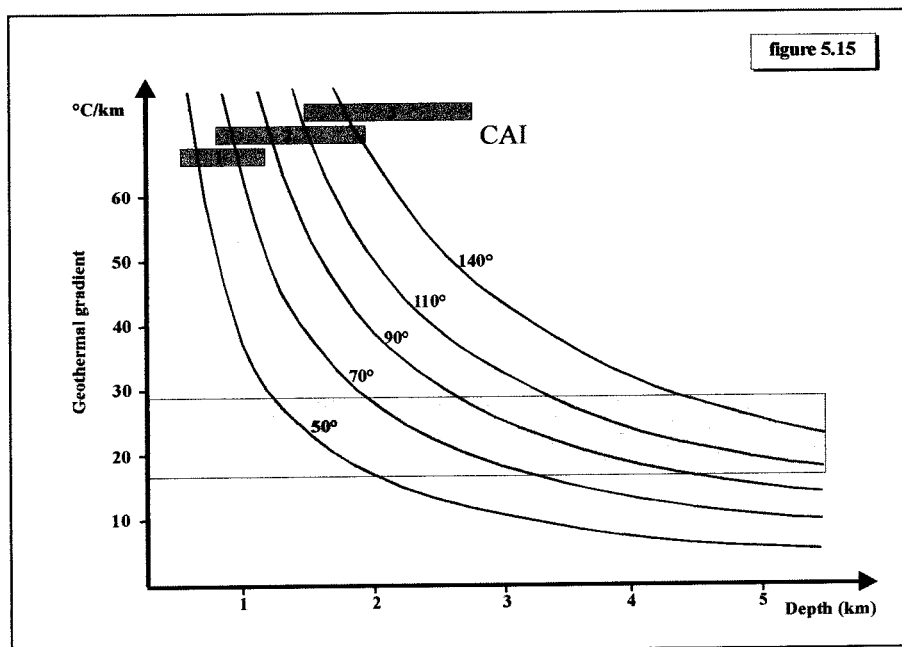


Figure 5.15 : Ce diagramme publié par Belka (1990) relie la profondeur en mètres (abscisse) et le gradient géothermique (ordonnée). Celui-ci comporte une série d'isothermes calculées en assumant une température de surface de 20°C et un intervalle épais de 200 m influencé par les conditions atmosphériques. Les indices d'altération des conodontes (CAI) sont reportés en tenant compte des gammes de températures d'Epstein et al. (1977). En replaçant la valeur en CAI obtenue à La Serre et tenant compte d'un gradient géothermique moyen de 30°C/km, l'épaisseur de la couverture sédimentaire post-Frasnienne serait au minimum de 1 km.

Quelle est l'origine des illites dans les sédiments de la limite FF à La Serre? Plusieurs possibilités sont à envisager :

- soit les illites sont diagénétiques et formées lors de l'enfouissement à partir de smectites. Dans ce cas, les processus d'illitisation des smectites sont particulièrement intenses entre 80 et 120°C (Chamley, 1989) impliquant des températures nettement supérieures aux températures déduites des IC et sensiblement plus élevées que celles déduites des CAI. La présence de smectite dans des roches plus anciennes que la limite FF permettrait d'éliminer l'origine diagénétique des illites. Malheureusement, aucune étude de la minéralogie des argiles en Montagne Noire dans des séries plus anciennes que celles du Dévonien ne permet de discuter ce problème. Il n'en demeure pas moins que les températures déduites des CAI sont extrêmement faibles, que la composition des illites et des interstratifiés illite/smectite ne semble pas liée à une diagenèse d'enfouissement.

- soit les illites sont détritiques et proviennent de l'érosion vigoureuse de roches cristallines affleurant sur les domaines continentaux. L'illite est un minéral très commun de la plupart des roches sédimentaires et a généralement une origine détritique (Millot, 1964). Ce type d'illite a habituellement une composition alumineuse (muscovite) et est associé à d'autres minéraux détritiques (e.g. chlorite, kaolinite, smectite, quartz) car l'érosion affecte des roches et des sols

de différents types et d'âge divers. Dans le cas de La Serre, la composition des illites n'est que partiellement alumineuse (i.e. phengite), le quartz est effectivement présent dans les diffractogrammes mais le cortège est invariablement dominé par l'illite. Les autres minéraux (interstratifiés illite/smectite et kaolinite) ne sont présents qu'à l'état de traces. L'hypothèse détritique n'explique donc pas la faible diversité du cortège minéralogique bien que les apports détritiques soient évidents. De plus, le caractère ferrifère des illites est difficile à expliquer dans ce contexte.

- soit les illites sont diagénétiques et proviennent de la transformation, dans des conditions de surface de l'illitisation de smectites (cas des illites du Purbéckien : Deconinck, 1987; Deconinck et Strasser, 1987; Deconinck *et al.*, 1988). Les illites du Purbéckien ont un rapport élevé de 2 à 4.8 suggérant une teneur relativement forte en Fe dans les feuillets octaédriques (Brown et Brindley, 1980). De telles illites riches en fer sont intermédiaires entre des illites et des glauconites et sont considérées comme des 'glauconitic illites' par Porrenga (1968). Ce type d'illite riche en fer a également été décrit par Kossovskaya et Drits (1970), Decarreau *et al.* (1975) et Estéoule-Choux (1984). Pour ces auteurs, ces illites remplacent des smectites. Ces illites riches en fer pourraient bien se rapprocher des illites de nos échantillons dont la moyenne du rapport (001)/(002) de 3 est assez similaire aux mesures des illites du Purbéckien. De plus, certains échantillons présentent une raie (002) extrêmement réduite ce qui indique la présence de glauconite. Deconinck (1987) indique également que le matériel illitique du Purbéckien correspond à un mélange d'illite et d'interstratifiés illite/smectite de type ISII avec une proportion de feuillets gonflants inférieure à 15%. Ces résultats sont à nouveau similaires à ceux des échantillons de la limite FF de La Serre.

Les sédiments du Purbéckien ne contiennent pas de quartz et se sont déposés dans des aires protégées de l'arrivée de détritiques. Les illites du Purbéckien se sont donc formées dans des environnements hypersalins (où l'évaporation permet la concentration en K suffisante pour l'illitisation des smectites) selon un mécanisme d'humidification par arrivée d'eaux marines (amenant le K) et d'assèchement sous un climat chaud et à saison humide.

On pourrait donc en conclure que les illites de La Serre se sont formées par authigénèse à partir de smectites dans des milieux confinés sous un climat chaud et humide au sein de milieux proches de l'émersion sur une plate-forme carbonatée. Le milieu de dépôt envisagé à La Serre est complètement différent : il s'agit d'un milieu marin ouvert, profond et mal oxygéné à anoxique, sous la zone d'action des vagues de tempêtes. Seuls ces derniers processus pourraient expliquer le transport des minéraux argileux depuis des environnements peu profonds vers le bassin. Ce système de transport par des courants de turbidités a déjà été invoqué à Steinbruch Schmidt et à Coumiac.

5.3.3. Analyse de la susceptibilité magnétique

5.3.3.1. Acquisition des mesures

L'analyse de la susceptibilité magnétique a été réalisée sur 51 échantillons recouvrant la limite FF sur une épaisseur d'environ 10.5 mètres (tableau 9). La courbe de susceptibilité est reportée en regard de la colonne lithologique (**figure 5.16**). Les valeurs les plus basses s'observent:

- d'une part, à la base de la coupe (banc 8a, $-0.551 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) qui pourrait correspondre à la fin du LKH (Casier, com. pers.). Cet auteur a observé, dans le banc 7, une association d'ostracodes (Paraparchitacés et Bairdiacés) typiques du LKH d'autres coupes,
 - et d'autre part, juste sous la limite FF (banc 14d, $-0.778 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) ce qui correspond à l'UKH (Girard et Feist, 1997).

Ces résultats s'intègrent bien dans leur ensemble avec ceux des coupes allemandes et de Coumiac qui montrent également les valeurs les plus basses dans les Kellwassers. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées dans le banc 14c et correspondent aux échantillons 14ci et 14 cs (respectivement $814 \cdot 10^{-10}$ et $706 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Ces susceptibilités correspondent à la base de l'UKH et sont assez comparable aux excursions positives et brutales de SM des coupes allemandes.

Dans le détail, la CSM de La Serre montre une tendance à la décroissance des valeurs de susceptibilité (évolution 8) de la base de la coupe (banc 8) au banc 11a. Un pic de SM plus élevé est présent dans le banc 11b (événement E). La SM montre une tendance décroissante des valeurs (évolution 9) jusqu'au banc 14b. Celle-ci est relativement peu marquée et interrompue de deux pics positifs dans les bancs 11d et 14as. Les bancs 14ci et 14cs caractérisent des pics positifs très élevés et correspondent à l'événement F. Les valeurs chutent brutalement juste sous la limite FF et restent basses jusqu'au banc 16b. L'UKH se caractérise donc par des valeurs très basses (événement G). Une très légère augmentation des valeurs a lieu ensuite au cours de l'évolution 11 avant une plus forte augmentation positive au sommet de la Zone à Late *triangularis* (sommet du banc 16b, événement H). Une diminution progressive de la SM (évolution 12) se produit ensuite dans le banc 17d au sein de la Zone à *crepida* avant une excursion positive (événement I) culminant dans le banc 18b.

La courbe de susceptibilité magnétique comporte ainsi 4 évolutions croissantes ou décroissantes et 4 événements correspondant à des excursions positives. Cette courbe peut donc s'interpréter comme un emboîtement de plusieurs ordres magnétiques. Le premier ordre montre une décroissance des valeurs, de la base de la coupe jusqu'au banc 14d située sous la limite FF, ponctuée de pics positifs (événements E et F). Cette tendance s'inverse au Famennien et montre plutôt une croissance de la SM. Le second ordre correspond aux tendances d'ordre métrique qui sont également graduellement croissantes ou décroissantes. Le troisième ordre se marque par les pics positifs de SM plus faibles au sein de tendances croissantes comme celle des bancs 12 et 13.

5.3.3.2. Interprétation des mesures

L'analyse de la susceptibilité magnétique peut s'interpréter en termes de variations eustatiques du niveau marin comme le révèle les précédentes analyses pour la coupe de Coumiac et selon les principes énoncés dans les méthodes d'analyse (chapitre 3). Cette évolution, de premier ordre magnétique, décroissante dans le Frasnien puis croissante au Famennien se corrèle à grande échelle avec les variations eustatiques de second ordre qui indiquent une transgression au Frasnien et une régression au Famennien. Ce 1^{er} ordre magnétique traduit un haut niveau marin au niveau de la limite FF et une régression dès le début du Famennien. Cette évolution de 1^{er} ordre magnétique qui a été également reconnue dans les précédentes coupes constituerait un élément de corrélation à l'échelle des bassins voire à l'échelle intercontinentale comme l'a suggéré Crick *et al.* (1997) pour un événement magnétique de premier ordre présent à la limite Eifélien-Givétien dans de nombreuses coupes du Maroc et d'Europe.

Les évolutions croissantes et décroissantes de second ordre magnétique (évolutions 8 à 11) ainsi que les variations positives brutales de SM (événements E à H) correspondent vraisemblablement à des variations eustatiques de 3^{ème} ordre. Les événements E et G pourraient correspondre à des surfaces transgressives (TS). On en déduit donc qu'elles séparent les valeurs faiblement décroissantes des évolutions 8 et 11 indiquant des LST et les sédiments des évolutions 9 et 12 qui consistent en TST. Par contre, les événements F et H indiqueraient des surfaces d'inondation maximales (MFS) ce qui permettrait d'affirmer que le sommet de l'UKH correspond à un cortège de haut niveau marin (HST, au 3^{ème} ordre). Cette analyse s'accorde également avec celle de la SM des coupes précédentes. Elle permet d'interpréter les séries en termes de variations eustatiques de 3^{ème} ordre tout en établissant un contrôle chronostratigraphique plus précis que les Zones à conodontes.

Par ailleurs, les augmentations de SM des bancs 11 à 13 correspondraient à des variations de 3^{ème} ordre magnétique. Celles-ci sont propres à la coupe de La Serre et pourraient indiquer une période de ralentissement de la sédimentation, permettant l'accumulation du matériel lithogénique et donc des minéraux ferromagnétiques. De plus, cet intervalle renferme les microfaciès 3 et 4 qui contiennent des passées bioclastiques suggérant un dépôt sous influence des tempêtes. La fraction lithogénique transportée par ces courants turbides contribuerait ainsi à accroître le signal magnétique.

On remarquera néanmoins que la CSM à La Serre présente une différence importante avec celle de Coumiac. La base du Famennien de La Serre montre une relative stabilité de la SM jusqu'au sommet de la Zone à Late *triangularis*. La SM à Coumiac indique une augmentation très forte du signal magnétique au cours de la Zone à Middle *triangularis*. Cette différence pourrait résulter de la position paléogéographique de la coupe de La Serre. En effet, l'absence de fluctuations des microfaciès au cours des Zones à *triangularis* témoigne en faveur d'un milieu marin profond, sans influence des tempêtes et peu affecté par les variations eustatiques. La stabilité du milieu semble se confirmer par la stabilité du signal magnétique. Par ailleurs, il faut également noter l'augmentation de la susceptibilité magnétique dans les bancs 12 et 13 situés sous l'UKH. Un événement similaire (noté X2) est observé sous l'UKH de Coumiac. Cet événement de 3^{ème} ordre magnétique à Coumiac a été mis en relation avec de nombreux hardgrounds enrichis en Fe et Mn. L'analyse des microfaciès de La Serre indique plusieurs surfaces discontinues : hardgrounds (?). Ces niveaux ne sont pas soulignés par des encroûtements en Fe et Mn mais suggèrent des ralentissements de la vitesse de sédimentation. La position stratigraphique identique de ces deux événements pourrait servir de repère chronostratigraphique dans les séries de la transition FF en Montagne Noire.

En conclusion, les évolutions au cours du Frasnien se corrélaient relativement bien avec la succession des cortèges sédimentaires. Ces évolutions sont similaires à celles observées dans le même intervalle stratigraphique à Coumiac.

Figure 5.16 : Les mesures de susceptibilité magnétique sont reportées en regard de la colonne lithologique. La courbe de susceptibilité magnétique montre une série d'évolutions (notées 8 à 12) et d'événements (notés E à H) qui sont comparés avec les cortèges sédimentaires. Abréviations : LST : cortège de bas niveau marin, HST : cortège de haut niveau marin, TST : cortège transgressif.

Stage	Conodont Zones	Bed number	Thickness (cm)	Thin sections	La Serre (trench C)	
FAMENNIAN	<i>crepida</i>	19	b 19			
		a 50				
		18	d 12			
		c 45				
		b 19	LSC18b			
		a 20	LSC18a			
		f 8	LSC17f			
		e 22	LSC17e			
		d 15	LSC17d			
		c 43	LSC17c			
	17	b 18				
	a 26					
	16	b 22	LSC16b			
	a 33	LSC16a				
	<i>ling.</i>	<i>Early triangularis</i>	d 28	LSC15de LSC15dm LSC15di		
			c 100			
			15	b 40	LSC15bs LSC15bm LSC15bl	
			a 56			
			h 28	LSC14hl LSC14hs LSC14hl		
		g 10	LSC14gs			
f 17		LSC14fs				
e 12		LSC14e				
d 12		LSC14ds LSC14di				
c 37		LSC14cs LSC14cm LSC14cl				
14	b 12	LSC14bs LSC14bl				
a 17	LSC arg					
<i>Upper gigas</i>	c 8	LSC14as				
	b 16	LSC14al				
	13	a 18	LSC13bs LSC13bl			
	23	LSC13as LSC13am				
	b 12	LSC13al				
	a 14	LSC12b				
	12	LSC12as LSC12al				
	5	LSC11				
	6	LSC10				
	26	LSC9s LSC9m				
<i>Lower gigas</i>	10	22	LSC9i			
	24	LSC8s				
	9	c 66	LSC8i LSC7b LSC7a			
	b 14	LSC6				
	a 25	LSC5 LSC4				
	8	b 16	LSC2b LSC2a			
a 21	LSC1					

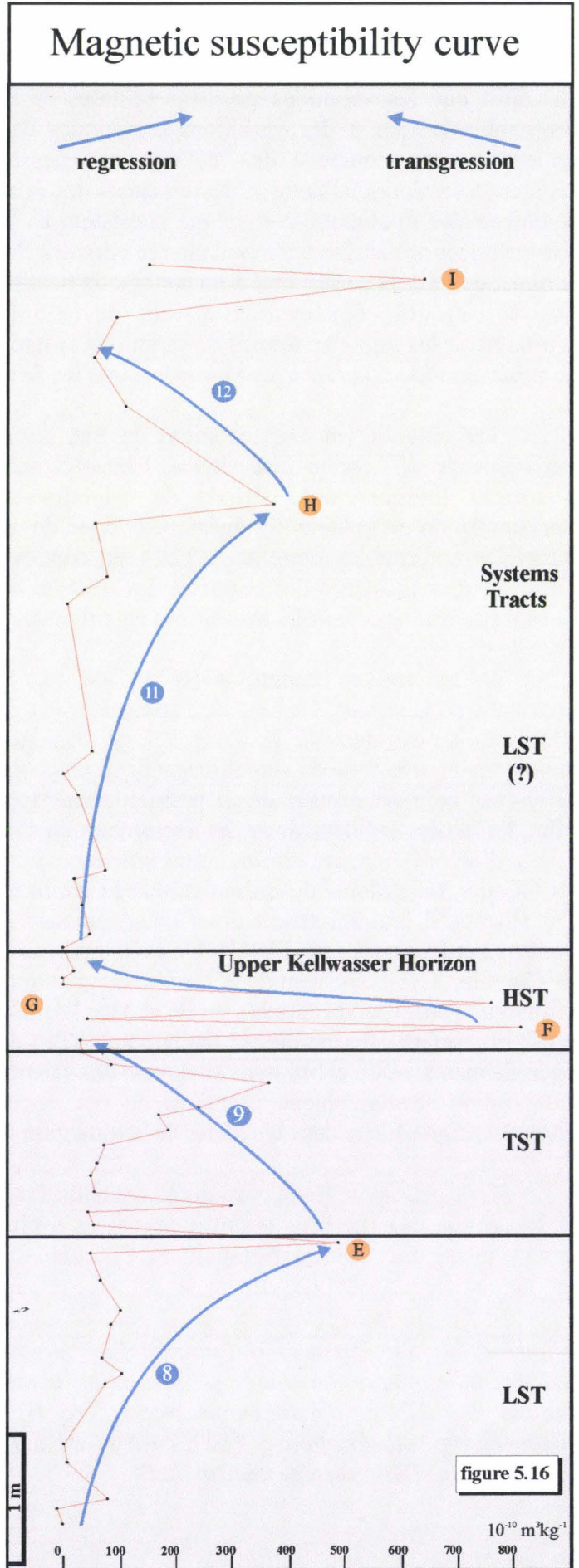


figure 5.16

5.4. Conclusions et synthèse

Les résultats des différentes analyses réalisées dans les coupes de Montagne Noire sont repris ci-dessous :

5.4.1. Analyse sédimentologique

1) L'étude pétrographique permet de reconnaître 4 microfaciès majeurs (MF1 à MF4) dans les deux coupes dont l'ordre de succession de 1 à 4 constitue la séquence standard. Leur interprétation est rendue difficile en raison des fortes condensations de la série ainsi que par l'absence d'organismes permettant des zonations bathymétriques claires. La courbe des microfaciès de Coumiac est ainsi double et tient compte des différents microfaciès observés dans chaque lame ce qui n'est pas le cas de La Serre moins condensé.

2) La nature des sédiments pour l'essentiel micritique (mudstone et wackestone très fins) suggère une sédimentation sur place, calme, parfois interrompue par des apports plus grossiers (packstone bioclastique avec microbrèches) représentant des niveaux de tempestites. Un gradient de type distal (MF1) à proximal (MF3 et MF4) se distingue par l'augmentation de l'épaisseur moyenne des laminations, de la granulométrie des bioclastes et par une plus grande proportion de microbrèches dans les tempestites des microfaciès 2 aux microfaciès 4. Les sédiments les plus profonds correspondent aux faciès à radiolaires (MF1) et s'observent principalement à la base de la coupe. Succède ensuite le milieu à éponges (MF2) progressivement interstratifié de laminations à tentaculites et ammonoïdes. La séquence est fort similaire à La Serre à l'exception des nombreux hardgrounds, des microbrèches et des constructions microstromatolithiques.

3) L'environnement de la série FF de Coumiac est donc celui d'une rampe carbonatée de type distal sous la zone photique probablement en bordure d'une plate-forme ou d'une rampe oxygénée comme l'indiquent les éléments exotiques. Ce sont les apports liés aux tempestites qui permettent d'établir un gradient de type distal-proximal.

La Serre présente une séquence de microfaciès assez similaire. Les microfaciès indiquent un environnement marin situé en grande partie sous (MF 1 et 2) et à proximité (MF 3 et 4) de la ZAT ainsi que sous la zone photique. Ceci suggère une profondeur supérieure à 200 mètres. Ces profondeurs s'accordent bien avec le modèle de bassin développé par Feist et Schindler (1994).

4) La courbe des microfaciès de Coumiac a été subdivisée en 4 niveaux. Le niveau 1 à radiolaires dominants est présent à la base de la coupe et dans lequel s'observent de très minces passées de tempêtes distales microbioclastiques. Le niveau 2 est dominé par les éponges. Le niveau 3 est celui des tentaculites et son sommet montre des horizons riches en fragments exotiques. Les hardgrounds sont nombreux tout comme les microbrèches qu'ils alimentent. Le niveau 4 à microstromatolithes ferrugineux et ammonoïdes dominants se subdivise en 4a dont la base coïncide avec celle du LKH qui pourrait correspondre à une turbidite. La base du 4b correspond à la croûte de fer présente à la transition FF. Le niveau 4c est formé d'une alternance régulière de milieux à éponges avec ou sans passées à mollusques et ammonoïdes.

5) L'analyse sédimentologique de Coumiac a également montré l'importance des hardgrounds (plus de 20 sont observés). Ces derniers sont souvent perforés, ferruginisés, parfois phosphatés et associés avec de nombreux microbuissons ferrugineux, des fissures

colmatées par les bactéries et des microstromatolithes ferrugineux. De nombreuses microbrèches sont associées à ces surfaces durcies ou sont incorporées au sein des lamines bioclastiques qui surmontent les hardgrounds. Les périodes de fort ralentissement et de discontinuité de la sédimentation sont clairement associées à la limite FF au sens strict et à son voisinage immédiat, c'est à dire 2 m en-dessous et 2 m au-dessus. Les couches associées à la limite correspondent donc à une série fortement condensée et incomplète. On remarquera le développement des niveaux de hardgrounds et l'augmentation de la fréquence de ceux-ci sous les Horizons Kellwassers.

6) La courbe des microfaciès ne permet aucune interprétation séquentielle directe en raison des taux de sédimentation très faible et des nombreux hiatus stratigraphiques. La comparaison des séries condensées des coupes allemandes avec celle de Coumiac montre plusieurs similitudes. Le niveau bréchique composé de nodules d'éponges et présent à la base du Famennien dans les coupes allemandes est interprété comme un hardground. Ce niveau est similaire au faciès observé au sein de la croûte de fer présente à la limite FF à Coumiac. La Zone à Early *triangularis* montre également une forte réduction d'épaisseur. Un hardground surmonte directement le LKH.

7) Le modèle séquentiel des coupes allemandes indique la présence, au sommet des Horizons Kellwassers, de deux limites de séquences. Celles-ci sont soulignées par des hardgrounds. Les similitudes des microfaciès de Coumiac suggèrent également la présence de deux limites de séquences au sommet des Horizons Kellwassers. Ces dernières permettent de proposer l'évolution des cortèges sédimentaires pour les Zones Early *rhenana* - Middle *triangularis*. Un cortège transgressif est présent immédiatement sous les Horizons Kellwassers, ces derniers correspondant à des cortèges de hauts niveaux marins. Un bas niveau marin fait donc suite à chacun des niveaux Kellwassers. Les limites entre ces cortèges ne sont pas distinctes vu l'absence d'évolution claire des microfaciès. La majorité des hardgrounds sont situés sous les Horizons Kellwassers et s'inscrivent donc toujours au sein de cortèges transgressifs.

8) L'analyse des microfaciès n'a pas permis de retrouver dans la coupe de La Serre le LKH et le niveau bréchique à la base du Famennien. L'absence de variations des microfaciès et donc de changements bathymétriques à la base du Famennien suggère un environnement marin plus profond qu'à Coumiac et peu affecté par les variations du niveau marin. Ce milieu reste également sous l'influence d'eaux marines de fonds pauvres en oxygènes durant les Zones à Early et Middle *triangularis* de la base du Famennien.

9) La coupe de La Serre montre une rythmicité à petite échelle composée de cycles régressifs et transgressifs d'épaisseurs plurimétriques. 3 cycles sont reconnus et notés (C1 à C3) et leur épaisseur varie de 0,4 à 1,4 m. Trois cortèges sédimentaires au cours du Frasnien Supérieur sont reconnus dans la coupe de La Serre et interprété en appliquant le modèle séquentiel des coupes allemandes. Le cortège de bas niveau marin est défini par un cycle régressif (C1) et montre une évolution régressive depuis les MF2 jusqu'au MF4. Le cycle transgressif (C2) correspond au cortège transgressif et l'UKH indique un haut niveau marin. La transition entre le TST et le HST (à la base de l'UKH) correspond à une surface d'inondation maximale.

L'application du modèle séquentiel suggère une limite de séquence à la base du Famennien. Un cortège de bas niveau marin pourrait donc correspondre à la base du Famennien. La présence de fins débris de plantes dans les premiers niveaux du Famennien pourrait représenter des éléments déplacés depuis des environnements peu profonds durant

une phase régressive (Paris *et al.*, 1996). Cette analyse suggère une régression à la base du Famennien de La Serre et confirmerait donc l'hypothèse du cortège de bas niveau marin après la limite FF.

10) La présence du faciès à microbrèches de spongiaires au sein de trois coupes (Steinbruch Schmidt, Steinbruch Benner et Coumiac) indique que la nature du phénomène (passage du cortège de haut niveau marin à celui de bas niveau marin) est de grande extension (globale ?) et qu'il n'est pas seulement lié au bassin rhénohercynien.

11) Notre analyse sédimentologique réfute les interprétations de Ziegler et Sandberg (1988 et 1996) de discordance angulaire, de paléosol et de diagenèse vadose à la limite FF de Coumiac. La croûte de fer à la base du Famennien correspond à un hardground. Sa formation par bréchification d'une couche d'éponges et remaniement lors d'un faible transport permet d'expliquer le mélange des faunes de conodontes du Frasnien avec celles de la base du Famennien.

12) L'analyse sédimentologique de Coumiac réfute également les interprétations de Girard et Feist (1997) qui soulignent le caractère autochtone des faunes et qui excluent les processus de classement par de fortes activités de courants ou de déplacement gravitaires le long de la pente. Cette dernière hypothèse est suggérée par la bonne préservation des fossiles, l'absence de quartz détritique, de lithoclastes exotiques et de grains de muscovite. Force est de constater que ces critères (hormis ceux qui concernent les faunes) sont pour le moins incertains. L'analyse du cortège des argiles de Coumiac montrera notamment, la présence de quartz d'origine détritique et d'argiles en grande partie détritiques. Par ailleurs, l'analyse des microfaciès montre de manière évidente l'effet des processus de transports en relation avec des tempestites distales. Le caractère autochtone et très calme de la sédimentation est donc à nuancer. Il ne faut pas exclure qu'une partie de la faune bien préservée puisse être déplacée en masse lors de ces événements de tempêtes. Ces transports en masse sont rapides et les éléments déplacés ne sont pas altérés (Aigner, 1985).

13) Pour Girard et Feist (1997) le banc 31g de Coumiac représente un milieu dysaérobique (présence de péloïdes algaires) dans un environnement peu profond dans des conditions de haute énergie au sein de la zone photique (encroûtements des bioclastes par des anneaux micritiques riches en matière organique et résultant de l'activité algaire).

Cette interprétation est erronée comme le montre l'analyse des microfaciès. Le microfaciès du banc 31g ne montre en aucune façon la présence d'algues ou de péloïdes algaires ce qui implique que l'origine de la matière organique n'est pas liée à une activité algaire. Ce banc 31g comme d'ailleurs tout le reste de la coupe montre des environnements situés dans la zone aphotique en dehors de tout milieu de forte énergie. Il n'y a donc aucune différence importante des milieux de dépôt entre les Horizons Kellwassers et ceux des autres faciès.

14) Un décalage est observé dans l'abondance maximale en *Icriodus* tantôt à la base de la Zone à Early *triangularis* (Coumiac 'carrière haute' et La Serre) tantôt à l'extrême sommet de l'UKH (Coumiac 'carrière basse' et Causses-et-Veyran) (Girard et Feist, 1997). Cette variation n'est pas probablement pas liée à de petites différences topographiques des fonds marins. En effet, Coumiac et La Serre présentent des faciès différents et correspondent à des positions paléogéographiques différentes : respectivement de rampe distale hémipélagique et de bassin. Le pic maximal en *Icriodus* est pourtant observé dans les deux cas à la base du Famennien.

15) Mon interprétation de l'analyse des biofaciès à conodontes de Girard et Feist (1997) montre un changement à la transition FF correspondant au passage d'un biofaciès à Palmatolépidés-Polygnathidés au Frasnien à un biofaciès à Palmatolépidés et Icriodidés au Famennien. Le pourcentage d'*Icriodus* augmente au cours de l'UKH et atteint un maximum à la base du Famennien dans le banc 32e-f. Ces résultats sont assez similaires à ceux observés à Steinbruch Schmidt et peuvent s'expliquer de la même manière :

- ce changement de biofaciès souligne une chute du niveau marin à la transition FF ; celle-ci se corrèle bien avec le passage d'un cortège de haut niveau marin à celui de bas niveau marin à la limite FF,

- l'augmentation d'*Icriodus* au sein de l'UKH indique une diminution du niveau marin qui s'amorce au sein du cortège de haut niveau marin,

- cette diminution du niveau marin atteint son maximum à la base du Famennien comme le montre les pourcentages maximums en *Icriodus* (enregistrés dans le banc 32e-f) et coïncide avec un cortège de bas niveau marin.

Ces données contredisent l'interprétation de Girard et Feist (1997) qui concluaient à une augmentation du niveau marin avant l'UKH et à la base du Famennien et à une régression au cours de l'UKH.

Les interprétations présentées ici sont similaires à celle établies à La Serre et à celles de Steinbruch Schmidt et permet de mieux comprendre les évolutions des biofaciès à conodontes.

5.4.2. Analyse géochimique

1) 71 échantillons ont été prélevés dans la coupe de Coumiac (carrière haute) et sélectionnés après analyse pétrographique dans les niveaux carbonatés comportant des micrites pures et homogènes.

2) Les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ restent en grande partie supérieures à 0 ‰ et atteignent 2.245 ‰ dans l'échantillon 9b. Ces valeurs sont négatives dans le LKH, positives dans l'UKH et sont maximales au sein de la mince croûte de fer à la base du Famennien (2.636 ‰). Les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ chutent au sein des premiers bancs du Famennien (bancs 32 et 33) jusqu'à un minimum de -6.143 ‰. Les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont donc extrêmement basses au cours des Zones à Early et Middle *triangularis* et positives dans les Zone à Late *triangularis* et *crepida*. La coupe montre donc des valeurs assez homogènes et positives interrompues à partir de la fin du Frasnien et au début du Famennien par de très fortes oscillations et par un épisode très négatif en $\delta^{13}\text{C}$ au cours des Zones à Early et Middle *triangularis*.

3) Les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ sont au contraire fort homogènes se situant essentiellement entre -6 et -4 ‰. Aucune différence n'est observée entre les échantillons du Frasnien et du Famennien. La base du Famennien montre les valeurs les plus négatives en $\delta^{18}\text{O}$ (i.e. -5.588 ‰). Tout au plus, peut-on apercevoir une légère tendance décroissante des valeurs depuis des échantillons avant le LKH (-4.279 ‰) jusqu'à l'échantillon 32 ES (-5.588 ‰). Cette fluctuation est minime et équivaut à un peu plus de 1 ‰. Les valeurs reviennent directement à des valeurs moins négatives (en moyenne proche de -4.6 ‰) au cours du Famennien Inférieur.

4) Les valeurs isotopiques de Coumiac sont comparées avec celles de Hurley et Lohmann (1989). Les valeurs de l'oxygène restent globalement dans la fourchette des signatures marines de cette même époque. Par contre, les valeurs en carbone chutent au cours

du Frasnien et plus encore au cours du Famennien. Seul le carbone montre une évolution indiquant un appauvrissement très important par rapport aux valeurs de l'océan marin dévonien. L'absence de covariance entre les mesures isotopiques du carbone et de l'oxygène, suggère donc que les sédiments analysés n'ont pas été altérés significativement par une diagenèse d'enfouissement.

5) Les gammes de température de Coumiac déduites des IC et des CAI sont basses et suggèrent l'influence d'une diagenèse précoce à modérée au cours de l'enfouissement. Ces résultats indiquent donc la bonne préservation des $\delta^{18}\text{O}$ de la série de Coumiac. Les $\delta^{18}\text{O}$ de Coumiac reflètent donc un signal non altéré. Les valeurs isotopiques en $\delta^{18}\text{O}$ des matrices de Coumiac sont mieux préservées que celles mesurées sur les coquilles de brachiopodes au cours du Frasnien et du Famennien (Brand, 1989 et Popp *et al.*, 1986).

6) Les analyses de Goodfellow *et al.* (1988) suggèrent la présence de minéralisations secondaires dans de petites fractures associées à une faille mineure à la base du Famennien de Coumiac. Ces conclusions ne s'accordent ni avec nos observations de terrain ni avec les données de la littérature. Par ailleurs, ces auteurs indiquent un appauvrissement en $\delta^{13}\text{C}$ à la base du Famennien interprété comme le résultat d'une réduction majeure de la biomasse. Leur valeur sont cependant moins négatives que celles de notre étude.

7) Des analyses du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ ont été réalisées par Joachimski et Buggisch (1993) sur des micrites riches en calcite (> à 90%). Les résultats pour Coumiac montrent que les valeurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont généralement positives excepté de nombreux pics faiblement négatifs. Les valeurs diminuent et deviennent négatives au cours de la Zone à Middle *triangularis*. Ces auteurs avaient l'impression sur base de l'observation pétrographique des échantillons de la base du Famennien de Coumiac (carrière haute) que ceux-ci présentaient des traces importantes d'altération de surface. Celles-ci étant particulièrement fortes à la transition FF. Ces données confirment la tendance négative du $\delta^{13}\text{C}$ à la base du Famennien mais ne sont pas comparables avec les valeurs obtenues dans le cadre de notre étude.

8) L'analyse pétrographique et les colorations de lames minces de plusieurs échantillons présentant des valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$ montrent la présence d'une fine microsparite ferrifère, de calcite ferrifère dans les coquilles de nombreux fossiles (tentaculites, styliolines et ostracodes) et de veines de calcite et dolomite ferrifères. La dolomite ferrifère est une phase tardive et postérieure à celle de la calcite ferrifère comme l'indique la présence de résidus de cristaux de calcite ferrifère sur les épontes des veines en dolomite ferrifère. La microsparite en calcite ferrifère n'est pas ou peu observée dans les échantillons ayant des valeurs positives du $\delta^{13}\text{C}$. Les micrites de ces échantillons semblent avoir été préservées et sont restés en calcite.

9) Les valeurs fortement négatives en $\delta^{13}\text{C}$ seraient donc liées à la diagenèse par recristallisation de la matrice en une microsparite à calcite ferrifère. La calcite ferrifère suggère une diagenèse modérée au cours de l'enfouissement et se forme pour des températures supérieures à 120°C (Chamley, 1989). La température des fluides à l'origine de la précipitation de la calcite ferrifère était donc élevée. L'augmentation de la température au cours de l'enfouissement conduit à un allègement en oxygène lourd (^{18}O) et donc à une diminution graduelle des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$. Il est donc difficile d'expliquer les valeurs faiblement négatives en $\delta^{18}\text{O}$ de Coumiac par recristallisation de la matrice au contact de ces fluides.

10) L'analyse de plusieurs éléments en traces par fluorescence-X indique un appauvrissement très net en Mg et en Sr se produisant de manière simultanée et en concordance parfaite avec les niveaux présentant des $\delta^{13}\text{C}$ négatifs. Les teneurs très faibles en Sr et Mg indiqueraient donc la présence de processus de recristallisation de la matrice ce que confirme l'analyse pétrographique. La forte augmentation à la base du Famennien des teneurs en Ba se corrèle avec l'appauvrissement en Mg et en Sr. La remobilisation et la concentration du Ba au cours de la diagenèse sont donc probable.

5.4.3. Analyse de la minéralogie des argiles

1) Le cortège des minéraux argileux de Coumiac est dominé par l'illite (65-100%) et la kaolinite (0-30%). Les interstratifiés illite/smectite (0-10%) sont présents ponctuellement à l'état de traces. Il en va de même pour les 'smectites' (0-10%). Le cortège des minéraux argileux des échantillons de La Serre est également dominé par l'illite (90-100%). La kaolinite est, par contre, présente en traces (5-10%) comme les interstratifiés illite-smectite (5-10%).

2) Les kaolinites sont présentes de manière ponctuelle à la base de la coupe de Coumiac au sein des niveaux 1, 2a et 2b (des Zones *punctata* à *jamiae*). Une augmentation progressive du pourcentage en kaolinite démarre un peu avant le LKH, se poursuit entre les Kellwassers (maximum de 30% dans le banc 32Am) et diminue à la base du Famennien pour disparaître dans la Zone à Late *triangularis*. Le pourcentage en kaolinite augmente à nouveau jusqu'à 25% au sein de la Zone à *crepida*. Les interstratifiés illite/smectite sont présents à l'état de traces à la base de la coupe (niveau 2a et base du niveau 2b) ainsi que localement entre les Kellwassers et à la base du Famennien (banc 32). Les 'smectites' sont observées uniquement dans le LKH et entre les Horizons Kellwassers suggérant des smectites très altérées et mal conservées. Le cortège se simplifie donc au Famennien.

3) Les illites ont une composition de phengite. Elles sont très riches en Fe et plusieurs échantillons suggèrent des glauconites et correspondent à des échantillons à la base de la coupe (11S, 11B, 14B et 17B) et à la transition FF (bancs 31 et 32). Le matériel illitique correspond à un mélange d'illite et d'interstratifiés illite/smectite de type ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants.

4) La valeur moyenne des IC calibrés est de 0.79 et indique la zone diagénétique tardive *sensu* Yang et Hesse (1991). Les valeurs des IC de Coumiac suggèrent donc des températures inférieures à 80-100°C. Ces températures s'accordent relativement bien avec le CAI de Coumiac (2-2.5).

La valeur moyenne des IC calibrés est supérieure à 1.0 à La Serre. Ces valeurs d'IC très élevées correspondent à des pics très mal cristallisés et très larges. Ces IC situent les IC dans la zone diagénétique *sensu* Yang et Hesse (1991).

L'indice d'altération des conodontes (CAI) inférieur à 2 pour la coupe de La Serre (Girard et Albarède, 1996) suggère des températures inférieures à une température moyenne de 100°C et indiquent une diagenèse très faible.

Ces résultats sont, par contre, contradictoires avec les températures estimées d'après le type d'interstratification (ISII) des interstratifiés illite-smectite, la teneur en fer et la composition de phengite.

5) Les roches de La Serre présentent des valeurs élevées en TOC (jusqu'à 4.1%) dans les niveaux situés juste sous la limite et particulièrement dans l'UKH. Les teneurs restent

fortes dans le Famennien et dépassent les 2% en moyenne (Lethiers *et al.*, 1998). Ces auteurs indiquent également des valeurs en Tmax comprises entre 455 et 500°C (moyenne de 469°C) impliquant une maturation thermique très avancée correspondant à un enfouissement minimum de 2 km.

La série sédimentaire surmontant les dépôts de la limite FF à La Serre ne dépasseraient pas 200 à 300 mètres (Engel *et al.*, 1982) et se terminerait dans le Viséen Supérieur. L'enfouissement sédimentaire est donc tout à fait insuffisant pour expliquer la maturité de la matière organique, les mesures de cristallinité de l'illite ainsi que les valeurs de CAI obtenues pour la région de La Serre. En revanche, l'étude structurale du secteur par Engel *et al.* (1982) révèle une structuration tectonique avec mise en place de nappes de charriage à la fin du Viséen et au début du Namurien. Cette structuration pourrait donc, par redoublement des séries, rendre compte des données issues des différentes méthodes de mesure de l'enfouissement sédimentaire.

6) L'origine des illites dans les deux coupes serait diagénétique par illitisation de smectites dans des conditions de température de surface (cas des illites du Purbéckien). Les environnements du Purbéckien correspondent à des environnements hypersalins où la transformation des smectites se produit selon un mécanisme d'humidification par arrivée d'eaux marines (amenant le K) et d'assèchement sous un climat chaud et à saison humide.

Les environnements marins profonds tant à Coumiac qu'à La Serre sont peu compatibles avec le modèle de formation des illites du Purbéckien. Un transport par les tempêtes depuis les milieux de plate-forme interne vers le large est nécessaire et pourrait être similaire à celui évoqué dans le cadre des coupes allemandes. Les tempestites sont particulièrement représentées entre les Kellwassers et pourraient également expliquer l'augmentation de kaolinite dans cet intervalle stratigraphique.

Le processus d'authigenèse a lieu pour des températures de surface au sein de milieux proches de l'émersion sur une plate-forme carbonatée. La présence de smectites à l'état de traces à Coumiac conforte ces résultats.

7) La présence de kaolinite (jusqu'à 30%) et de smectites en traces à Coumiac indiquent un climat chaud humide. Si ces minéraux sont détritiques, ils proviennent de zones continentales émergées en milieu tropical. La reconstitution paléogéographique de la Montagne Noire est très difficile suite à la structuration tectonique et n'est donc pas encore connue. Il est donc impossible de connaître la source continentale.

On notera que le pourcentage en kaolinite augmente à partir de la Zone à Early *rhenana* alors que la kaolinite était présente de manière ponctuelle au Frasnien Moyen. Ces données viennent conforter les interprétations climatiques de Steinbruch Schmidt qui présente un cortège argileux riche en kaolinite pour le même intervalle. Par ailleurs, ces interprétations climatiques confirment également la tendance générale d'un enrichissement en kaolinite au Frasnien Supérieur. En effet, des coupes en Allemagne, en France, en Espagne et en Belgique montrent un cortège argileux qui s'enrichit en kaolinite dans la partie supérieure du Frasnien. Ce changement indique le passage d'un climat chaud aride à un climat chaud humide.

5.4.4. Analyse de la susceptibilité magnétique

1) L'analyse de la SM a été réalisée sur 119 échantillons à Coumiac correspondant à la majeure partie du Frasnien Moyen, le Frasnien Supérieur et le Famennien Inférieur soit environ 6 millions d'années. Les valeurs de susceptibilité sont les plus faibles dans le banc 24as ($18.5 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) au sein du LKH et les plus élevées à la transition entre les Zones à Middle et Late *triangularis* (banc 33bs avec une valeur de $2050 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Les valeurs

sont globalement faibles dans le Frasnien et nettement plus fortes au Famennien. Cette tendance correspond à une évolution du 1^{er} ordre de la susceptibilité magnétique.

2) L'interprétation des variations de la courbe de susceptibilité au premier ordre montre des valeurs assez basses au cours du Frasnien Moyen. Ces valeurs augmentent fortement à la fin du Frasnien Moyen (transition entre la Zone à Late *hassi* et la Zone à *jamiae*). Les valeurs au Frasnien Supérieur restent relativement basses après une décroissance rapide de la SM. On visualise donc à l'échelle du 1^{er} ordre de susceptibilité magnétique des variations eustatiques de 2^{ème} ordre suggérant le passage d'un cortège transgressif à la base de la coupe à celui de haut niveau marin au cours du Frasnien Supérieur. La transition entre les deux indiquerait la surface d'inondation maximale et serait souligné par des variations abruptes de la SM dans les bancs 14 à 17. L'augmentation assez nette des valeurs à la base du Famennien traduirait la chute du niveau marin. Ces observations s'accordent avec la courbe eustatique de Johnson *et al.* (1985) et Johnson et Sandberg (1988).

3) La présence de fluctuations positives de la SM (événements X1 et X2) dans les bancs qui précèdent les Horizons Kellwassers de Coumiac sont difficilement interprétables en termes de variations bathymétriques. En effet, il faudrait y voir des évolutions régressives au cours de cortèges transgressifs.

Crick et Ellwood (1997) avaient déjà observé partiellement ce phénomène lors d'une étude des variations de la SM dans les bancs ceinturant la transition FF à Coumiac. Ils interprétaient le passage de valeurs élevées avant l'UKH à des valeurs très basses au cours de l'UKH comme une augmentation du niveau marin.

Ces évolutions positives des fluctuations de SM seraient plutôt liées au développement de hardgrounds riches en fer et manganèse. Ces niveaux sont concentrés principalement sous les Kellwassers et contribuent à augmenter de manière légère le signal magnétique. Ce type d'évolution de la SM correspond à des fluctuations de 3^{ème} ordre de la SM. Elles sont locales et propres à la coupe de Coumiac et ne représentent pas des fluctuations eustatiques.

4) La base du Famennien montre successivement une légère décroissance des valeurs suivies par une forte augmentation de la SM. Ces évolutions sont également observées à Steinbruch Schmidt. Au Famennien, les interprétations eustatiques des évolutions de la SM sont opposées à celles des cortèges sédimentaires.

5) L'origine minéralogique du signal n'est pas gouvernée par les minéraux paramagnétiques ni par les minéraux diamagnétiques comme le montre les données des argiles. L'origine de la SM serait donc liée aux minéraux ferromagnétiques tels que la magnétite. Elle est indécélable dans les diffractogrammes puisque son abondance est très faible et c'est elle qui gouvernerait la SM à Steinbruch Schmidt.

6) L'augmentation vers des valeurs élevées de susceptibilité est très nette et graduelle au Famennien. Elle est liée à une augmentation du pourcentage en minéraux magnétiques est donc à un processus majeur à la source (forte reprise des processus d'érosion en milieu continental en relation avec une variation climatique ou avec des mouvements tectoniques de grande ampleur. L'absence de changements climatiques significatifs à la base du Famennien nous avait conduit à prendre en compte un événement tectonique à Steinbruch Schmidt.

7) La similitude des résultats de SM pour des coupes localisées dans des bassins différents suggère un événement tectonique d'ampleur importante. L'orogénèse acadienne qui provoque des surrections dans la chaîne des Appalaches constituerait donc la source

pourvoyeuse de minéraux détritiques à l'échelle de plusieurs bassins. Cette orogénèse semble active à la fin du Dévonien Supérieur (Rogers, 1993). Le manque de données de la littérature ne nous permet pas de trancher actuellement. Des analyses magnétiques sur de nouvelles coupes en Europe et en Amérique du Nord au Famennien devraient permettre de préciser l'extension géographique et stratigraphique du phénomène caractérisé par de fortes valeurs de susceptibilité magnétique.

8) L'analyse de la SM à La Serre a été réalisée sur 51 échantillons recouvrant la limite FF. Les valeurs les plus basses s'observent: d'une part, à la base de la coupe (banc 8a, $-0.551 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) qui pourrait correspondre à la fin du LKH et d'autre part, juste sous la limite FF (banc 14d, $-0.778 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) qui correspond à l'UKH. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées au Frasnien dans le banc 14c ($814 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Les susceptibilités les plus basses et celles plus élevées correspondent donc respectivement aux Horizons Kellwassers et à lase de l'UKH comme c'est le cas dans les coupes allemandes.

9) La courbe de SM à La Serre s'interprète comme un emboîtement de plusieurs ordres magnétiques. Le premier ordre montre une décroissance des valeurs, de la base de la coupe jusqu'au banc 14d située sous la limite FF, ponctuée de pics positifs (événements E et F). Cette tendance s'inverse au Famennien et montre plutôt une croissance de la SM. Le second ordre correspond aux tendances d'ordre métrique qui sont également graduellement croissantes ou décroissantes. Le troisième ordre se marque par des pics positifs de SM plus faibles au sein de tendances croissantes comme celle des bancs 12 et 13.

Cette évolution de 1^{er} ordre magnétique s'interprète en terme de variation eustatique de 2^{ème} ordre et traduit une transgression au Frasnien et une régression dès le début du Famennien. Cette évolution de 1^{er} ordre magnétique qui a été également reconnue dans les à Coumiac et Steinbruch Schmidt constituerait un élément de corrélation à l'échelle des bassins voire à l'échelle intercontinentale.

10) Les interprétations eustatiques des événements et des évolutions magnétiques à La Serre suggèrent une succession de fluctuations eustatiques qui se corrèlent bien avec celles des microfaciès et de la succession des cortèges sédimentaires.

11) La CSM de La Serre présente une différence importante avec celle de Coumiac. La base du Famennien de La Serre montre une relative stabilité de la SM jusqu'au sommet de la Zone à Late *triangularis*. La SM à Coumiac indique, par contre, une augmentation très forte du signal magnétique au cours de la Zone à Middle *triangularis*. Cette différence pourrait résulter de la position paléogéographique de la coupe de La Serre. En effet, l'absence de fluctuations des microfaciès au cours des Zones à *triangularis* témoigne en faveur d'un milieu marin profond, sans influence des tempêtes et peu affecté par les variations eustatiques. La stabilité du milieu semble se confirmer par la stabilité du signal magnétique.

12) L'augmentation de la susceptibilité magnétique dans les bancs 12 et 13 situés sous l'UKH est assez similaire à l'événement X2 observé sous l'UKH de Coumiac. Cet événement de 3^{ème} ordre magnétique à Coumiac a été mis en relation avec de nombreux hardgrounds enrichis en Fe et Mn. L'analyse des microfaciès de La Serre indique plusieurs surfaces discontinues : hardgrounds (?). Ces niveaux ne sont pas soulignés par des encroûtements en Fe et Mn mais suggèrent des ralentissements de la vitesse de sédimentation. La position stratigraphique identique de ces deux événements pourrait servir de repère chronostratigraphique dans les séries de la transition FF en Montagne Noire.

CHAPITRE 6

**LES COUPES A LA LIMITE FRASNIEN-FAMENNIEN
DANS LES MONTS SAINTE-CROIX (POLOGNE):
KOWALA, PSIE GORKI ET KOSTOMLOTY**

Chapitre 6

Les coupes à la limite Frasnien-Famennien dans les Monts Sainte-Croix de Pologne (Kowala, Psie Gorki et Kostomloty)

6.1. Les Monts Sainte-Croix de Pologne

Les Monts Sainte-Croix (ou MSC) correspondent à une petite région, dans la partie centrale de la Pologne, où affleurent les séries paléozoïques (**figure 6.1**). Les MSC sont localisés à proximité de la bordure sud-ouest de la Zone Tectonique Tornquist-Teisseyre (TTZ selon Guterch *et al.*, 1986) qui sépare, à l'échelle de la Pologne, la plate-forme de l'Europe de l'Est au nord-est de la plate-forme varisque au sud-ouest.

La structure tectonique des Monts Sainte-Croix (**figure 6.1**) consiste en une boutonnière paléozoïque ceinturée par une couverture permo-mésozoïque. Le Paléozoïque, composé d'une série plissée du Cambrien au Carbonifère Inférieur, n'a pas été influencé par un métamorphisme régional et est traversé par quelques intrusions de diabase et de lamprophyre. Trois discordances angulaires s'observent dans les Monts Sainte-Croix, les deux plus anciennes affectent uniquement la partie sud alors que la plus récente recouvre l'entiereté des MSC et est probablement de plus grande extension. La première est en relation avec le plissement de Sandomierz et montre un contact entre le soubassement du Cambrien Inférieur et le Trémadoc Supérieur. La deuxième correspond à la base du Dévonien qui tronque le Silurien et correspond à la discordance du Calédonien terminal. Enfin, la dernière correspond à la discordance varisque qui surmonte les roches du Dévonien et du Carbonifère (Mizerski, 1995).

La faille de Lysogory (HCD ou Holy Cross Dislocation) est l'élément tectonique majeur des MSC et sépare le socle Paléozoïque en deux compartiments suivant deux régions paléogéographiques et deux unités tectoniques bien distinctes. Celle du sud correspond à la région de Kielce (série peu épaisse, discontinue et caractérisée par des faciès peu profonds) et celle du nord à la région de Lysogory qui se caractérise par une série très épaisse et des environnements bathymétriques plus profonds.

Figure 6.1: A: carte de la Pologne et localisation des Monts Sainte-Croix. B: carte géologique de la région de Kielce au sein des Monts Sainte-Croix d'après Szulczewski (1971, modifié). Les coupes étudiées dans le cadre de la thèse sont soulignées.

Légende: 0: Cambrien-Silurien – 1: Dévonien Inférieur et Moyen – 2: Frasnien (Dévonien Supérieur) – 3: Famennien (Dévonien Supérieur) – 4: Carbonifère Inférieur – 5: couverture post-varisque (du Zechstein au Crétacé Supérieur).

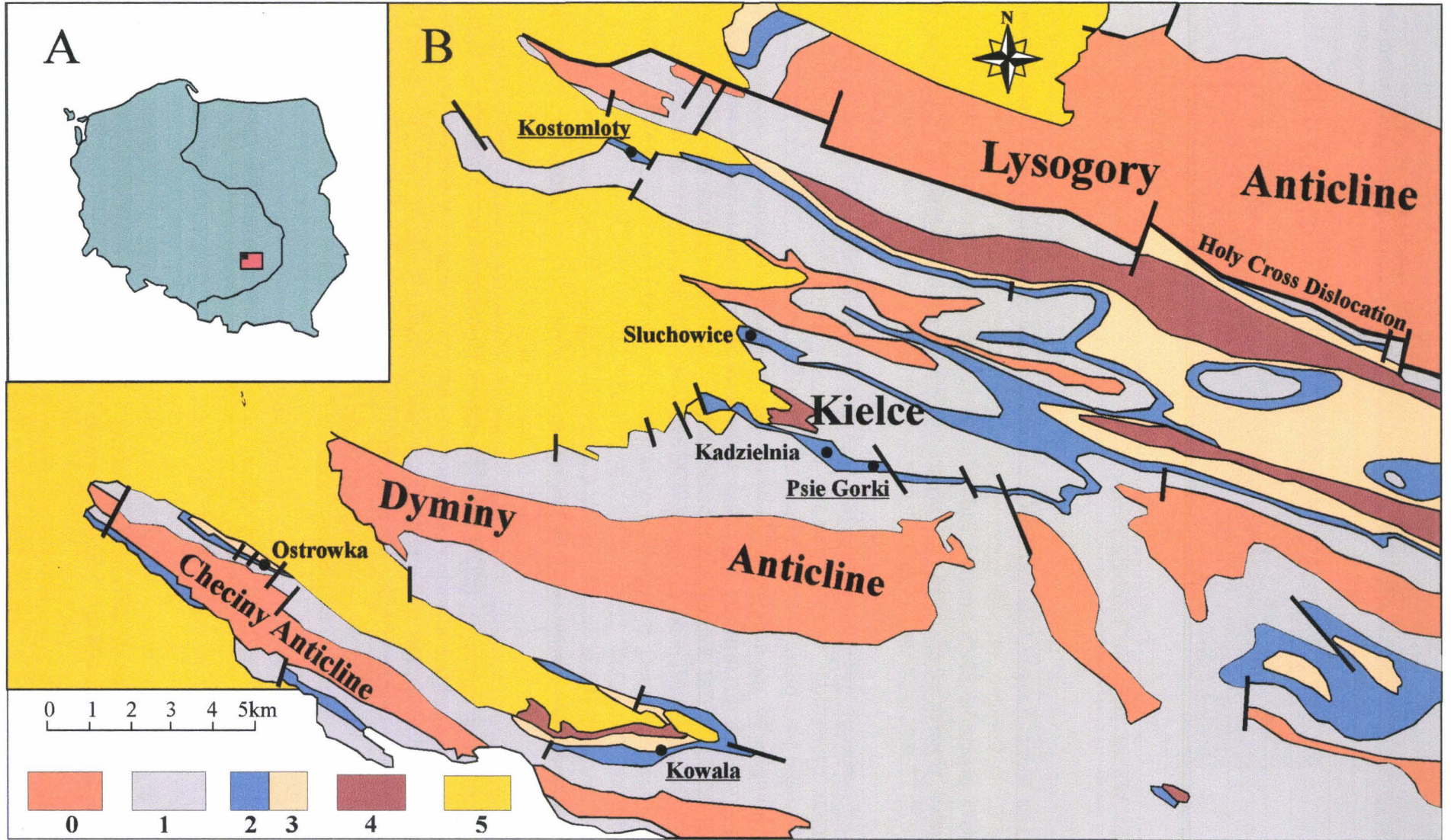


figure 6.1

La HCD est interprétée de deux manières: soit en faille de décrochement ('strike-slip fault') selon Tomczyk (1988) et Lewandowski, (1993), soit en faille de charriage ('overthrust fault') par Stupnicka (1992). Quelle que soit l'origine de la faille, nous retiendrons qu'elle différencie deux régions bien distinctes et qu'elle est active du Cambrien jusqu'au Tertiaire au minimum. L'activité calédonienne de région de Kielce (bloc sud) résulte de légers mouvements tectoniques pendant les phases Lysogorska (470 Ma) et Ardénienne (420Ma) (Tomczyk, 1974). Le Paléozoïque Inférieur n'a pas été affecté par un métamorphisme (Lewandowski, 1993). L'évolution structurale a donc été acquise au cours des mouvements varisques exception faite de la partie sud de la région affectée par l'orogénèse alpine. La partie nord (Lysogory) est liée aux déformations des mouvements varisques (Lewandowski, 1993).

Le Dévonien Inférieur est terrigène, peu épais et va de l'Emsien au début du Givétien dans la partie sud des MSC. Par contre, les dépôts terrigènes du Dévonien Inférieur atteignent une épaisseur de 550 m dans la région de Lysogory (au nord de la HCD). Dans cette zone, les sédiments recouvrent en continuité sédimentaire le Silurien et montrent une séquence stratigraphique complète. Les environnements sont largement continentaux. Une transgression marine envahit finalement la partie nord des MSC à la fin de l'Emsien. Une augmentation importante du niveau marin, à la transition Dévonien Inférieur-Dévonien Moyen, interrompt de manière diachrone la sédimentation détritique. Au sommet de l'Eifélien, les faciès transgressifs sont remplacés par une sédimentation carbonatée marine peu profonde. Il en résulte l'établissement d'une plate-forme carbonatée qui évolue de manière progressive par le développement de monticules récifaux et par une différenciation topographique (Dvorak *et al.*, 1995)

Dans les MSC où la plate-forme carbonatée est bien exposée, trois phases de développement de la plate-forme carbonatée sont présentes (**figure 6.2**). Elles correspondent approximativement à la fin de l'Eifélien, au Givétien et au Frasnien. La première correspond à une série de cycles péritidaux. Elle se caractérise par la rareté des récifs et par la grande abondance de dolomie (Skompski et Szulczewski, 1994). Les deux phases suivantes correspondent aux barrières et aux récifs similaires à celles décrites dans les plate-formes carbonatées du domaine varisque (Racki, 1993b). Elles sont représentées par des calcaires à stromatopores et coraux. Au Givétien, la plate-forme carbonatée atteint sa plus grande extension depuis les Monts Sainte-Croix jusqu'à Brno en Moravie. Au Frasnien, la plate-forme carbonatée est affectée par des augmentations du niveau marin et par la formation de blocs faillés provoquant sa désintégration, un début d'enneiement et l'expansion de petits bassins en domaine de plate-forme (Racki, 1993b).

Dans les MSC, le système de dépôt correspond à une plate-forme carbonatée isolée bordée de récifs et de hauts-fonds comme le complexe récifal de 'Dyminy Reef' (Racki 1993b). La morphologie élevée des marges de la plate-forme est soulignée par des cycles péritidaux, bordant le lagon interne qui recouvre une grande étendue et par des dépôts de pente resédimentés (Dvorak *et al.*, 1995).

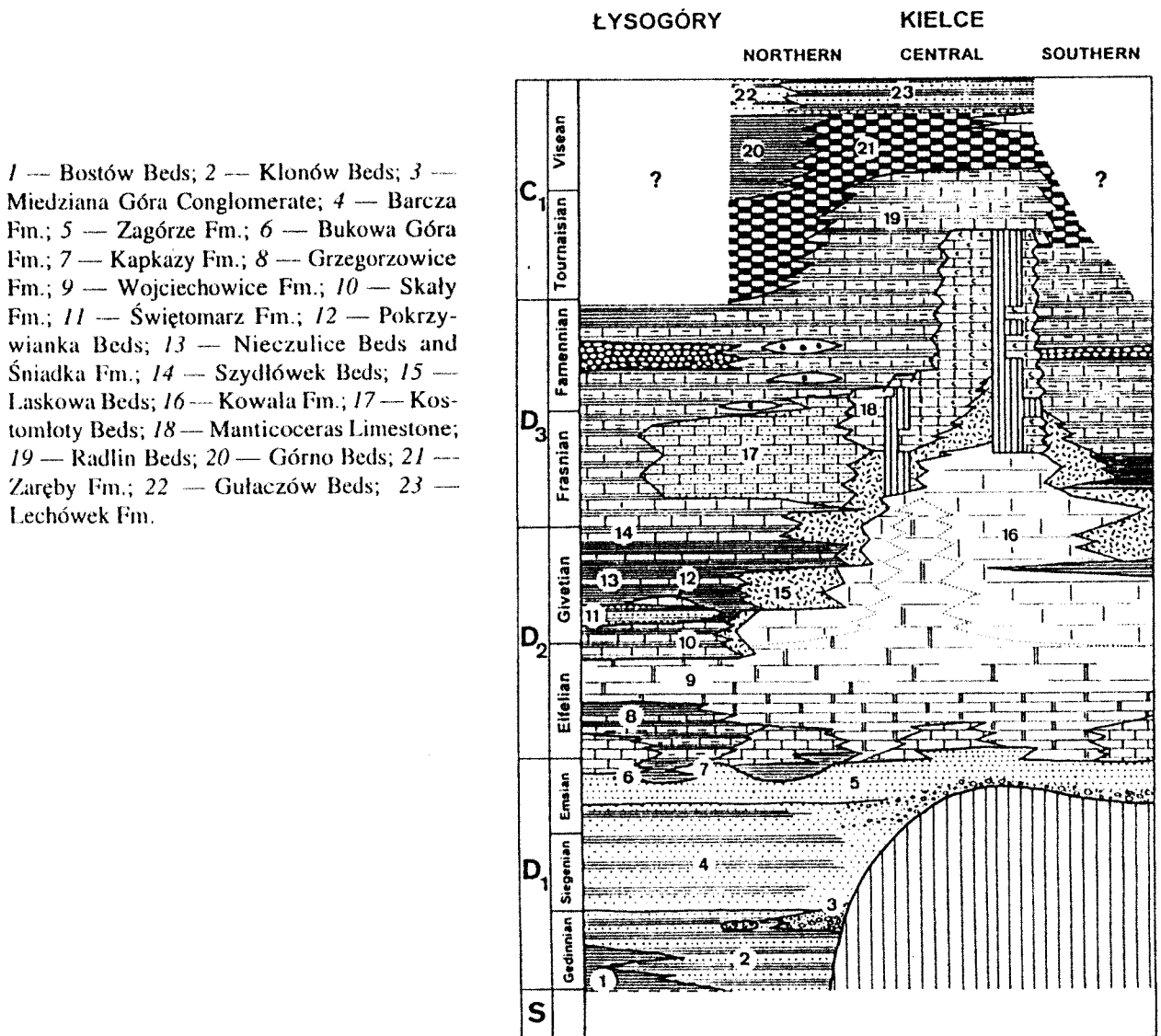


figure 6.2

Figure 6.2: Coupe schématique simplifiée à travers les MSC depuis le Dévonien Inférieur jusqu'au Carbonifère Inférieur. Les lithologies sont décrites dans le texte. La liste des noms de formation provient de Szulczewski in Dvorak et al. (1995).

Le reste de la plate-forme est définitivement envoyé au début du Famennien quand la transgression atteint son maximum. Les fossiles retrouvés dans des calcaires allodapiques indiquent, par contre, que de petits monticules à *Renalcis* ont survécu jusqu'à la Zone à *crepida* au moins (Dvorak et al., 1995).

La régression du milieu du Famennien n'est pas enregistrée dans les MSC où elle est masquée par une subsidence importante. Cependant, la région de Krakow montre une

augmentation des terrigènes à partir des Massif de Brno-Haute Silésie ou de zones soulevées au sein du bassin (Dvorak *et al.*, 1995).

Depuis la transgression au début de la Zone à Early *rhenana* (Frasnien Supérieur), la plate-forme carbonatée des MSC passe progressivement à une plate-forme pélagique montrant une série condensée de calcaires à crinoïdes et à céphalopodes sur une partie importante du haut-fond (Szulczewski *et al.*, 1996). Cette sédimentation ralentie se poursuit jusqu'au Tournaisien. La limite Dévonien/Carbonifère correspond à un hiatus au sein de cette séquence condensée.

6.2. Analyse du cortège argileux

6.2.1. La coupe de Kowala

La coupe de Kowala (carrière et talus de route) permet l'étude d'une série du Frasnien Supérieur au début du Carbonifère. Cette séquence montre la transformation progressive de la marge sud de la plate-forme carbonatée en un bassin en expansion. La carrière en activité de Kowala se situe à proximité du village de Kowala (10 km au sud de Kielce, **figure 6.1**). Selon Szulczewski (in Dvorak *et al.*, 1995), la succession du Dévonien Supérieur de Kowala se compose de 13 intervalles répertoriés à la **figure 6.3**:

A-B: complexe biostromal constitué d'un assemblage benthique riche en stromatopores, tabulés et rugueux,

C-: petits biohermes correspondant aux calcaires de Kadzielnia. Les principaux constructeurs sont des stromatopores lamellaires enfouis en position de vie en association avec des tabulés, des brachiopodes et des pelmatozoaires,

D-: calcaires micritiques à brachiopodes en petits bancs,

E-G: calcaires détritiques avec faune benthique transportée interstratifiés de calcaires micritiques et de shales,

H-: fins bancs de calcaires argileux alternant avec des shales et des calcaires granuloclassés allodapiques,

I-: calcaires nodulaires avec rares mollusques (*Guerichia*)

J-: calcaires nodulaires à lenticulaires interstratifiés d'horizons de shales noirs et bitumineux. La faune est assez diversifiée: brachiopodes, trilobites, mollusques et poissons,

K-: shales noirs bitumineux interstratifiés de calcaires, argileux. Les calcaires sont laminaires, bioturbés et riches en bivalves. Des foraminifères et des brachiopodes inarticulés sont présents,

L-: calcaires à surfaces corrodées alternant avec de fines passées de shales. La faune est la plus diversifiée de toute la série du Famennien: brachiopodes, coraux, mollusques, foraminifères, crinoïdes, trilobites, ostracodes et algues (Solénoporacées?).

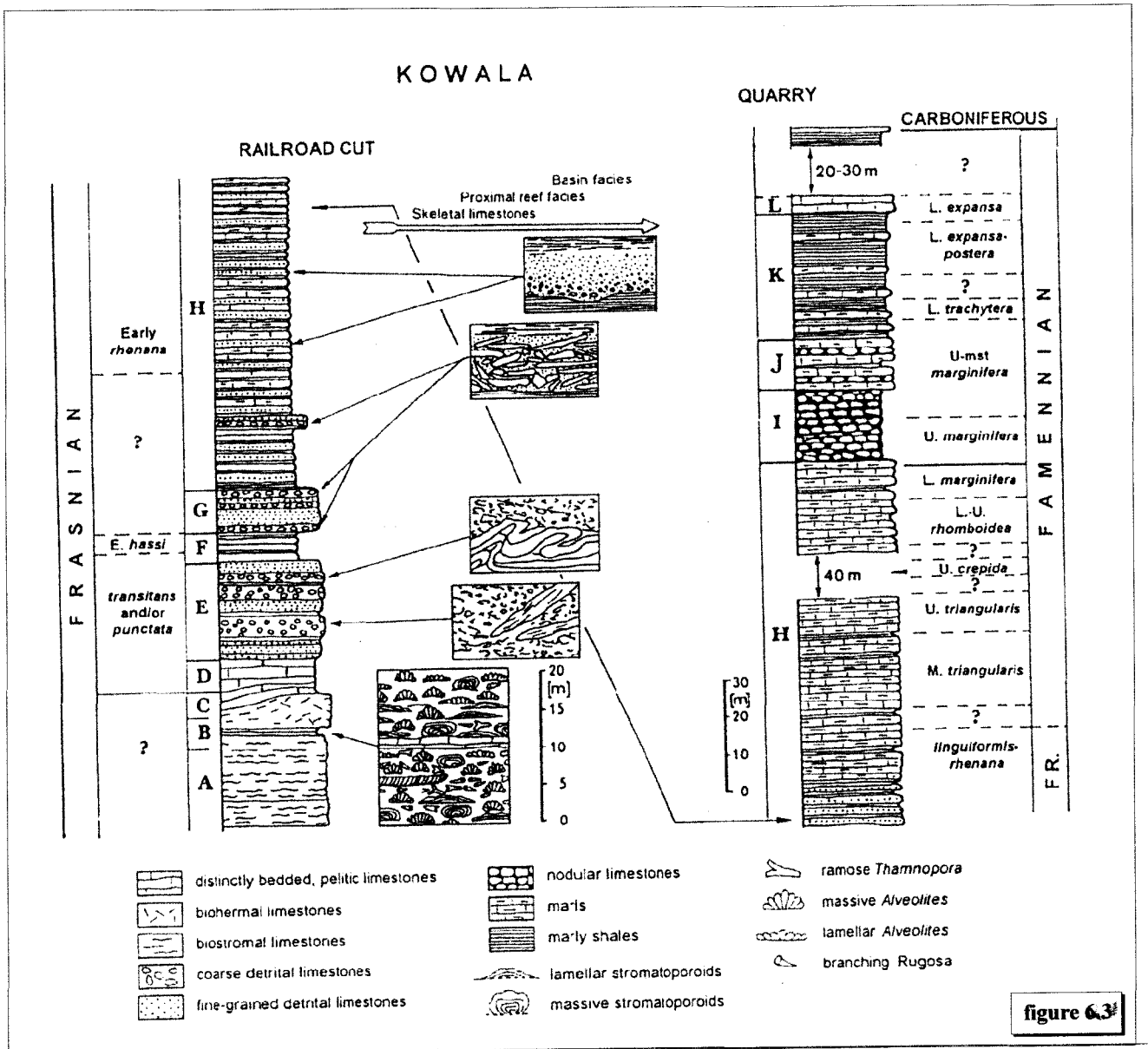


Figure 6.3: Subdivisions lithologiques et stratigraphiques du Dévonien Supérieur des environs de Kowala d'après Szulczewski (1968, 1995 in Dvorak et al.).

La séquence en terme de zones à conodontes correspond à une gamme de temps allant de la transition 'transitans - punctata' jusqu'au début de la Zone à *expansa*. La limite FF se situe dans l'intervalle H (figure 6.3).

Les intervalles A-C, appartenant à la Formation de Kowala, représentent une partie de la marge sud de la plate-forme carbonatée dans sa phase de développement récifale. La série qui surmonte cet épisode montre une transformation progressive depuis une plate-forme carbonatée vers des faciès de bassin (Szulczewski, 1971, Racki, 1993b). Les intervalles E à G enregistrent une sédimentation en domaine de pente, en bordure de la marge de la plate-forme et à proximité de faciès récifaux, comme indiqué par les slumps et les conglomérats à galets plats (Szulczewski, 1968). La série Famennienne est monotone et peu fossilifère excepté au

sommet de la série. Le principal facteur contrôlant la distribution de la faune semble être la teneur en oxygène des eaux. Les dépôts du début du Famennien sont noirs, laminaires et extrêmement pauvres en fossiles. Ces conditions rendent difficile l'observation de l'UKH bien que Racki (1993a) indique un intervalle qui pourrait lui être équivalent. L'évolution postérieure du bassin révèle une diminution du niveau marin et une meilleure oxygénation des eaux soulignée également par une diversification de la faune benthique. A la fin du Famennien, les différences topographiques existant entre les hauts-fonds et les bassins sont nivellées. L'activité tectonique enregistrée à la fin du Famennien et au début du Carbonifère correspond à une tectonique active en extension (Dvorak *et al.*, 1995).

La coupe de Kowala a fait l'objet d'analyses géochimiques (éléments en traces: Zn, Pb, Cu, Cr, Ni, Co) et sur la composition de la matière organique. Ces analyses focalisées à la transition FF indiquent des teneurs en métaux très faibles et une matière organique allant depuis des sapropels jusqu'à l'humus. Ces données suggèrent la présence de cheminées volcaniques sur les fonds sous-marins ou d'événements de type upwellings (Cebulak *et al.*, 1993).

La reconnaissance des Horizons Kellwassers à Kowala est difficile tant par l'absence des faunes caractéristiques que par la lithologie fort homogène qui ne présente pas les faciès typiques à calcaires et schistes noirs des Kellwassers des coupes allemandes.

Une coupe de bassin située à Plucki (près de Lagow) recouvrant les Zones Late *rhenana* à *triangularis* montre une séquence monotone de 150 m de calcaires et shales noirs. Cette coupe contient une faune riches en ostracodes (entomozoacés) et homocténidés ainsi que de rares brachiopodes. La limite FF se situe a priori au-dessus d'un banc enrichi en céphalopodes et tentaculidés correspondant à l'UKH (Racki, 1993). Cet auteur pense également que le LKH est également présent 70 m sous la limite FF. Il s'agirait avec le sondage de Janczyce des deux seules coupes dans les MSC qui enregistrent de manière claire les deux Horizons Kellwassers dans des environnements anoxiques de bassin. L'analyse du Frasnien Supérieur du sondage de Janczyce 1 (à l'est des MSC) révèle une succession de calcaires nodulaires noirs et de calcaires argileux laminaires noirs et bitumineux (Narkiewicz *et al.*, 1992). Cette succession qui correspond au sommet de la Zone à Late *rhenana* montre un événement transgressif attesté par l'évolution des biofaciès à conodontes et des microfaciès. Les auteurs indiquent une augmentation du niveau marin d'environ 50 m montrant le passage d'un milieu dans la zone photique et dans la zone d'action des vagues à un milieu situé sous la zone d'action des tempêtes dans les zones aphotiques et anaérobiques.

Figure 6.4 et 6.5 : Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux en regard de la colonne lithologique, des numéros de bancs et de l'épaisseur des bancs pour les coupes de Kowala A et de Kowala B. La limite FF à Kowala A se situe au sommet de la coupe (à 32 m précisément) et à la base du banc 12 pour Kowala B.

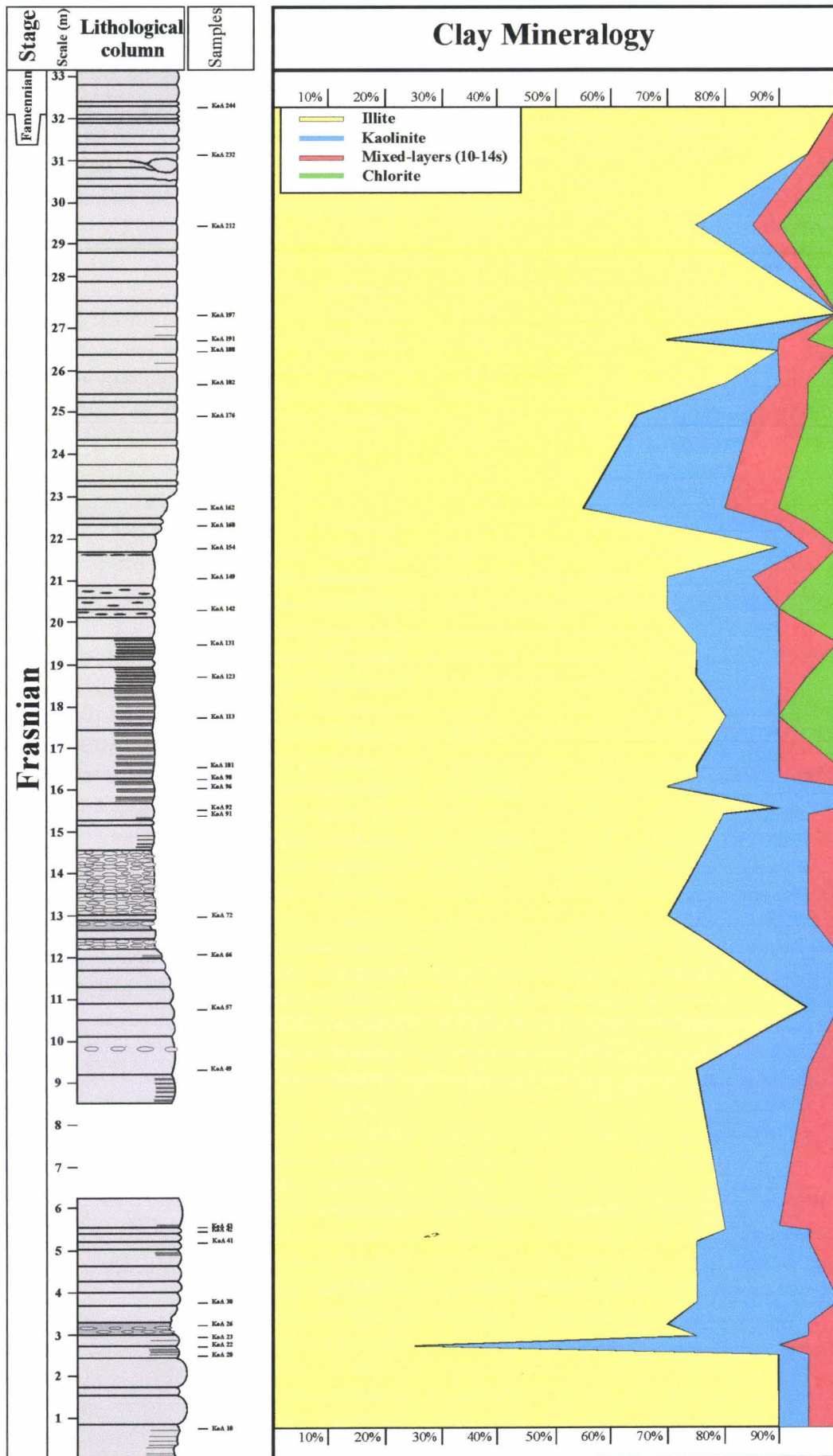


figure 6.4

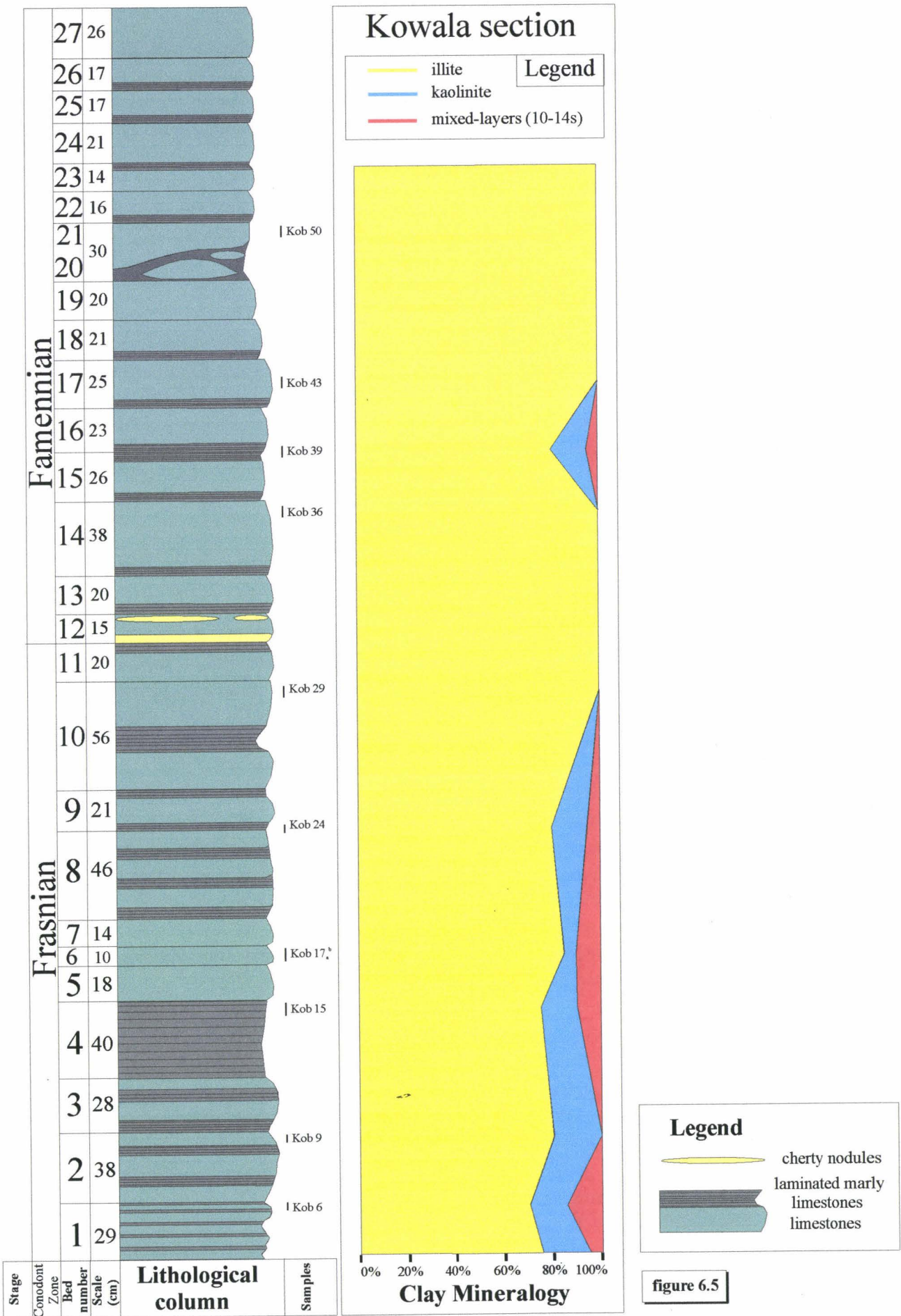


figure 6.5

Deux coupes ont été levées dans la carrière de Kowala (**annexe 4**): la première (Kowala A) sur une épaisseur de 33 mètres environ. Le Famennien est observé sur un mètre au sommet de la coupe. La deuxième (Kowala B) épaisse de 6,50 mètres est centrée autour de la limite FF. La série échantillonnée montre l'alternance de bancs inframétriques de calcaires gris, noirs ou versicolores (par altération de surface) parfois nodulaires ou laminaires et de passées pluridécimétriques argileuses sombres à nodules carbonatés. La série est homogène dans l'ensemble et la faune macroscopique assez rare. La colonne lithologique de Kowala B montre clairement la présence de passées plus laminaires et argileuses disposées à la base ou au sommet des bancs calcaires. De rares niveaux de cherts noirs d'aspect nodulaire et parfois plus lenticulaire sont présents à proximité de la limite FF.

La position de la limite FF dans la coupe de Kowala A a été fixée sur le terrain par Racki à 1 m du sommet du levé (com. pers., **figure 6.4** et **planche 5**). La position de la limite FF à la base du banc 12 (**figure 6.5**) de la coupe de Kowala B est basé sur une analyse des conodontes par Racki (com. pers.). Ce dernier a retrouvé les espèces types de la Zone à *linguiformis* jusqu'au sommet du banc 11.

6.2.1.1. Assemblage minéralogique

34 échantillons à Kowala A et 11 échantillons de Kowala B prélevés tant dans les calcaires que dans les bancs argileux ont été analysés.

Le cortège des minéraux argileux des échantillons de Kowala A (**figure 6.4**) est dominé par l'illite (55 à 100%) et la kaolinite (0-30%). Les interstratifiés illite-smectite (0-10%) et les chlorites (0-10%) sont présents à l'état de trace. L'illite est particulièrement abondante tout au long de la série à l'exception de l'échantillon 22 à la base de la coupe qui enregistre 25% d'illite et 65% de kaolinite. La quantité d'interstratifiés illite-smectite est assez constante tout au long de la série par opposition aux chlorites qui apparaissent brutalement 15 m sous la limite FF. Les kaolinites semblent disparaître au Famennien mais le manque d'échantillons famenniens laisse subsister un doute. Ce dernier point est partiellement confirmé dans la coupe de Kowala B (**figure 6.5**) qui montre un assemblage dominé par l'illite (70-100%) accompagné de kaolinite (0-25%) et d'interstratifiés illite-smectite en traces (0-15%). L'évolution des assemblages argileux montre une nette différence entre le Frasnien et le Famennien. Ce dernier est très fortement dominé par l'illite à l'exception d'un échantillon présentant un peu de kaolinite (15%) et d'interstratifiés 5%. Une réduction de la diversité minéralogique s'observe donc à la transition FF.

Figure 6.6 et 6.7: Mesure de l'index d'Esquevin (axe Y) reporté en regard du numéro d'échantillon (axe X) (figure 6.6 A et 6.7 A respectivement pour les coupes de Kowala A et Kowala B). Les résultats indiquent une composition de phengite. La composition chimique du matériel illitique révèle une teneur en fer importante et la présence d'interstratifiés illite/smectite. L'axe X correspond au numéro d'échantillon et l'axe Y indique la mesure de l'index Ir de Srodon (1984) et la mesure du rapport (001)/(002) ou R(g) pour la fraction illitique (figure 6.6 B et 6.7B respectivement pour les coupes de Kowala A et Kowala B).

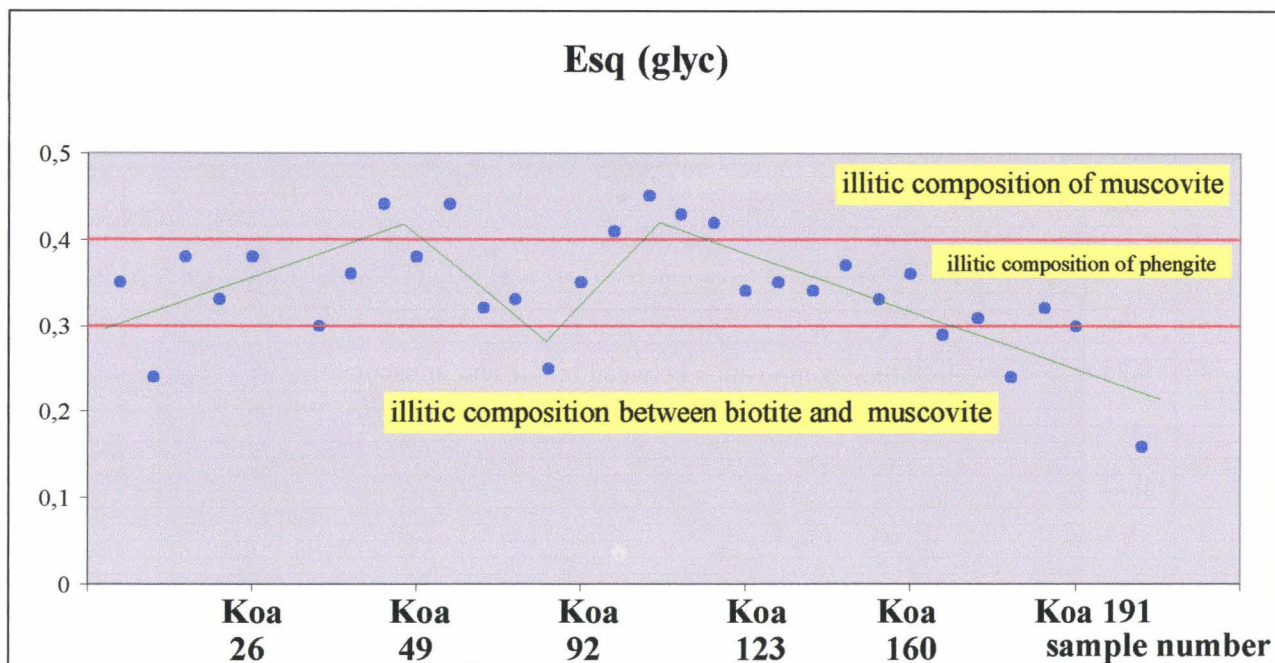


figure 6.6 A

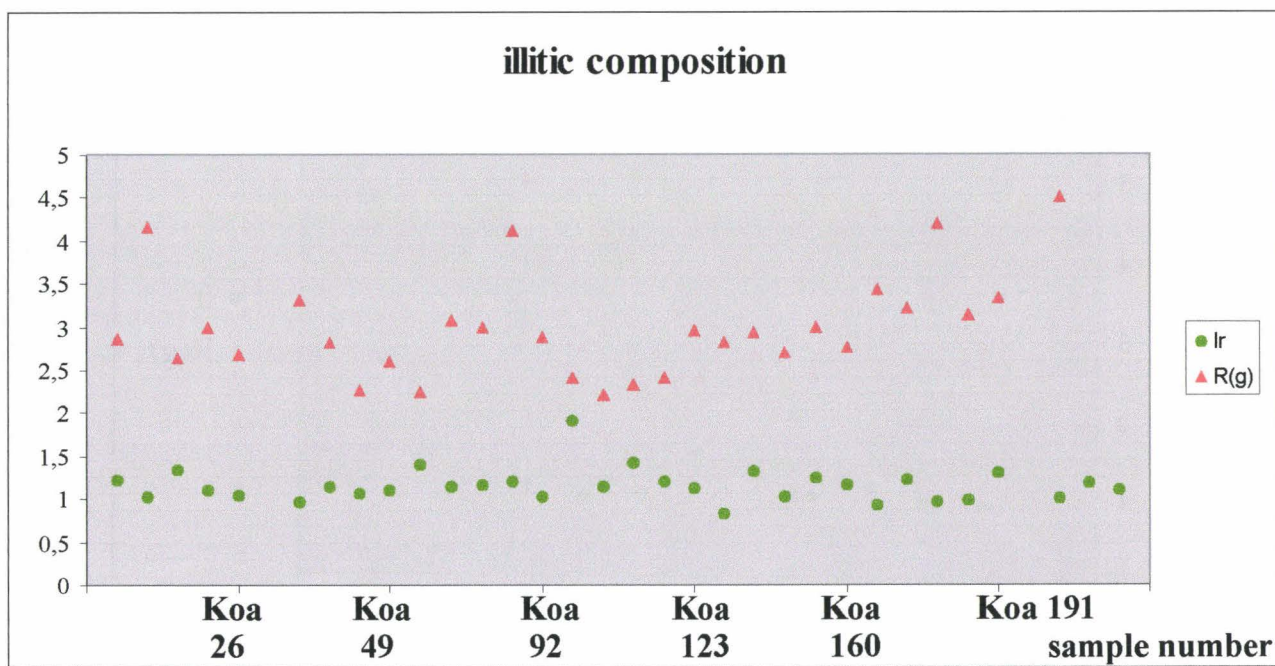


figure 6.6 B

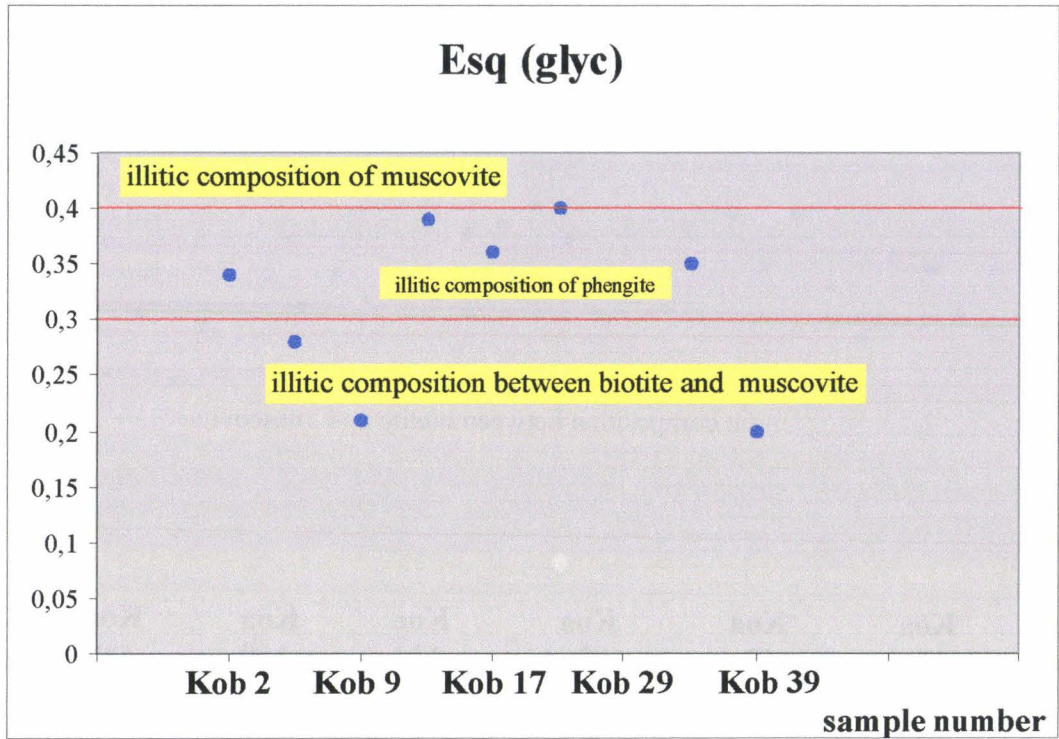


figure 6.7 A

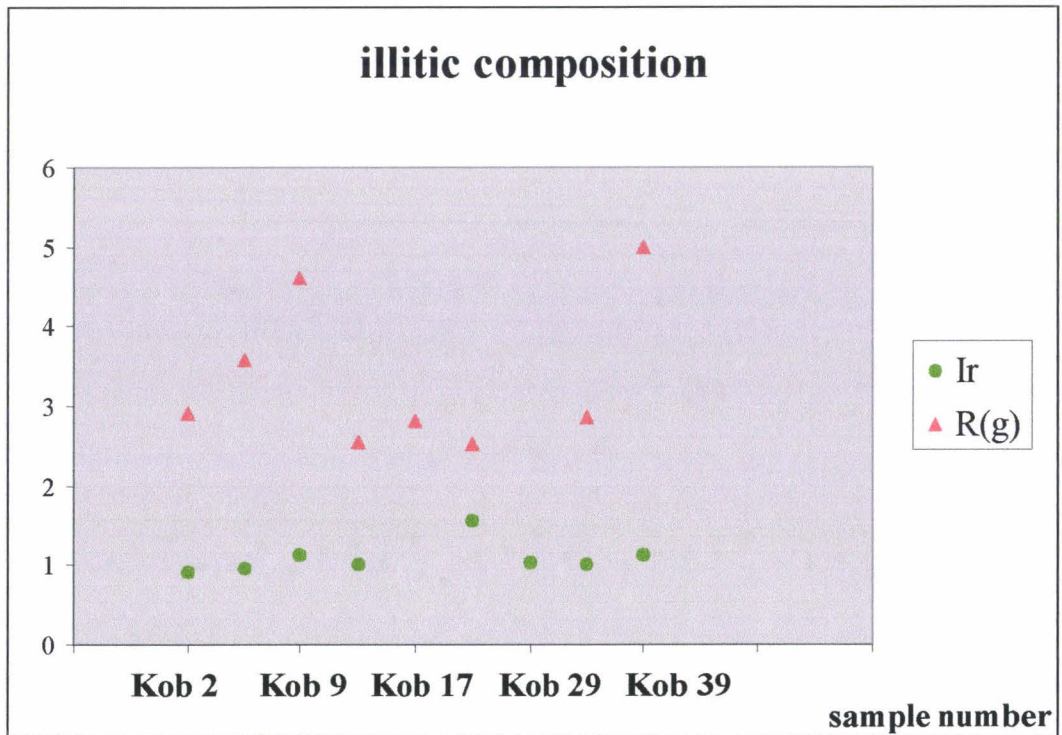


figure 6.7 B

L'étude détaillée de la composition chimique des illites a été réalisée dans les assemblages argileux des coupes de France et d'Allemagne. Les données sont utilisées pour mieux appréhender les évolutions diagenétiques des séries étudiées. Il en sera de même dans les coupes polonaises.

1. L'illite

La moyenne du rapport des pics (001)/(002) ou R(g) sur l'essai glycolé est de 3.0 pour Kowala A (**figure 6.6 B**) et de 3.35 pour Kowala B (**figure 6.7 B**). Ces moyennes témoignent d'une teneur en Fe importante dans les feuillets octaédriques. On notera à ce propos que quelques échantillons présentent des valeurs supérieures à 4 dans les deux coupes et qu'ils se répartissent indifféremment dans la série. Ces échantillons montrent un pic (002) plus réduit ce qui peut suggérer une teneur plus forte en fer. Par ailleurs, l'évolution du rapport R(g) dans la coupe de Kowala (**figure 6.6 B**) montre une augmentation des valeurs de ce rapport dans la seconde moitié de la coupe. Cet élément suggère que la teneur en fer dans les illites augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche de la limite FF. Cette interprétation n'est pas vérifiée dans la coupe de Kowala B suite à un nombre d'analyses très réduit. On observe néanmoins que la moyenne du rapport est plus grande à Kowala B.

L'index d'Esquevin (Ei) mesuré sur les échantillons (**figure 6.6 A et 6.7 A**) indique une valeur moyenne de 0.34 à Kowala A et de 0.32 à Kowala B ce qui révèle une composition de phengite (teneur faible en Fe et Mg dans la couche octaédrique qui n'est que partiellement alumineuse). L'évolution de l'index d'Esquevin montre une diminution des valeurs dans la seconde moitié de la coupe et témoigne à nouveau en faveur d'une augmentation de la teneur en fer à proximité de la limite FF.

La mesure de l'indice Ir de Srodon (1984) des échantillons de Kowala A (**figure 6.6 B**) et de Kowala B (**figure 6.7 B**) donne respectivement une moyenne de 1.23 et de 1.09. Ces données indiquent que le matériel illitique correspond à un mélange d'illites et d'interstratifiés illite-smectite.

La moyenne de l'indice BB1 des échantillons de Kowala indique que le matériel illitique est composé d'un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants. Ce résultat est similaire dans les deux coupes.

La valeur moyenne des indices de cristallinité calibrés est de 0.684 pour la transition FF de Kowala (**figure 6.8 A et 6.9 A**). La majorité des échantillons sont donc situés dans la partie supérieure de la diagenèse tardive *sensu* Yang et Hesse (1991). Les mesures en IC sont précisées en utilisant la méthode de Shirozu et Higashi (1972).

*Figure 6.8 et 6.9: Le diagramme donne la mesure des IC en °2θ (axe Y) en regard des échantillons (axe X). La moyenne des mesures IC se situe dans la partie supérieure de la diagenèse tardive *sensu* Yang et Hesse (1991) ce qui suggère des températures largement inférieures à 210° ± 20°C (figure 6.8 A et 6.9 A respectivement pour Kowala A et Kowala B). Le diagramme des indices de Shirozu (figure 6.8 B et 6.9 B *ibid.*) notés W2 (axe Y) et W1 (axe X) présente plusieurs échantillons dont les valeurs des IC doivent être considérées avec prudence.*

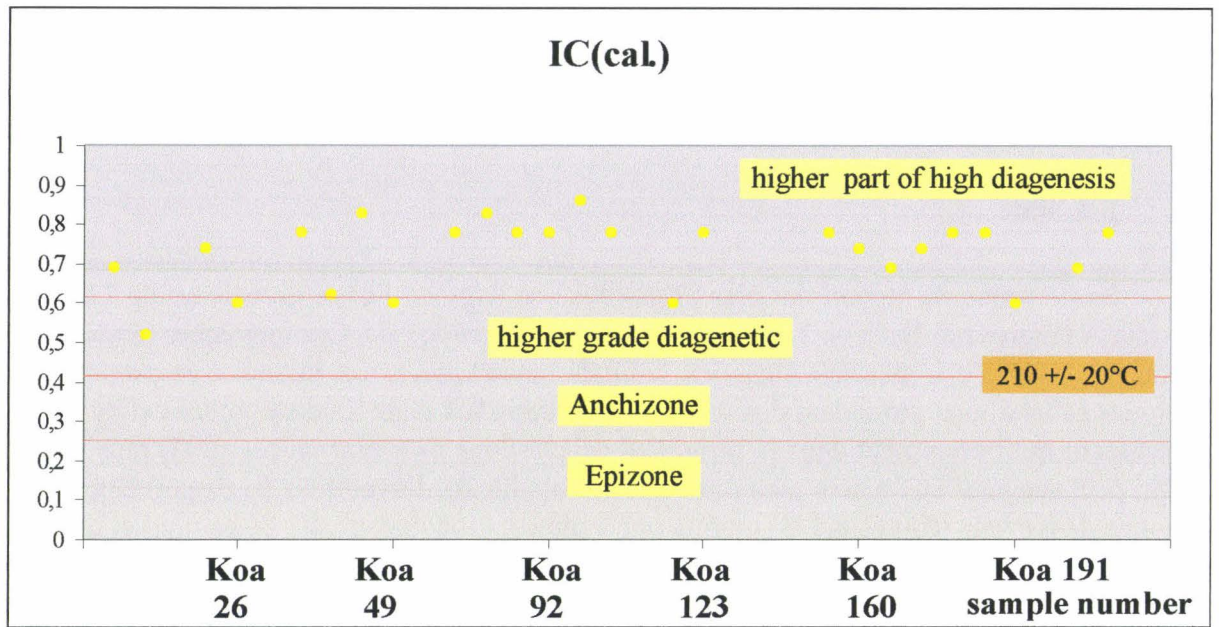


figure 6.8 A

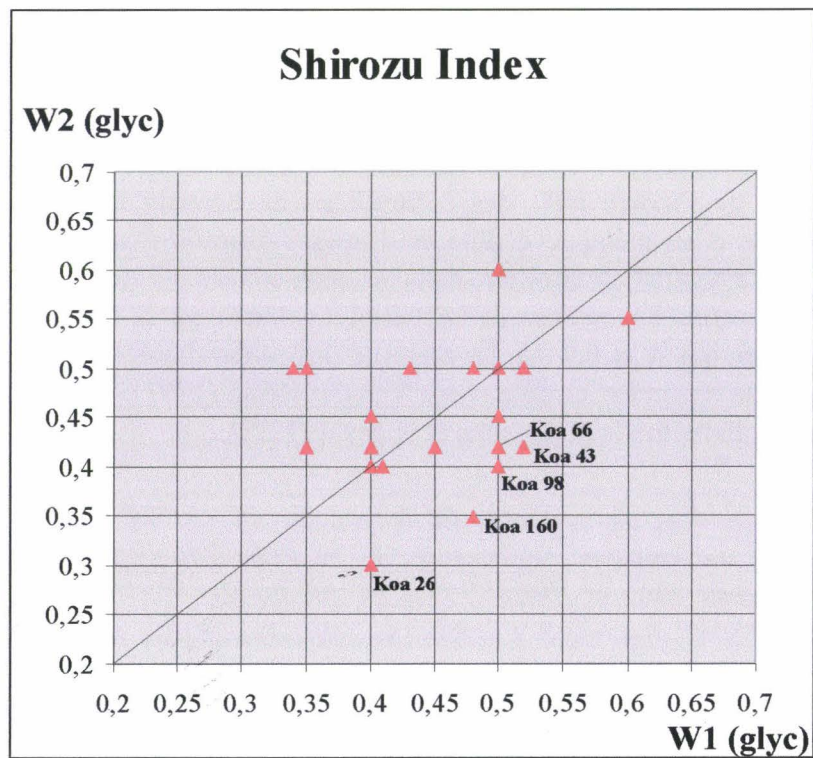


figure 6.8 B

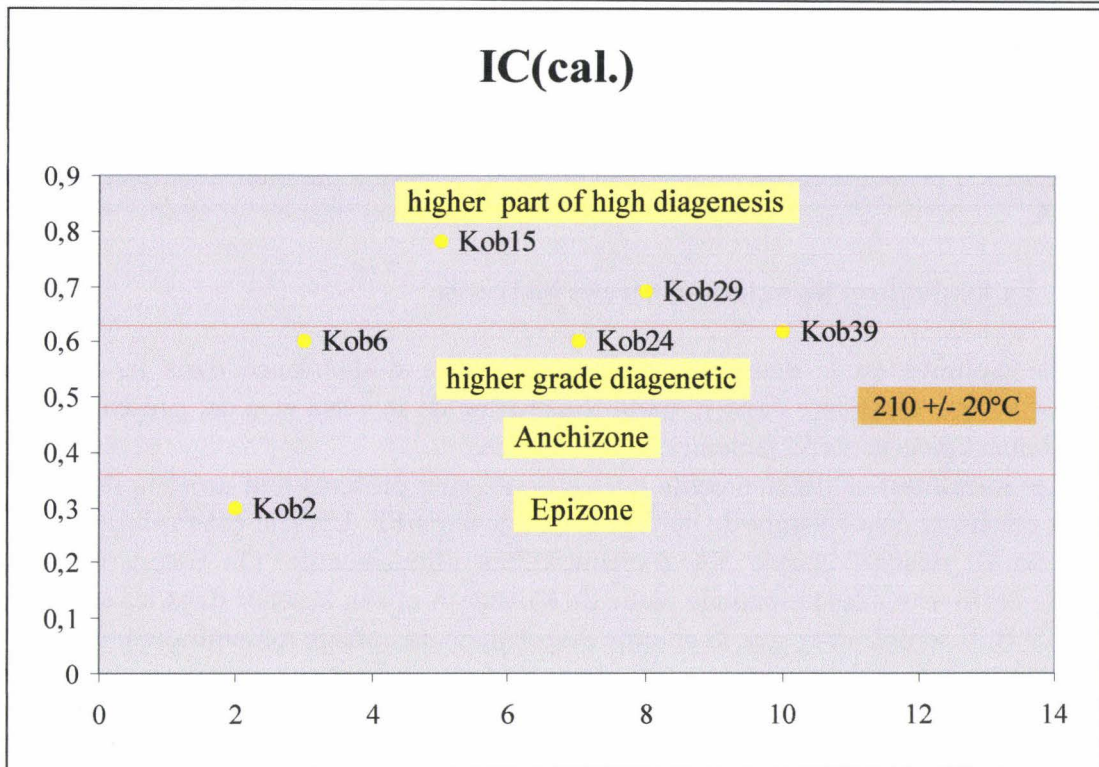


figure 6.9 A

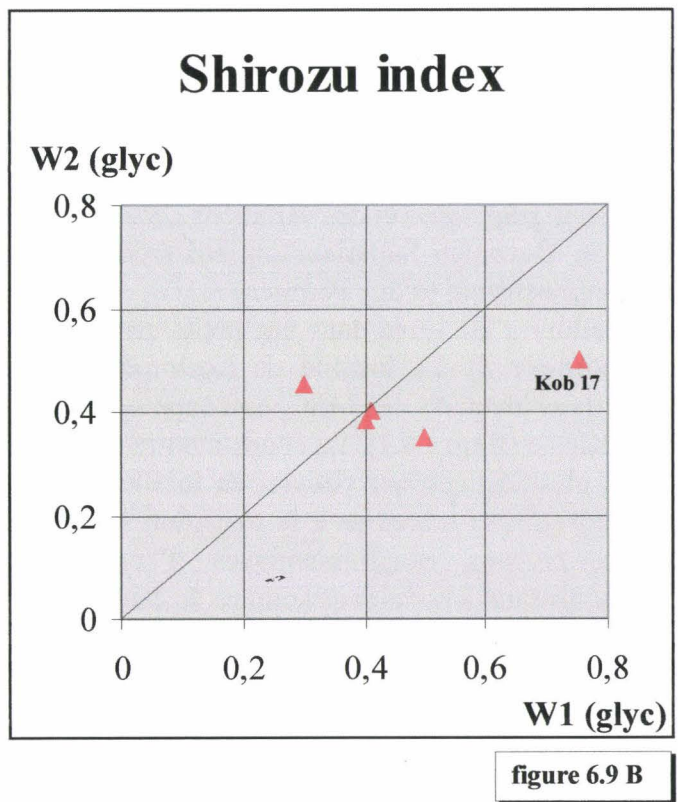


figure 6.9 B

Comme le montre le diagramme B des **figures 6.8 et 6.9**, plusieurs échantillons s'écartent de la droite. Ces résultats témoignent de valeurs en W1 qui s'écartent de la moyenne traduisant une altération de la cristallinité et la présence d'interfoliaires relâchés dans une série d'échantillons principalement concentrés dans la première moitié de la coupe à Kowala A.

2. La kaolinite et les autres minéraux en traces

La kaolinite est le deuxième minéral par ordre d'abondance dans les coupes de Kowala. Elle est abondante dans la partie frasnienne de la série et n'est présente que très ponctuellement dans la partie famennienne des coupes.

Les interstratifiés illite-smectite et la chlorite sont présents tout au long du Frasnien, ces deux minéraux disparaissant du cortège à la transition FF. Un seul échantillon famennien de Kowala B présente encore 5% d'interstratifiés illite-smectite. On notera l'apparition brutale de la chlorite dans la seconde partie de Kowala A et son absence dans les échantillons de Kowala B. Il semble donc que la chlorite disparaisse du cortège minéralogique avant la fin du Frasnien.

6.2.2. La coupe de Kostomloty

La zone de shoal de Kostomloty est mal connue mais semble exister au niveau de la limite FF au dans la région de Lysogory (Racki, 1993). La série de calcaires, partiellement oolithiques, d'eaux peu profondes de Kostomloty représente probablement une sédimentation ininterrompue mais vraisemblablement réduite au cours de la transition FF (Szulczewski, 1971, 1981). Par ailleurs, Szulczewski *et al.* (1993) indiquent que le shoal de Kostomloty persister au moins jusqu'à la Zone à *crepida*. Ces mêmes auteurs décrivent le passage FF :

- par une transition de calcaires finement grenus, laminaires et à cherts, à des conglomérats à galets plats,
- par la présence de passées bioclastiques riches en crinoïdes et brachiopodes,
- par des arrêts dans la sédimentation au sein de la Zone à *triangularis* (condensation),
 - par des mélanges stratigraphiques et des variations dans les biofaciès à conodontes,
 - enfin, ces dépôts du Dévonien Supérieur ont été érodés et sont surmontés par le conglomérat transgressif du Zechstein (d'âge Permien).

La coupe de Kostomloty a été levée dans une petite carrière abandonnée au sein des collines de Kostomloty (**annexe 5**). La localité de Kostomloty comprend les strates du Dévonien Supérieur les plus occidentales des MSC. La coupe se situe approximativement à 3 km au NNE de la ville de Kielce (**figure 6.1**). La coupe montre une série de bancs carbonatés d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique pauvres en fossiles. Quelques bancs présentent une faune riches en brachiopodes et crinoïdes à la transition FF. Les bancs du Famennien renferment de nombreux niveaux conglomératiques d'épaisseur infradécimétrique à décimétrique. De nombreux niveaux à nodules et lentilles de chert sont observés dans la partie frasnienne de la série.

Figure 6.10: Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux en regard de la colonne lithologique, des numéros de bancs et de l'épaisseur des bancs pour la coupe de Kostomloty.

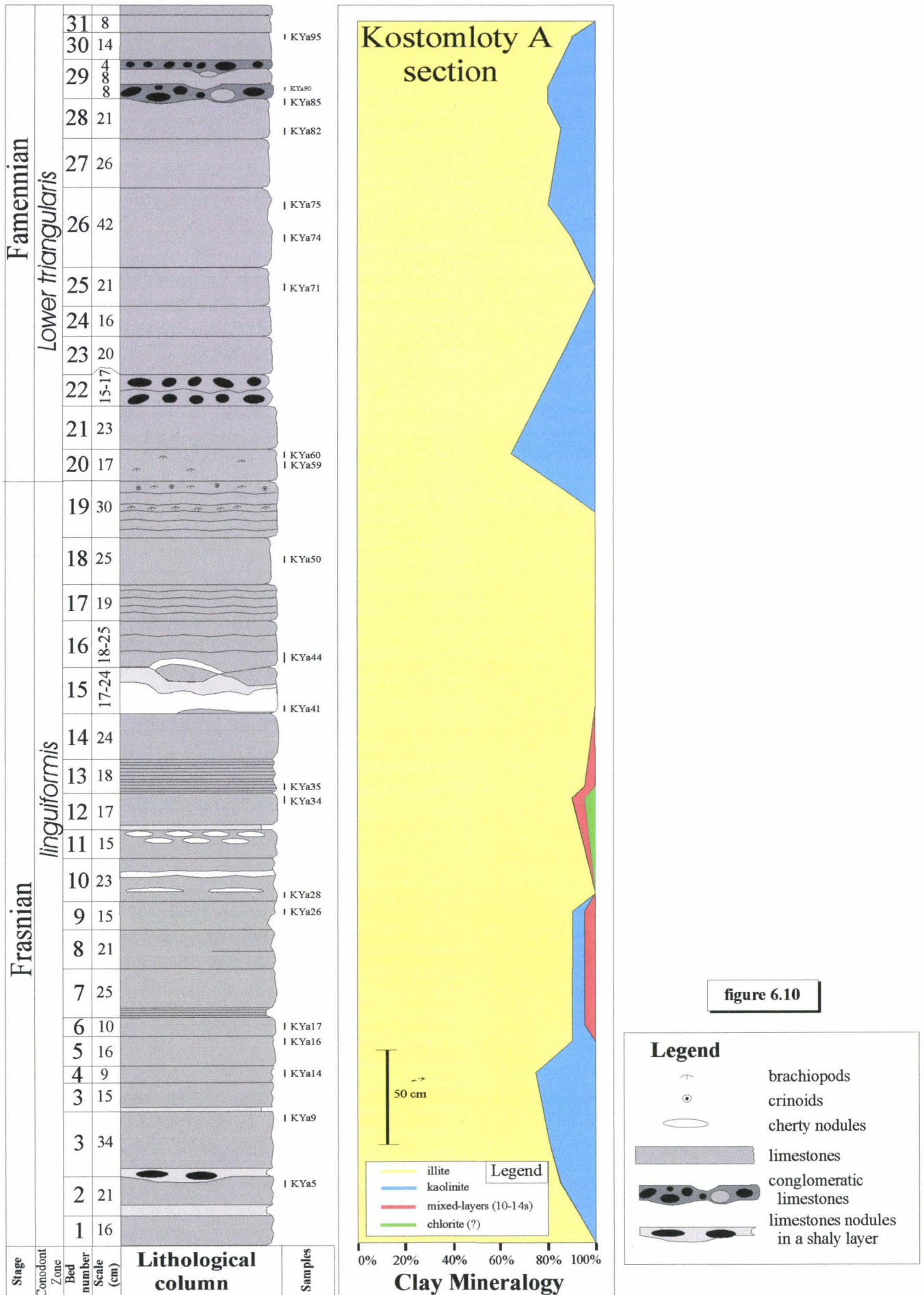


figure 6.10

La position de la limite FF a été placée sur base d'analyses des conodontes à la base du banc 19 (Racki, com. pers.). Il semble que l'épaisseur de l'entièreté de la Zone à *triangularis* est fortement réduite à ± 1 m (Szulczewski, non publié).

6.2.2.1. Assemblage minéralogique

21 échantillons ont été prélevés à Kostomloty pour analyse minéralogique (argiles) sur une épaisseur de 6.5 mètres (**figure 6.10**).

Le cortège des minéraux argileux de Kostomloty est dominé par l'illite (65-100%) et par la kaolinite (0-35%). Les interstratifiés illite-smectite (0-5%) et les chlorites (0-5%) sont présents à l'état de traces. L'illite est particulièrement abondante dans la coupe et atteint 90% et plus dans les bancs précédents la limite FF. La kaolinite est présente à la base de la coupe et disparaît dans le banc 10. Elle réapparaît dès la base du Famennien (banc 20) et se maintient jusqu'au sommet de la série avec des pourcentages fluctuant entre 15 et 20%. Les interstratifiés illite-smectite et les chlorites sont observés uniquement dans les bancs 6 à 14 à l'état de traces.

1. L'illite

La moyenne du rapport des pics (001)/(002) ou R(g) sur l'essai glycolé est de 2.58 pour Kostomloty (**figure 6.11 B**). Celle-ci indique une teneur en Fe peu importante dans les feuilletts octaédriques. Aucun échantillon ne présente un pic (002) réduit ce qui peut suggérer une teneur plus forte en Al.

L'index d'Esquevin (Ei) mesuré sur les échantillons (**figure 6.11 A**) indique une valeur moyenne de 0.41 à Kostomloty ce qui révèle une composition de muscovite. Celle-ci révèle une proportion faible en Fe et Mg dans la couche octaédrique qui est fortement alumineuse.

La mesure de l'indice Ir de Srodon (1984) des échantillons de Kostomloty (**figure 6.11 B**) donne une moyenne de 1.14. Ces données indiquent que le matériel illitique correspond à un mélange d'illites et d'interstratifiés illite-smectite.

Figure 6.11: Mesure de l'index d'Esquevin (axe Y) reporté en regard du numéro d'échantillon (axe X) (figure 6.11 A). Les résultats indiquent une composition de muscovite. La composition chimique du matériel illitique révèle une teneur en fer importante et la présence d'interstratifiés illite/smectite. L'axe X correspond au numéro d'échantillon et l'axe Y indique la mesure de l'index Ir de Srodon (1984) et la mesure du rapport (001)/(002) ou R(g) pour la fraction illitique (figure 6.11 B).

Figure 6.12: Le diagramme montre la mesure des IC en $^{\circ}2\theta$ (axe Y) en regard des échantillons (axe X). La moyenne des mesures IC se situe dans la partie supérieure de la diagenèse tardive sensu Yang et Hesse (1991) ce qui suggère des températures largement inférieures à $210^{\circ} \pm 20^{\circ}\text{C}$ (figure 6.12 A). Le diagramme des indices de Shirozu (figure 6.12 B) notés W2 (axe Y) et W1 (axe X) présente plusieurs échantillons dont les valeurs des IC doivent être considérées avec prudence.

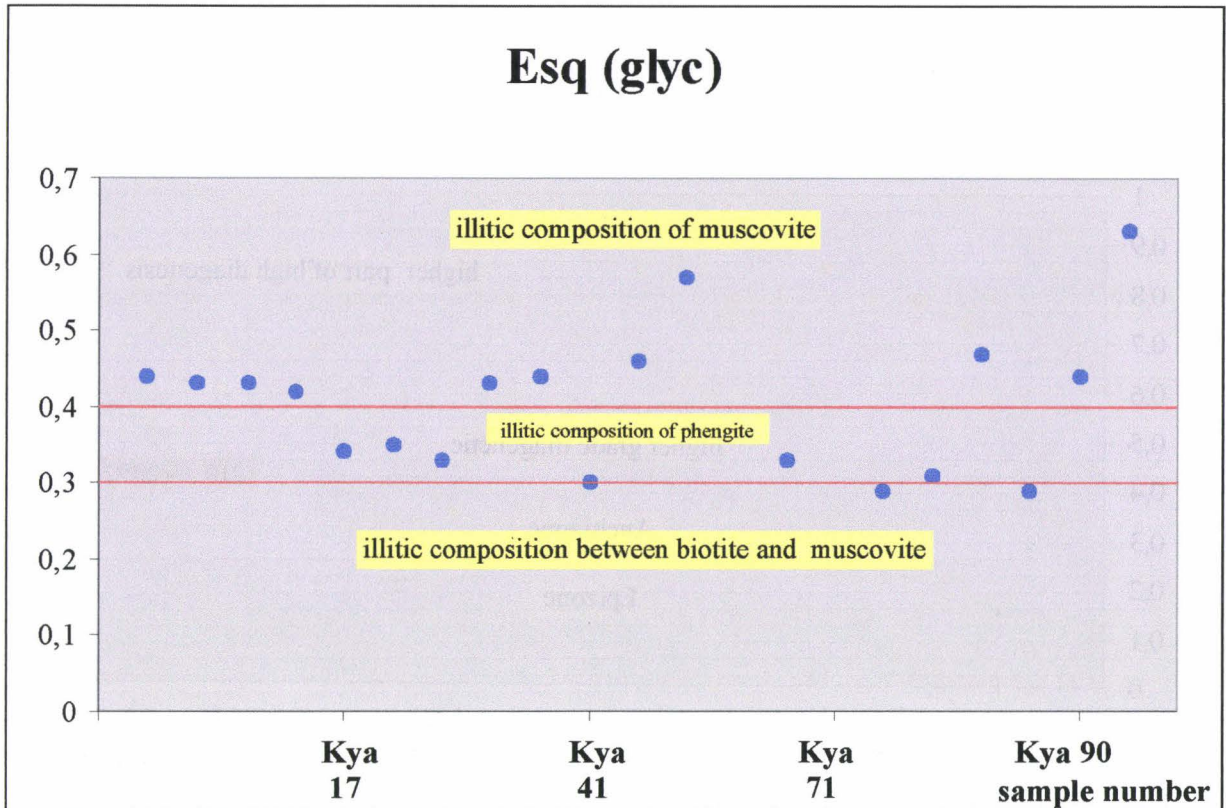


figure 6.11 A

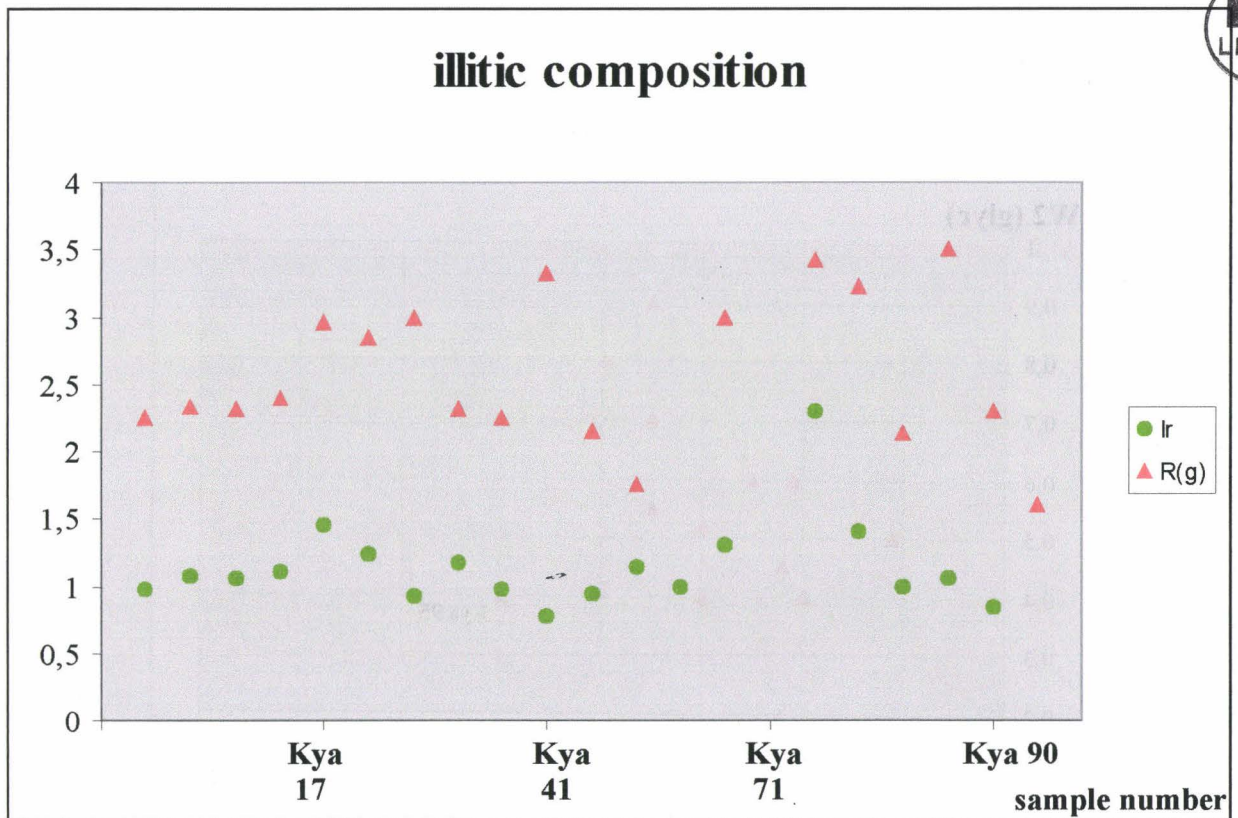


figure 6.11 B



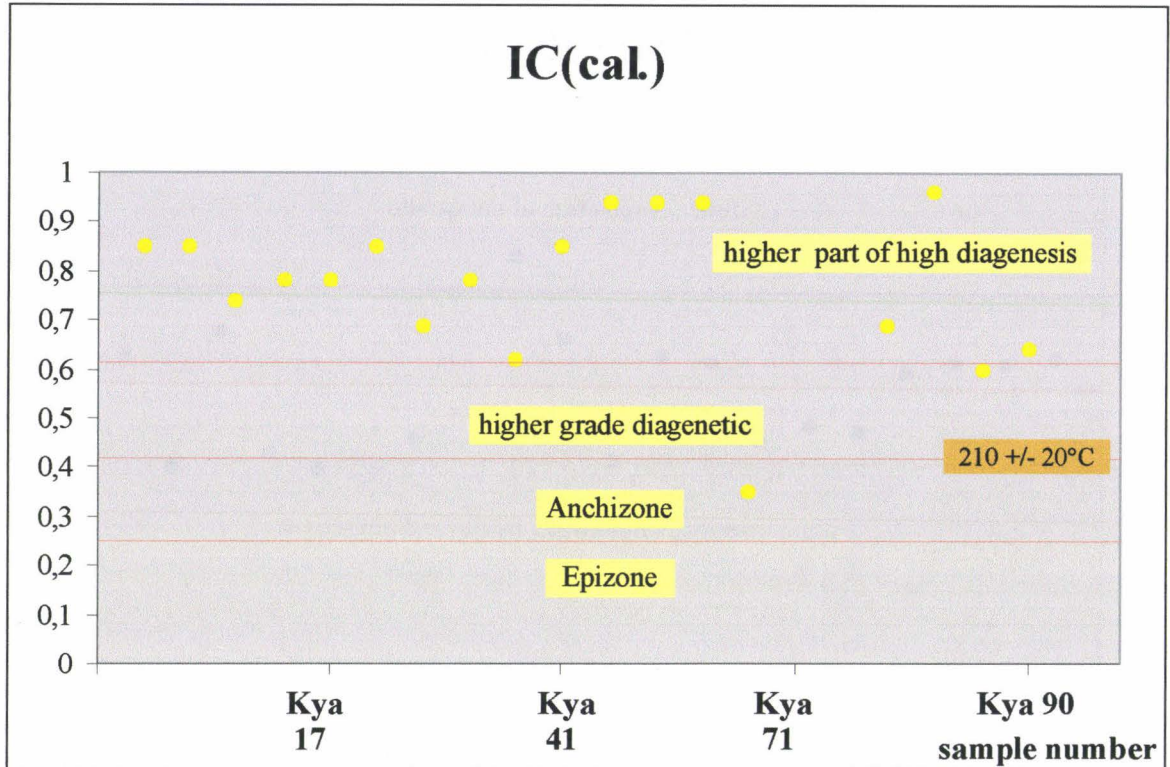


figure 6.12 A

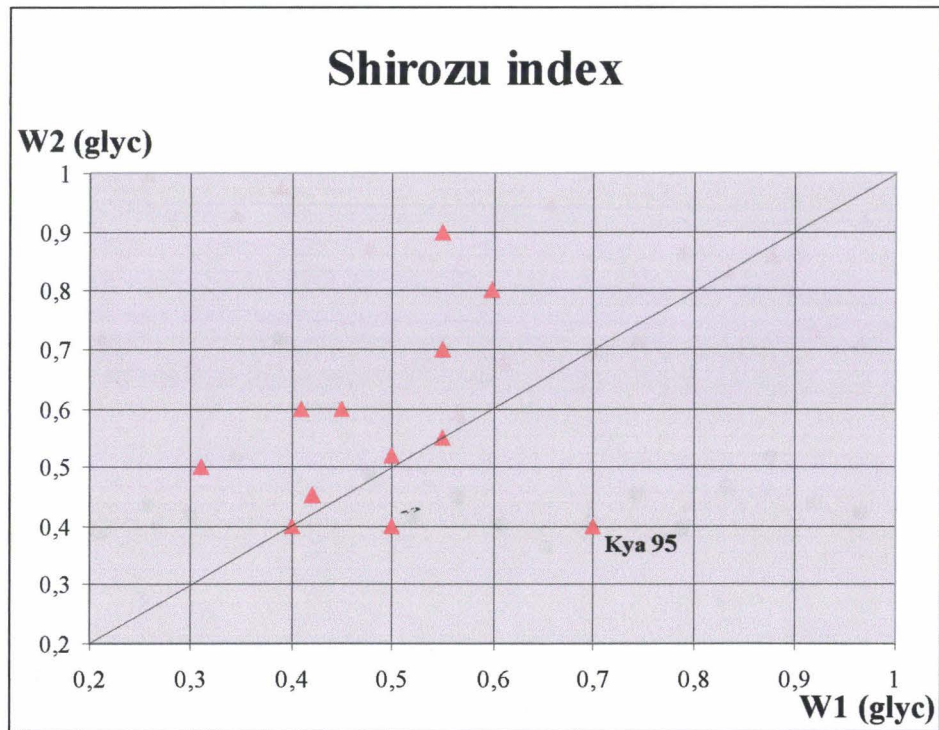


figure 6.12 B

La moyenne de l'indice BB1 des échantillons de Kostomloty indique que le matériel illitique est composé d'un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants.

La valeur moyenne des indices de cristallinité calibrés est de 0.77 pour la transition FF de Kostomloty (**figure 6.12 A**). La majorité des échantillons est donc situés dans la partie supérieure de la diagenèse tardive *sensu* Yang et Hesse (1991). Les mesures en IC sont détaillées par la méthode de Shirozu et Higashi (1972). Comme le montre le diagramme B de la **figure 6.12 B**, plusieurs échantillons s'écartent de la droite. Ces résultats témoignent de valeurs en W2 qui s'écartent de la moyenne sans pour autant influencer la mesure en IC. Par contre, quelques échantillons présentent des valeurs en W1 qui s'écartent faiblement de la moyenne et seul l'échantillon Kya 95 montre une valeur en W1 qui traduit la présence d'interfoliaires relâchés.

2. La kaolinite et les autres minéraux en traces

La kaolinite est le deuxième minéral par ordre d'abondance dans la coupe de Kostomloty. L'abondance de la kaolinite augmente à la base de la coupe jusqu'au banc 4 (25%) pour diminuer progressivement et disparaître à la base du banc 10. Elle redevient abondante (35%) dès le banc 20 à la base du Famennien. Les pourcentages se maintiennent aux alentours de 15-20% jusqu'au sommet de la coupe.

Les interstratifiés illite-smectite et la chlorite sont présents, uniquement au Frasnien, dans les bancs 6 à 14. Ils disparaissent du cortège argileux avant la transition FF et définitivement au Famennien.

La chlorite semble suivre la même logique que dans les coupes de Kowala où sa disparition du cortège argileux se produit avant la fin du Frasnien. La kaolinite est présente à Kostomloty en quantités importantes au Famennien alors qu'elle avait disparue quasi entièrement du cortège argileux à Kowala.

6.2.3. La coupe de Psie Gorki

La coupe de Psie Gorki (**annexe 6**) au sommet de la colline du même nom affleure dans la ville de Kielce. La séquence de Psie Gorki montre 7 unités lithologiques correspondant à différents types de calcaires (Racki, 1993b). Des petites fluctuations du niveau marin sont enregistrées à partir de la Zone à *gigas*. Une chute du niveau marin est soulignée par un niveau à structures fenestrées dans l'unité E et se poursuit par une augmentation du niveau marin déduite de la présence de micrites riches en coraux dans l'unité F. En ce qui nous concerne, la limite FF se situant à la transition des unités G et H a déjà été étudiée par Racki (1993b). Elle se marque sur le terrain par le remplacement de calcaires grossiers riches en intraclastes au Frasnien (unité G) par des calcaires très finement grenus contenant des intercalations riches en crinoïdes au Famennien (unité H). Les sédiments du Famennien s'appauvrissent en bioclastes progressivement: seuls des crinoïdes et des coquilles sont observés.

Figure 6.13: Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux en regard de la colonne lithologique de la coupe de Psie Gorki. Les numéros et les épaisseurs de bancs sont également figurées.

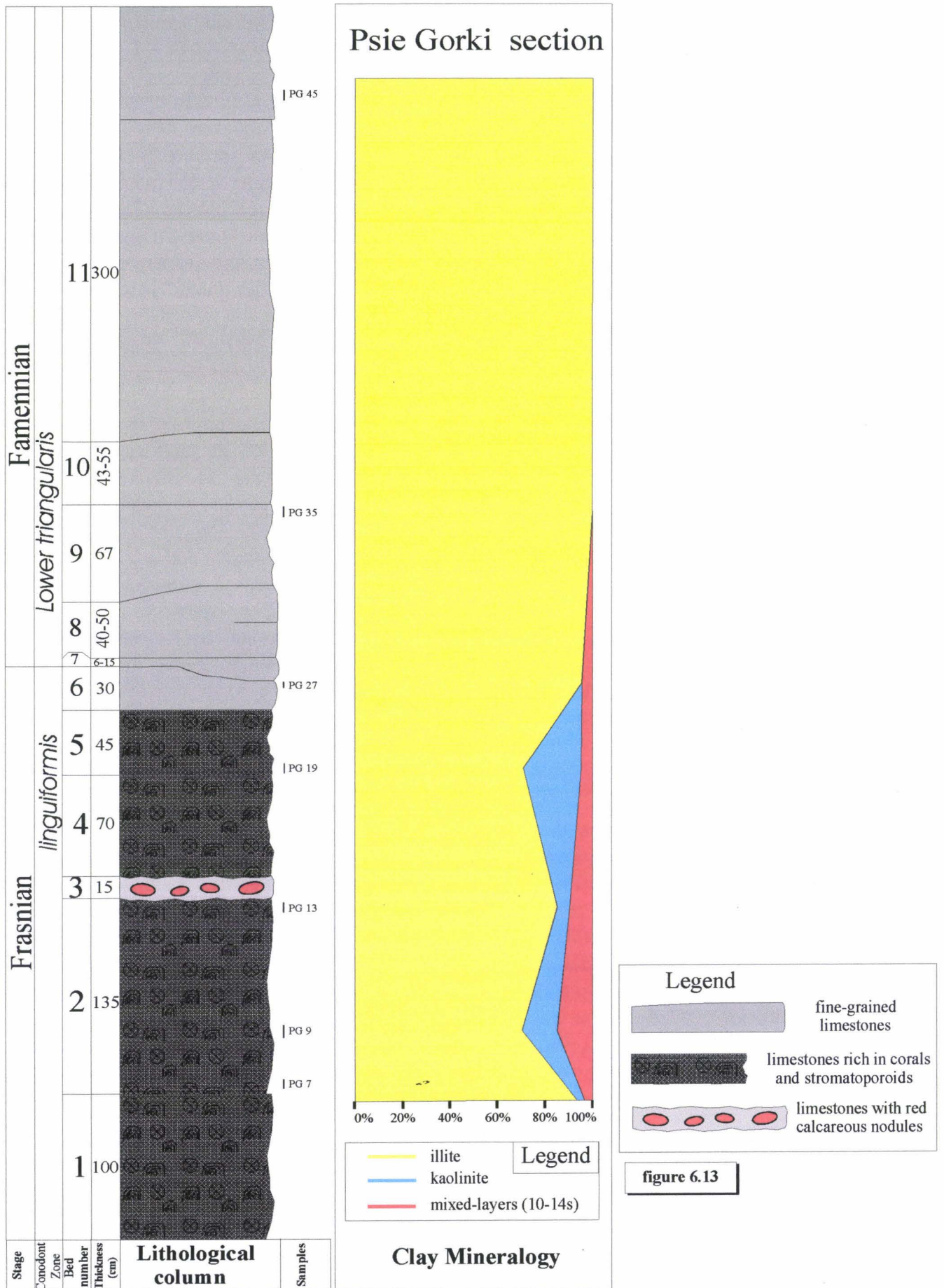


figure 6.13

Les microfaciès de l'unité H correspondent à des calcaires sparitiques, composés de lamines à péloïdes et intraclastes micritiques de formes subangulaires à subarrondies. La présence d'oncoïdes, d'encroûtements micritiques et de filaments algaires suggère une origine algaire pour la plupart des grains. D'autres grains correspondent à des bioclastes micritisés, des bahamites et des lumps algaires.

Les zones à conodontes indiquent des assemblages mixtes au niveau de la limite FF à Psie Gorki en relation avec une phase érosive impliquant un léger hiatus. Selon Racki (1993b), le contact entre ces unités indique une surface de discontinuité dont les poches d'érosion sont remplies par des accumulations bioclastiques. La forte condensation de la série est confirmée par l'épaisseur probable des Zones "Uppermost *gigas*" et "Lower *triangularis*" qui ne dépassent pas 0,5 m (Racki, 1993b). Ce dernier auteur note la présence d'*Icriodus* dès la base de l'unité H et une augmentation du pourcentage en *Icriodus* par la suite.

L'analyse des faunes de coraux et de stromatopores pour la coupe de Psie Gorki montre un net déclin au passage entre les unités E et G. Cependant des associations à coraux seraient encore présentes à la base du Famennien (Racki, 1993b).

Par ailleurs, Narkiewicz et Hoffman (1989) indiquent un événement transgressif dans la Zone Lower *gigas* dans la coupe de Psie Gorki qui représente une sédimentation continue coiffant les récifs jusqu'à la limite FF.

6.2.3.1. Assemblage minéralogique

7 échantillons ont été prélevés sur une épaisseur d'environ 8.80 mètres pour déterminer le cortège argileux à Psie Gorki (**figure 6.13**).

Le cortège des minéraux argileux de Psie Gorki est dominé par l'illite (70-100%) et par la kaolinite (0-25%). Les interstratifiés illite-smectite (0-15%) sont présents à l'état de traces. L'illite est particulièrement abondante dans la coupe et atteint 100% dès la base du Famennien. La kaolinite et les interstratifiés illite-smectite sont présents à la base de la coupe et disparaissent à la transition FF.

Figure 6.14: Mesure de l'index d'Esquevin (axe Y) reporté en regard du numéro d'échantillon (axe X) (figure 6.14 A). Les résultats indiquent une composition de phengite. La composition chimique du matériel illitique révèle une teneur en fer importante et la présence d'interstratifiés illite/smectite. L'axe X correspond au numéro d'échantillon et l'axe Y indique la mesure de l'index Ir de Srodon (1984) et la mesure du rapport (001)/(002) ou R(g) pour la fraction illitique (figure 6.14 B).

Figure 6.15: Le diagramme montre la mesure des IC en °2θ (axe Y) en regard des échantillons (axe X). La moyenne des mesures IC se situe dans la partie supérieure de la diagenèse tardive sensu Yang et Hesse (1991) ce qui suggère des températures largement inférieures à 210° ± 20°C (figure 6.15 A). Le diagramme des indices de Shirozu (figure 6.15 B) notés W2 (axe Y) et W1 (axe X) présente un échantillon (PG 13) dont la valeur en IC ne doit pas être prise en compte.

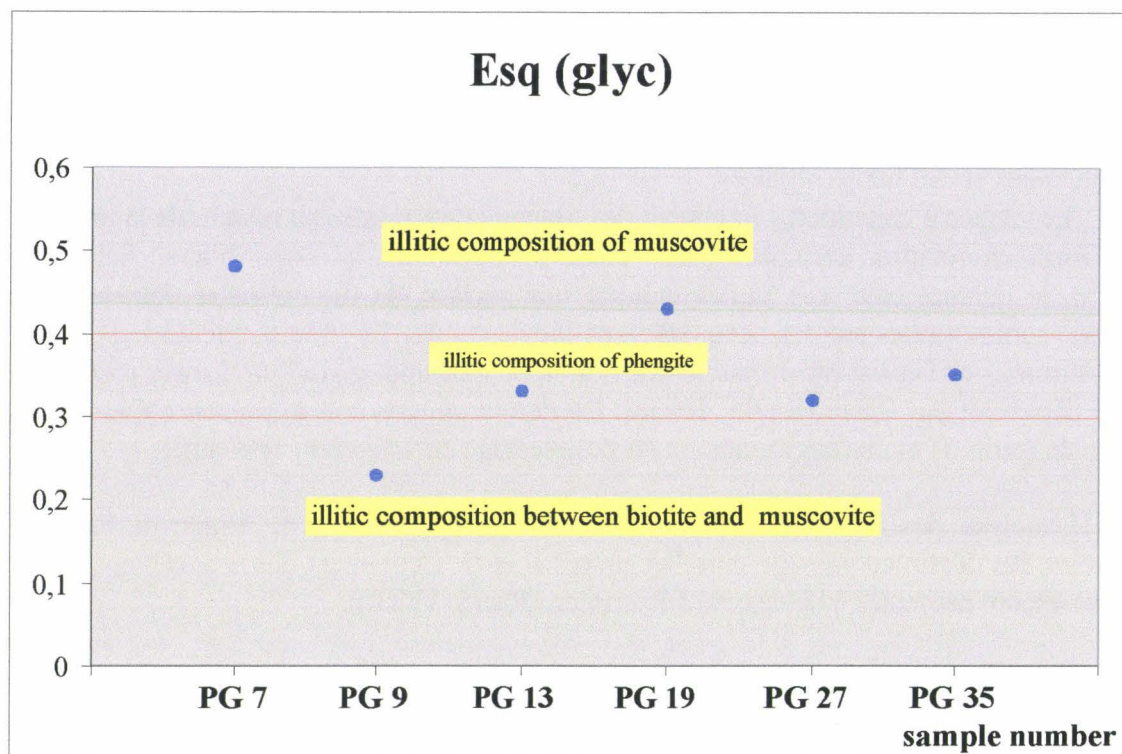


figure 6.14A

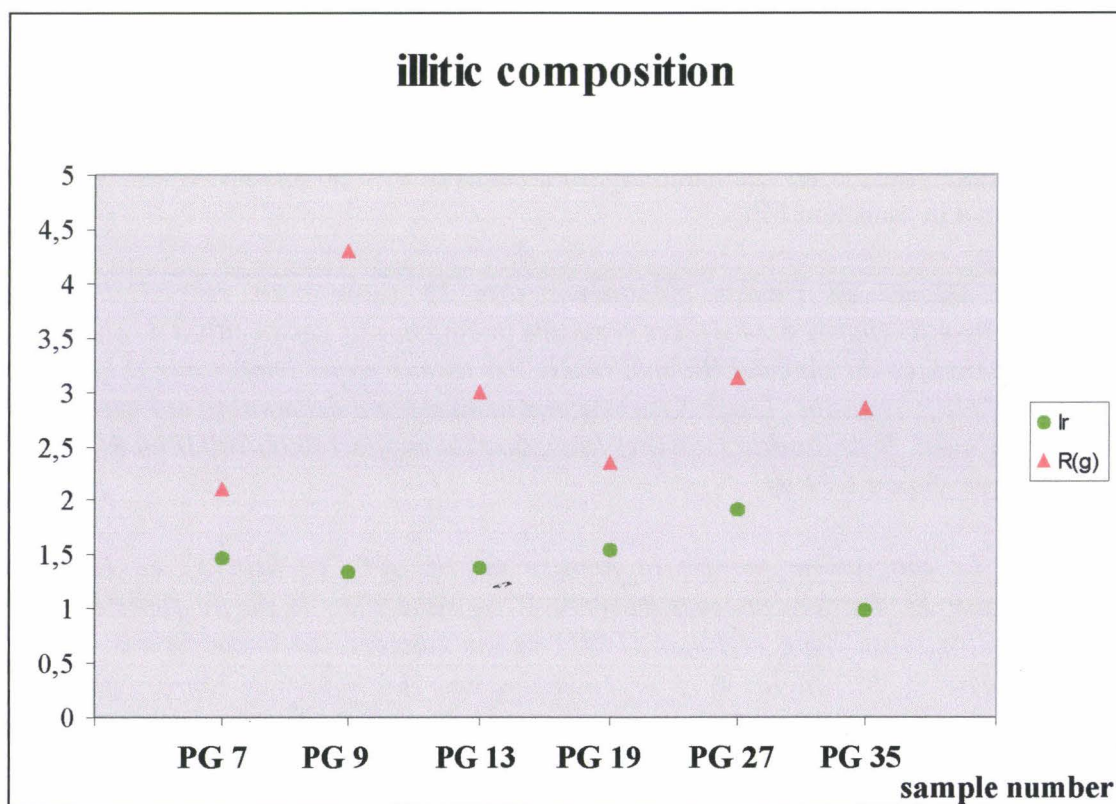


figure 6.14 B

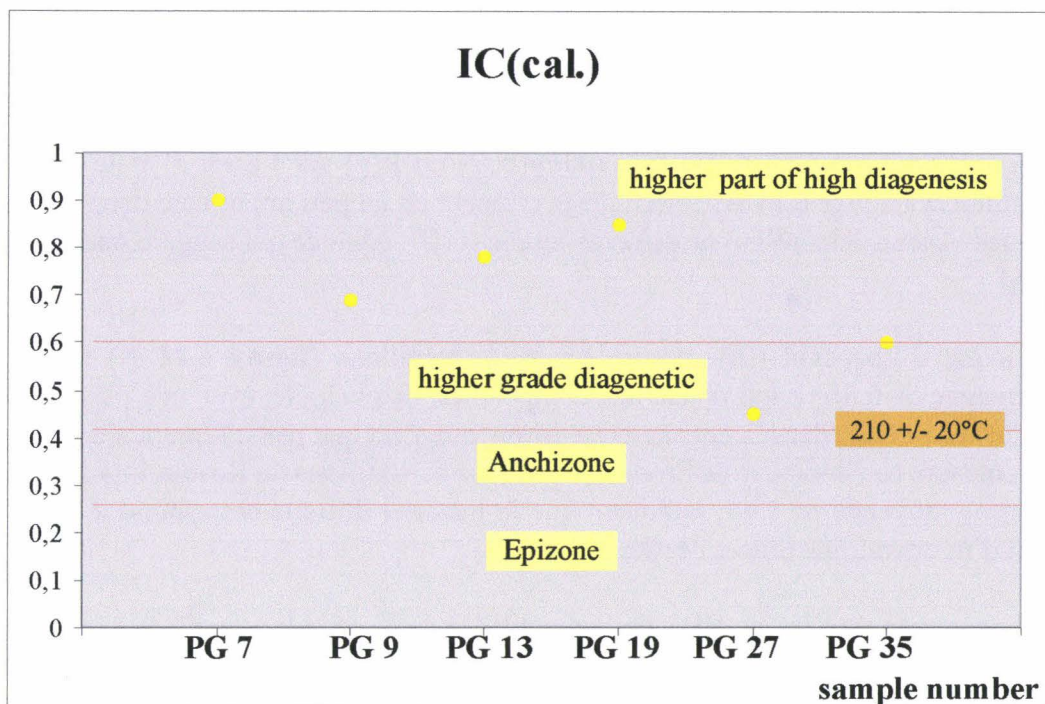


figure 6.15 A

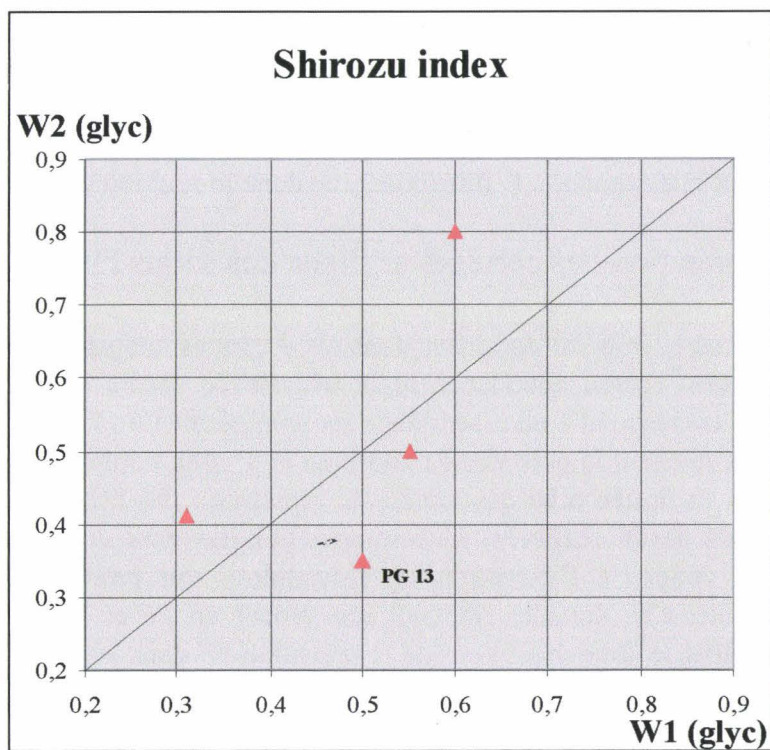


figure 6.15 B

1. L'illite

La moyenne du rapport des pics (001)/(002) ou $R(g)$ sur l'essai glycolé est de 2.95 pour Kostomloty (**figure 6.14 B**) et indique une teneur en Fe peu importante dans les feuillets octaédriques. Aucun échantillon ne présente un pic (002) réduit ce qui suggère une teneur plus forte en Al.

L'index d'Esquevin (E_i) mesuré sur les échantillons (**figure 6.14 A**) indique une valeur moyenne de 0.36 ce qui révèle une composition de phengite, avec une proportion plus importante en Fe et Mg dans la couche octaédrique qui n'est que partiellement alumineuse.

La mesure de l'indice Ir de Srodon (1984) des échantillons de Kostomloty (**figure 6.14 B**) donne une moyenne de 1.44, indiquant que le matériel illitique correspond à un mélange d'illites et d'interstratifiés illite-smectite.

La moyenne de l'indice BB1 des échantillons de Kostomloty indique que le matériel illitique est composé d'un mélange d'illite et d'interstratifiés ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants.

La valeur moyenne des indices de cristallinité calibrés est de 0.71 pour la transition FF de Psie Gorki (**figure 6.15 A**). La majorité des échantillons est donc située dans la partie supérieure de la diagenèse tardive *sensu* Yang et Hesse (1991). Les mesures en IC sont détaillées par la méthode de Shirozu et Higashi (1972). Comme le montre le diagramme B de la **figure 6.15 B**, un seul échantillon (PG 13) s'écarte de la droite donnant une valeur en W1 traduisant la présence d'interfoliaires relâchés.

2. La kaolinite et les autres minéraux argileux

Le deuxième minéral par ordre d'abondance du cortège disparaît à la transition FF ainsi que les minéraux interstratifiés. L'illite constitue donc le seul minéral au Famennien.

6.2.4. Interprétation des cortèges argileux des séries FF dans les MSC

L'illite constitue le minéral dominant dans les 4 coupes analysées dans les MSC. Ce minéral est omniprésent et son abondance reste très élevée quelle que soit la coupe. Le Famennien des MSC correspond à un assemblage monominéral (illite) en grande partie, seuls quelques échantillons révèlent la présence de kaolinite et d'interstratifiés. La composition des illites est résumées à la **figure 6.16** qui montre la répartition des échantillons pour l'index d'Esquevin en fonction des IC (calibrés). Une composition moyenne de phengite est observée dans la plupart des coupes à l'exception de Kostomloty qui présente une composition moyenne de muscovite. Ces données indiquent une teneur en Fe et Mg qui n'est pas très élevée. Le matériel illitique des échantillons de la transition FF dans les MSC correspond à un mélange d'illites et d'interstratifiés illite-smectite de type ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants. Ce résultat est similaire pour toutes les coupes.

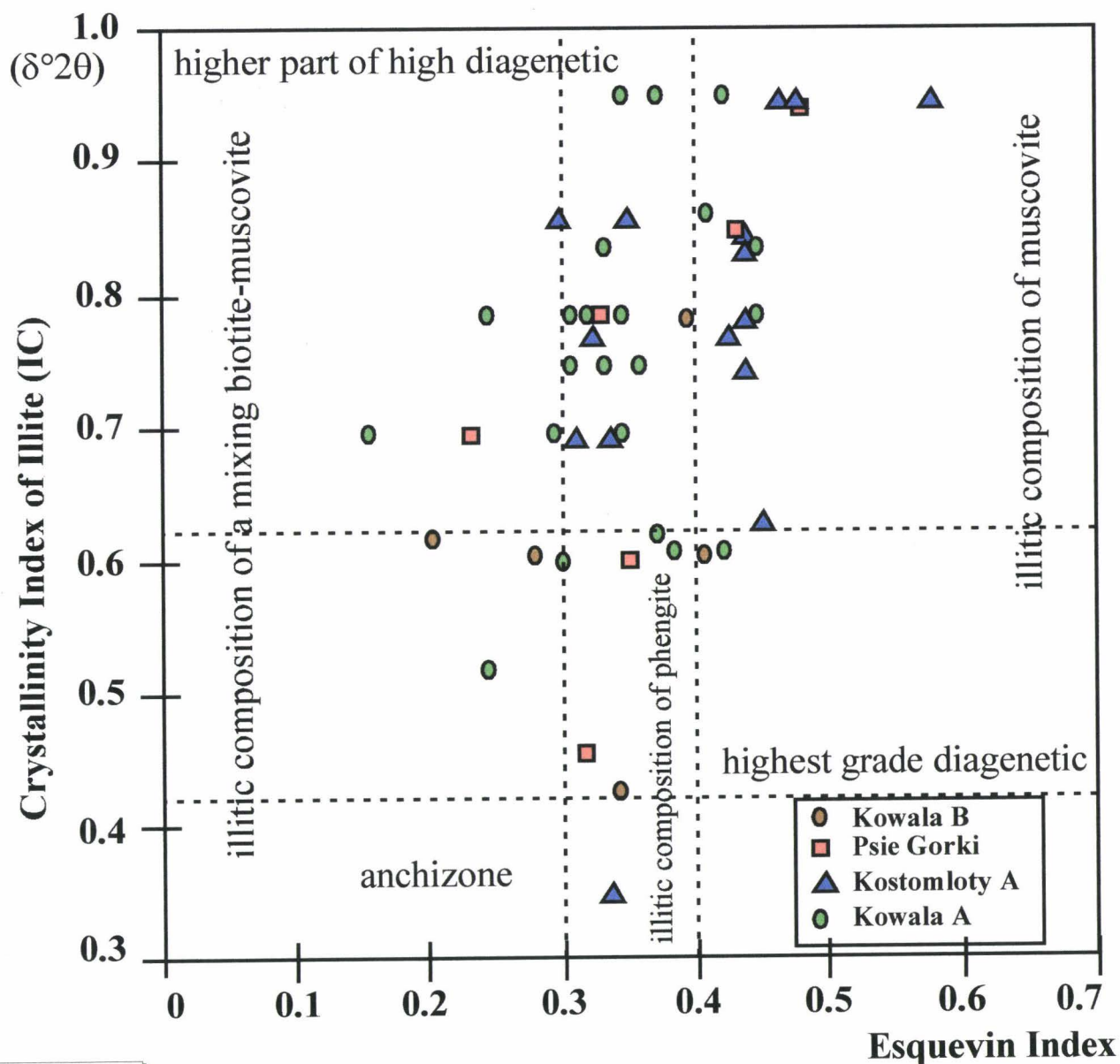


figure 6.16

Figure 6.16: Diagramme des IC calibrés (en $^{\circ}2\theta$) (axe Y) en fonction de l'indice d'Esquevin (axe X). Tous les échantillons des 4 coupes polonaises sont représentés. La majorité des échantillons se situe dans une zone qui correspond à une composition de phengite pour un IC compris dans la partie supérieure de la diagenèse tardive.

Les valeurs d'IC peuvent s'interpréter en termes d'enfouissement des séries. Dans leur ensemble, les IC des coupes polonaises se situent dans la partie supérieure de la diagenèse tardive *sensu* Yang et Hesse (1991). Les séries étudiées n'ont pas atteint le domaine du métamorphisme et sont restées dans des température très basse. Les températures extrapolées, à partir des températures de la limite diagenèse/anchizone (200°C) et de la limite anchizone/épizone (300°C), indiquent des températures comprises entre 80 et 100°C (cfr. Chap. 5.2.2. paragraphe B.1).

La kaolinite est le deuxième minéral par ordre d'abondance dans les coupes des MSC. Sa présence et les interprétations climatiques qui en découlent nécessitent la détermination de son origine: détritisme ou authigénèse. La formation de kaolinites authigènes est reportée uniquement dans des roches fortement poreuses tels que les grès et les calcaires dolomitiques (Wilson et Pittman, 1977; Chamley, 1989; Lefrancois *et al.*, 1993). L'absence de dolomitisation (à l'exception de veines dolomitiques) dans la matrice des calcaires finement grenus des coupes polonaises suggère une origine détritique pour les kaolinites. Un climat chaud et humide est donc envisagé à la transition FF en Pologne. La présence de kaolinites détritiques confirme les données obtenues dans les autres coupes (Steinbruch Schmidt, Coumiac). Les résultats paléomagnétiques indiquent une position subéquatoriale pour les MSC au cours du Dévonien Moyen et Supérieur (Lewandowski *et al.*, 1987). La source des kaolinites détritiques pourrait donc être liée au développement de sols kaolinitiques en milieu intertropical. Il n'en demeure pas moins que la seule aire continentale décrite dans la littérature à proximité des MSC correspondrait au massif continental des pré-Carpathes (Paszkowski et Szulczewski *in* Dvorak *et al.*, 1995). L'existence de ce continent est supposée sur base d'une réduction de l'épaisseur des séquences de dépôts vers le sud, d'une diminution de la profondeur des environnements de dépôts et d'une augmentation de la fraction détritique contenue dans les carbonates (Paszkowski et Szulczewski *in* Dvorak *et al.*, 1995).

Le cortège argileux est peu diversifié et fort homogène dans les coupes. Il serait donc intéressant d'étudier l'évolution de ce cortège sur un intervalle stratigraphique plus large (à l'échelle du Frasnien et du Famennien) et d'élargir le domaine géographique. Ce dernier point permettrait une analyse sur un plus grand nombre de coupes réparties dans des environnement paléogéographiques différents (plate-forme interne, plate-forme externe, talus, bassin, ceinture récifale). La répartition et l'abondance des argiles devraient varier tant en fonction des différents milieux abordés qu'en fonction du temps. Ces données permettront de déterminer si une évolution climatique est enregistrée comme le suggère les données de la littérature et de cette thèse (cfr. Chap. 4.2.2. paragraphe B4). Enfin, l'analyse des données des IC sur une échelle verticale plus large et pour un plus grand nombre d'échantillons constitue une meilleure approche de l'évolution diagénétique lors de l'enfouissement des séries. L'évolution des IC sera comparée avec d'autres méthodes de mesure du degré d'enfouissement telles que l'indice d'altération des conodontes et les indicateurs organiques. Ces analyses font l'objet du chapitre 7 qui constitue d'une part un article soumis à publication et d'autre part la première approche de cette vaste étude.

6.3. Analyse de la susceptibilité magnétique

Les résultats des évolutions de la CSM dans les autres coupes à la transition FF a montré l'intérêt de l'étude de l'évolution de la SM en regard de celle des microfaciès. Les données indiquent de manière générale une tendance décroissante au Frasnien et l'inverse au Famennien (Devleeschouwer *et al.*, 1999). Ces évolutions correspondent aux fluctuations du niveau marin à l'échelle du 2^{ème} ordre eustatique et soulignent une évolution transgressive au Frasnien et régressive au Famennien. Des évolutions plus fines sont également enregistrées et correspondent parfaitement à la succession des cortèges sédimentaires au Frasnien (variations eustatiques de 3^{ème} ordre et évolutions magnétiques de 2^{ème} ordres). Enfin des événements magnétiques sont également présents. Certains permettent d'établir des corrélations entre les coupes, d'autres sont particuliers à une série.

En l'absence d'une analyse sédimentologique pour chacune des coupes polonaises à l'exception de la coupe de Kostomloty qui fait l'objet du chapitre 8, il est particulièrement intéressant d'étudier l'évolution de la CSM. Les évolutions de la SM devraient être similaires à celles observées dans les autres coupes et devraient donc permettre d'établir les fluctuations du niveau marin et donc de corréler les coupes entre-elles.

Les analyses ont ainsi été réalisées sur chacune des coupes polonaises. L'analyse sédimentologique de Kostomloty décrite au chapitre 8 constitue un article soumis pour publication. Les données sédimentologiques confrontées aux données paléontologiques (en l'occurrence les ostracodes) convergent et soulignent le caractère régressif du Famennien. La courbe d'évolution des microfaciès montre deux petites séquences transgressives au Frasnien et une évolution régressive au Famennien.

L'analyse de la SM débutera donc avec la coupe de Kostomloty pour déterminer si l'évolution magnétique supporte les données sédimentologiques et paléontologiques. L'évolution magnétique sera alors comparée aux autres coupes polonaises.

6.3.1. La coupe de Kostomloty

L'analyse de la susceptibilité magnétique a été réalisée sur 93 échantillons recouvrant les couches de la limite FF sur une épaisseur de 6,5 mètres (Tableau 15 et **figure 6.17**). Les valeurs de susceptibilité sont les plus faibles dans les banc 19 ($-1.15 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) et 24 ($-1.4 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) et les plus fortes valeurs au sommet de la coupe dans l'échantillon 97 ($1.11 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$).

L'évolution de la SM montre ainsi une grande évolution décroissante des valeurs depuis la base de la coupe ($6.17 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) jusqu'au banc 19 ($-1.15 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). A l'inverse, une évolution croissante de la SM est observée au cours du Famennien et culmine au sommet de la coupe dans l'échantillon 97 ($1.11 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$).

Figure 6.17: Mesures de susceptibilité magnétique reportées en regard de la colonne lithologique dans la carrière abandonnée de Kostomloty. La courbe magnétique montre 4 évolutions de la SM.

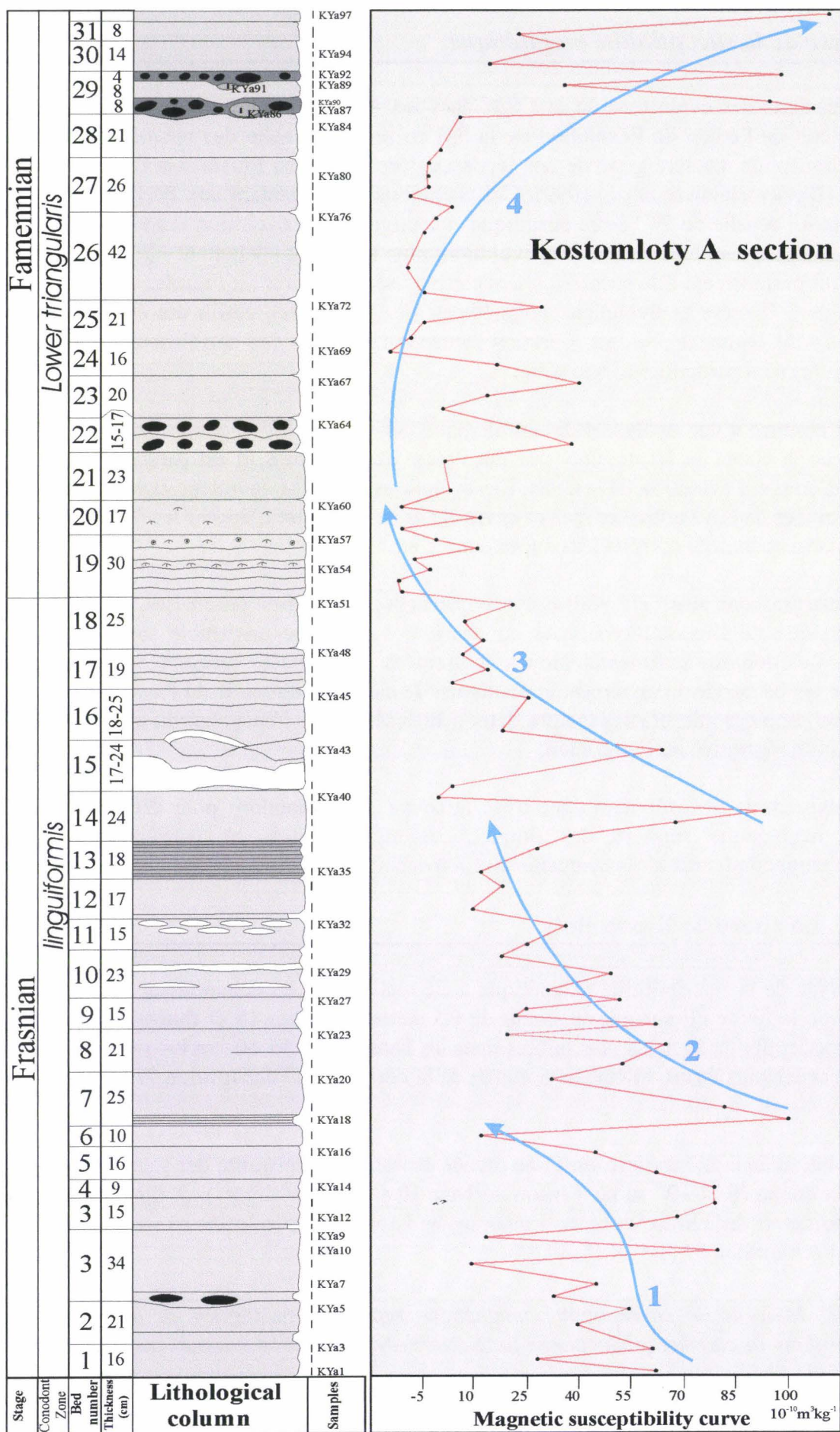


figure 6.17

Dans le détail, la CSM est subdivisée en trois petites évolutions (notées 1 à 3) au Frasnien. La première démarre sans doute avant la base de la coupe et se poursuit jusqu'à la base du banc 7. La seconde montre une diminution des valeurs de la susceptibilité jusqu'à la base du banc 14. La dernière s'interrompt à la limite FF. Ces évolutions décroissantes peuvent s'interpréter en termes de fluctuations du niveau marin (cfr. Chapitre 3). Les évolutions décroissantes de la SM indiquent des transgressions du niveau marin et les évolutions croissantes traduisent des régressions. Les données de la CSM de Kostomloty montrent donc une évolution transgressive au Frasnien suivant trois petites séquences transgressives. Le processus s'inverse à la transition FF avec une régression.

L'interprétation de ces données confrontée aux données de la sédimentologie est assez similaire. Les deux petites séquences transgressives correspondent aux deux premières séquences magnétiques interprétées comme des transgressions. Les microfaciès correspondant à la troisième séquence magnétique transgressive indiquent plutôt une légère tendance régressive. Les microfaciès du Famennien montrent très clairement une régression importante qui culmine au sommet de la coupe. Cette évolution régressive des microfaciès correspond bien à celle enregistrée par l'évolution magnétique 4 de la CSM de Kostomloty.

Il y a donc une bonne corrélation entre les données de SM et celles de la sédimentologie. Les données du modèle séquentiel développé dans les coupes allemandes et appliqué dans les coupes de la Montagne Noire peut également s'appliquer à Kostomloty. La limite FF est précédée de l'UKH interprété comme un cortège de haut niveau marin. Une limite de séquence correspond à la limite FF et sépare le cortège de haut niveau marin sous la limite de celui de bas niveau marin de la base du Famennien. Les évolutions des microfaciès et de la SM au Frasnien correspondent au cortège de haut niveau marin. L'évolution régressive enregistrée par les microfaciès et la susceptibilité au Famennien souligne le cortège de bas niveau marin. La limite de séquence est alors soulignée par les niveaux conglomératiques de la base du Famennien (cfr. Chapitre 8).

6.3.2. Les coupes de Kowala

L'analyse de la susceptibilité magnétique a été réalisée sur 214 échantillons recouvrant les couches de la limite FF sur une épaisseur approximative de 33 mètres pour Kowala A. (Tableau 16 et **figure 6.18**). Les valeurs de susceptibilité sont les plus faibles dans les bancs du sommet de la coupe à la limite FF ($-7.17 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) et la plus forte valeur s'observe à la base de la coupe dans l'échantillon 20 ($5.35 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Quelques échantillons répartis le long de la coupe présentent également de fortes valeurs de susceptibilité magnétique.

Figure 6.18: Mesures de susceptibilité magnétique reportées en regard de la colonne lithologique dans la carrière de Kowala (coupe A). La courbe magnétique montre une série d'oscillations indistinctes au cours du Frasnien. Une décroissance des valeurs de la SM est enregistrée brutalement au sommet de la coupe et correspond à la limite FF.

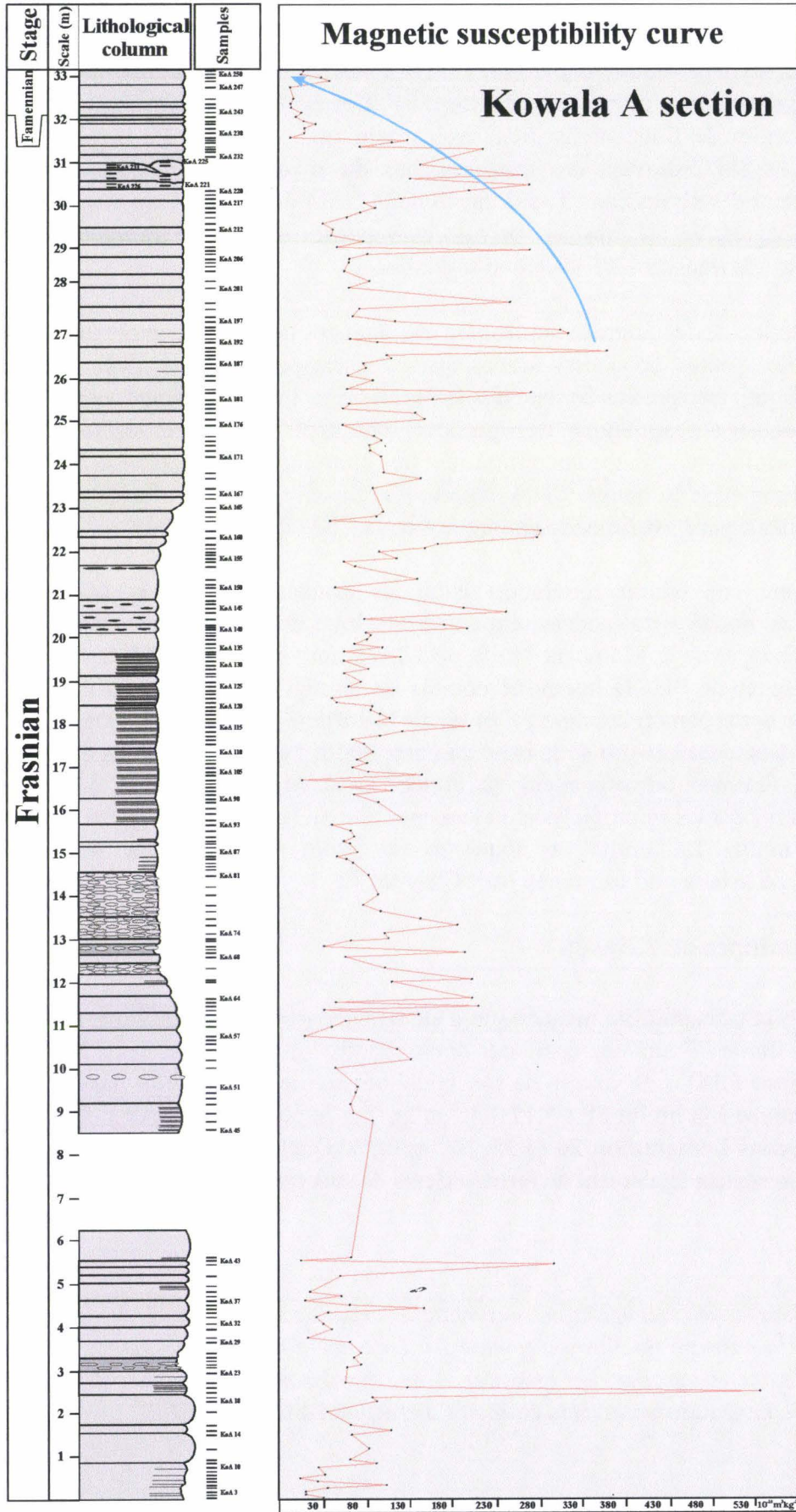


figure 6.18

La CSM présente de nombreuses oscillations indistinctes. L'allure de la courbe montre une grande stabilité ponctuée d'excursions positives de SM. La transition FF se caractérise par une chute des valeurs de susceptibilité suite à une transgression.

La présence d'un pic de susceptibilité très élevé à la base de la coupe pourrait être interprété comme un événement important. Les surfaces de transgressions et les surfaces d'inondation maximale correspondent dans les coupes allemandes à des excursions très fortes de la SM. Ce pic de susceptibilité à la base de la coupe pourrait donc correspondre à une surface d'inondation maximale et souligner le passage à un cortège de haut niveau marin. La stabilité du niveau marin correspond à ce cortège et pourrait expliquer l'absence d'oscillations claires de la SM dans la suite de la coupe. On notera que ce niveau caractérisé par une SM très forte correspond au banc près à un pic de kaolinite très important (65%). L'explication de cette apparente coïncidence reste encore à déterminer. Y a-t-il un lien avec l'eustatisme? Est-ce lié à la diagenèse?

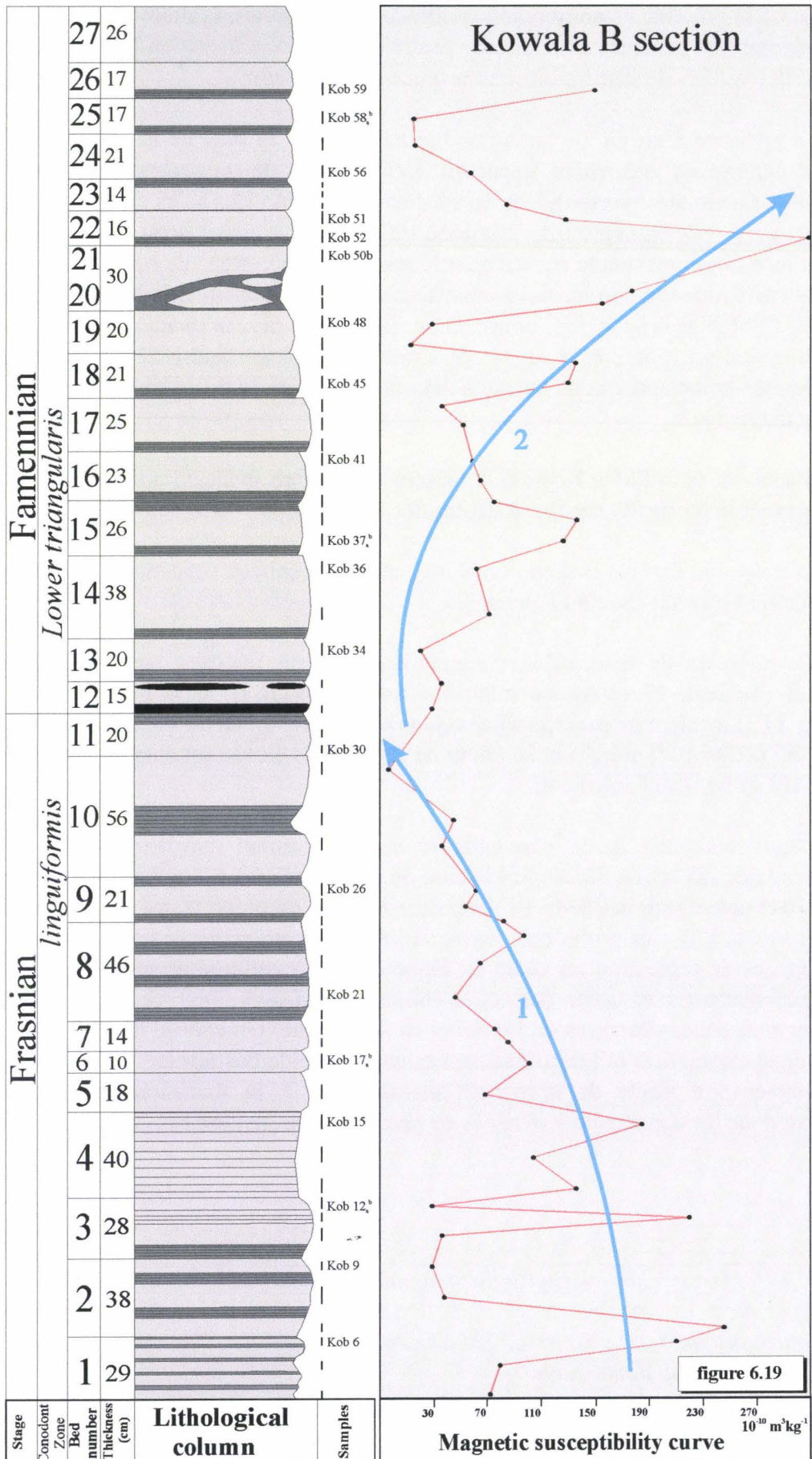
L'analyse de la SM à Kowala A montre de manière évidente qu'une transgression a lieu juste avant la limite FF, comme à Kostomloty.

La coupe de Kowala B devrait apporter plus de précision concernant l'évolution de la SM à la limite FF et à la base du Famennien.

Les mesures de susceptibilité magnétique ont été réalisées sur 54 échantillons à Kowala B (Tableau 17 et **figure 6.19**) sur une épaisseur de 6,50 mètres recouvrant la transition FF. La valeur de susceptibilité la plus basse correspond au sommet du banc 10 sous la limite FF ($-2.94 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) et la valeur de SM la plus élevée est enregistrée dans le banc 16 ($3.08 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) au Famennien.

Deux évolutions de la susceptibilité sont clairement enregistrées: une évolution décroissante des valeurs de SM depuis la base de la coupe ($7.82 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) jusqu'au sommet du banc 10 et notée 1 sur la CSM. A l'inverse, le Famennien présente une évolution croissante des valeurs de la SM. Ces évolutions peuvent s'interpréter en termes de transgression au cours du Frasnien et de régression au cours du Famennien. L'évolution de la courbe de CSM se corrèle parfaitement avec celles des autres coupes de SM déjà observée dans les MSC mais également avec celles observées en France et en Allemagne. Un cortège de haut niveau marin pourrait donc caractériser la fin du Frasnien et un cortège de bas niveau marin correspondrait au Famennien. La limite de séquence correspondant à la transition FF. Les résultats confirment donc les données de Kowala A au niveau de la transition FF.

Figure 6.19: Mesures de susceptibilité magnétique reportées en regard de la colonne lithologique dans la carrière de Kowala (coupe B). La courbe magnétique montre une évolution décroissante des valeurs de SM au cours du Frasnien. Une croissance des valeurs de la SM correspond au Famennien.



6.3.3. La coupe de Psie Gorki

L'analyse de la susceptibilité magnétique a été réalisée sur 48 échantillons à Psie Gorki pour une épaisseur de 8.82 mètres recouvrant la transition FF (Tableau 18 et **figure 6.19**).

Les valeurs les plus basses de susceptibilité sont enregistrées à la base du Famennien, le minimum correspond à l'échantillon 35 ($-3.08 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). Les plus fortes valeurs correspondent aux trois pics positifs du Frasnien, la plus forte étant celle de l'événement B ($5.15 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). On notera d'emblée que les valeurs de SM sont particulièrement faibles, la majorité des valeurs étant négatives. La valeur la plus élevée est 50 fois moins forte que celle de Kowala B et 100 fois moins forte que le pic positif à la base de la coupe de Kowala A. La coupe fortement carbonatée contient une fraction lithogénique extrêmement réduite ce qui implique une quantité de minéraux ferromagnétiques quasi absente. L'évolution de la SM pourrait être liée à l'évolution d'un minéral argileux (illite) et à une augmentation de la fraction carbonatée. Les minéraux argileux et les carbonates étant diamagnétiques, ils contribuent à diminuer le signal ce qui expliquerait l'importance des valeurs négatives au Famennien

L'évolution de la SM est donc plus délicate à interpréter car elle ne suit que très peu distinctement les évolutions observées dans les autres coupes polonaises. Une décroissance des valeurs de la SM (évolution 1) est observée depuis la base de la coupe ($1.95 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) jusqu'à la transition FF ($-2.78 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). L'évolution 2 de la SM au Famennien, par contre, ne montre aucune tendance distincte.

L'évolution décroissante de la SM au Frasnien est ponctuée de trois événements correspondants à des excursions positives de la susceptibilité. L'événement C pourrait être lié à un hiatus à la transition FF comme le souligne Racki (1993). L'évolution pourrait s'interpréter en terme de transgression jusqu'à la limite FF. Aucune fluctuation eustatique n'est enregistrée au Famennien. Les interprétations en terme de fluctuations du niveau marin sont possibles lorsque les minéraux ferromagnétiques gouvernent le signal et qu'ils sont détritiques (Crick *et al.*, 1997). La diminution du signal magnétique est donc liée à une diminution du pourcentage de minéraux ferromagnétiques détritiques et donc de la fraction détritique contenue dans les carbonates. Le cortège argileux et les carbonates pourraient dès lors gouverner le signal au Famennien. Une évolution similaire du cortège argileux à Kowala au cours du Famennien ne se caractérise pas par des valeurs très négatives. Au contraire, une augmentation de la SM est observée à la base du Famennien. L'augmentation des teneurs en carbonates au cours du Famennien serait donc la seule explication à la courbe particulière de CSM de Psie Gorki. Les fluctuations du niveau marin seraient masquées suite à l'absence de minéraux ferromagnétiques.

Figure 6.20: Mesures de susceptibilité magnétique reportées en regard de la colonne lithologique dans la coupe de Psie Gorki. La courbe magnétique montre une évolution décroissante des valeurs de SM au cours du Frasnien. Le Famennien se caractérise par l'absence de fluctuations de la SM et par des valeurs toujours négatives.

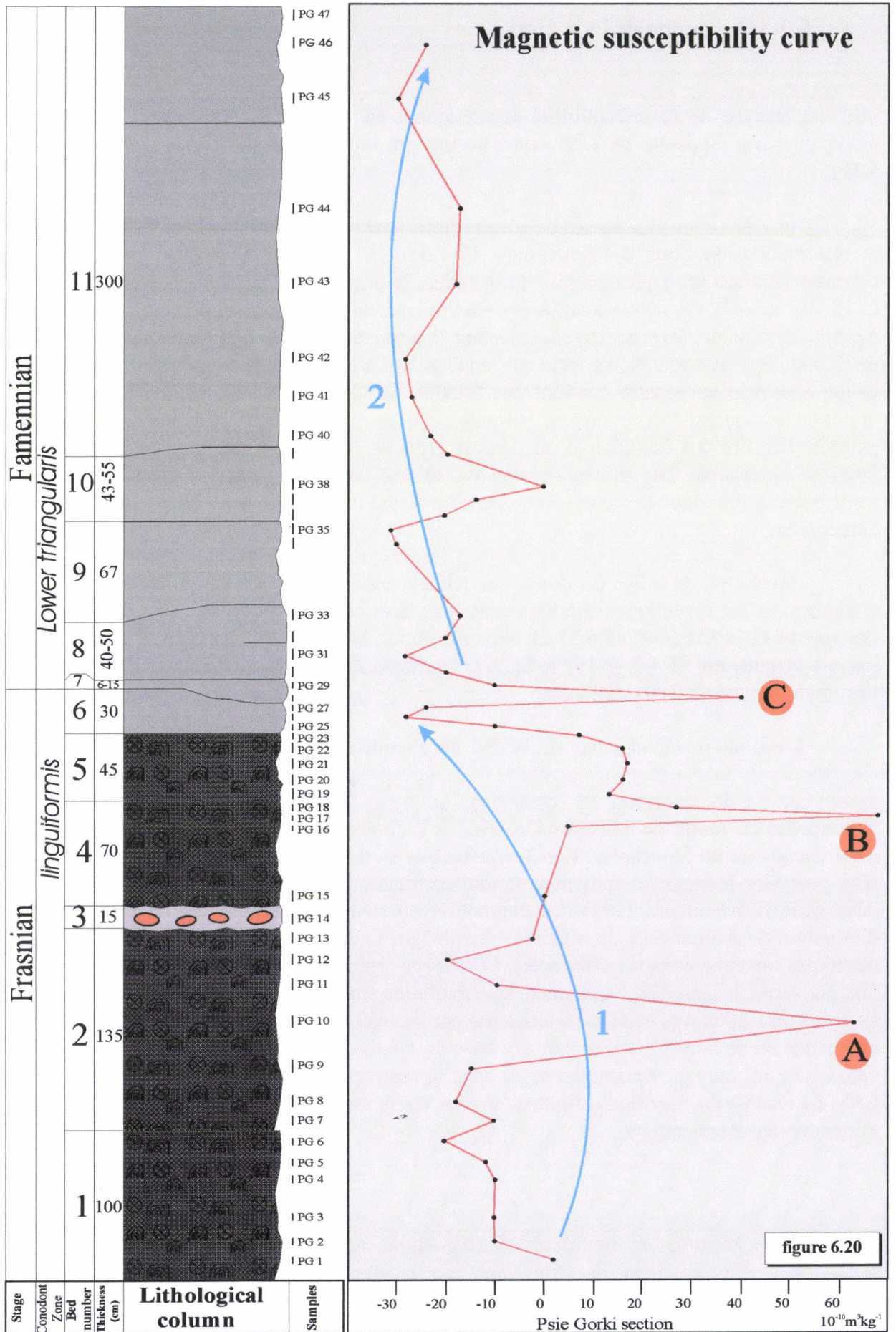


figure 6.20

6.4. Conclusions

Quatre coupes (Kowala A et B, Kostomloty, Psie Gorki) ont été échantillonnées à la transition FF dans les Monts Sainte-Croix. Les coupes se situent dans des positions paléogéographiques différentes (plate-forme interne et bassin).

6.4.1. Les cortèges argileux

1) 73 échantillons ont été analysés à la transition FF dans les coupes des MSC pour déterminer le cortège argileux. Celui-ci est peu diversifié et très homogène dans son ensemble.

2) Le cortège argileux est dominé par l'illite (55 à 100%) et la kaolinite (0-35%). Les interstratifiés illite-smectite (0-15%) et les chlorites (0-10%) sont présents à l'état de trace.

3) L'illite est particulièrement abondante tout au long des séries et constitue dans certaines coupes le seul minéral au Famennien. Une réduction de la diversité minéralogique se manifeste donc à la transition FF.

4) Le matériel illitique est relativement riche en fer et présente une composition de phengite à Psie Gorki et Kowala et de muscovite à Kostomloty. Par ailleurs, le matériel illitique, toutes coupes confondues, correspond à un mélange d'illites et d'interstratifiés illite-smectite de type ISII avec moins de 15% de feuillets gonflants.

5) La majeure partie des IC des échantillons polonais sont situés dans la partie supérieure de la diagenèse tardive *sensu* Yang et Hesse (1991). Les séries étudiées n'ont pas atteint le domaine du métamorphisme et suggèrent une gamme de température très basse comprise entre 80 et 100°C. Les séries sédimentaires semblent donc particulièrement bien préservées d'influences diagénétiques et métamorphiques. Les MSC constituent donc le site idéal pour l'étude des paléoenvironnements ainsi que pour toutes les études géochimiques.

6) La kaolinite est le deuxième minéral par ordre d'abondance dans les coupes. Son pourcentage diminue fortement au Famennien à l'exception de la coupe de Kostomloty qui montre encore des pourcentages importants (15 à 35%). L'analyse des microfaciès indique que le Famennien comporte plusieurs niveaux conglomératiques et brèchiques ce qui implique la présence de remaniements. La présence de kaolinite au Famennien s'explique donc par le remaniement des faciès du Frasnien. La chlorite et les interstratifiés illite-smectite sont présents en traces au cours du Frasnien.

7) Une origine détritique des kaolinites des MSC est proposée. Un climat chaud et humide est donc envisagé à la transition FF en Pologne. La présence de kaolinites détritiques confirme les données obtenues dans les autres coupes (Steinbruch Schmidt, Coumiac). La source des kaolinites détritiques pourrait donc être liée au développement de sols kaolinitiques en milieu intertropical. La seule aire continentale à proximité des MSC correspond au massif continental des pré-Carpathes (Paszkowski et Szulczewski *in* Dvorak *et al.*, 1995).

6.4.2. La susceptibilité magnétique

1) L'analyse de la susceptibilité magnétique a été réalisée sur 409 échantillons recouvrant les couches de la limite FF dans 4 coupes des Monts Sainte-Croix. Les valeurs de susceptibilité les plus faibles sont présentes systématiquement à proximité de la limite FF. Les susceptibilités les plus fortes correspondent à de fortes évolutions au Famennien ou à des excursions positives et brutales au Frasnien.

2) L'évolution de la SM est assez similaire dans toutes les coupes au Frasnien. Elle montre une grande évolution décroissante des valeurs depuis la base de la coupe jusqu'à la limite FF. A l'inverse, une évolution croissante de la SM est observée au cours du Famennien et culmine au sommet des coupes à l'exception de la coupe de Psie Gorki qui évolue de manière radicalement opposée.

3) Les valeurs de SM sont assez similaires dans les différentes coupes sauf pour Psie Gorki qui présente des susceptibilités très faibles et négatives. Un facteur 100 existe entre les valeurs les plus fortes de Psie Gorki et celles de Kowala A.

4) Les évolutions de la SM peuvent s'interpréter en termes de fluctuations du niveau marin. Une transgression est présente avant la transition FF et le Famennien se caractérise par une chute du niveau marin. Ces fluctuations du niveau marin sont observées à Kostomloty et à Kowala. Psie Gorki montre, par contre, une diminution des valeurs au Famennien.

5) Les variations eustatiques déduites de la courbe des microfaciès pour Kostomloty sont très similaires avec celles des variations de susceptibilité magnétique. Les microfaciès au Frasnien indiquent deux petites séquences transgressives ce que confirme l'évolution de la SM. Au Famennien, une évolution régressive culmine au sommet de la coupe et correspond parfaitement à celle enregistrée par l'évolution magnétique de la CSM de Kostomloty.

6) Le modèle séquentiel développé dans les coupes allemandes et appliqué dans les coupes de la Montagne Noire peut également s'appliquer aux coupes des MSC et en particulier à celle de Kostomloty. Dans cette série, la limite FF est précédée d'un cortège de haut niveau marin. Une limite de séquence correspond à la limite FF et sépare le cortège de haut niveau marin sous la limite FF de celui de bas niveau marin de la base du Famennien. Les évolutions des microfaciès et de la SM au Frasnien correspondraient au cortège de haut niveau marin. L'évolution régressive enregistrée par les microfaciès et la susceptibilité au Famennien souligne le cortège de bas niveau marin. La limite de séquence est soulignée par les niveaux conglomératiques de la base du Famennien.

7) La présence d'un pic de susceptibilité magnétique très élevé à la base de la coupe de Kowala A pourrait correspondre à une surface d'inondation maximale et souligne le passage à un cortège de haut niveau marin. La succession des cortèges sédimentaires à proximité de la transition FF est donc également confirmée en Pologne.

8) La coupe de Psie Gorki fortement carbonatée contient une fraction lithogénique extrêmement réduite ce qui implique une quantité très faible de minéraux ferromagnétiques. L'évolution de la SM pourrait être liée à l'évolution d'un minéral argileux (illite) et à une augmentation de la fraction carbonatée. Les minéraux argileux et les carbonates étant

diamagnétiques, ils contribuent à diminuer le signal ce qui expliquerait l'importance des valeurs négatives observées à Psie Gorki au Famennien. Les fluctuations sont donc fortement masquées suite à l'absence des minéraux ferromagnétiques dans la coupe.

CHAPITRE 7

CONTRIBUTION TO THE DIAGENETIC STUDIES OF
THE DEVONIAN
IN THE HOLY CROSS MOUNTAINS (POLAND):
CLAY MINERALOGY RESULTS

(submitted paper)

Chapitre 7

Contribution to the Diagenetic Studies of the Devonian in the Holy Cross Mountains (Poland): Clay Mineralogy Results

Devleeschouwer, Xavier ^a, Bertrand, Marc ^{a*} & Marynowski, Leszek ^b

^a Department of Earth and Environmental Sciences, University of Brussels,
CP 160-02, Av F. D. Roosevelt, 50, B-1050, Brussels, Belgium.

^b Department of Earth Sciences, Silesian University, Ul. Bedzinska, 60,
41-200 Sosnowiec, Poland.

(submitted to Geological Magazine)

Abstract

One of the best Polish area where the Paleozoic series crop out is located in the Holy Cross Mountains. 120 samples coming from the Devonian and partly from the Cambro-Silurian in and around the Kielce town, have been studied. The samples include different lithologies (mainly limestones) and have been analyzed by X-ray diffraction. They are characterized by a poorly diversified clay mineral assemblage dominated by illite, with minor kaolinite, mixed-layers and chlorite for the Cambro-Silurian rocks. A similar assemblage is recognized for the Devonian samples, with the exception of chlorite which is less abundant. Detailed investigations on the chemical composition of illite reveal a relatively high Fe-content in the octahedral sheets and a phengitic composition. The illitic admixture is dominated by illite and interstratified illite/smectite, with less than 15% of smectitic sheets and an ISII ordered type of interstratification. The illite crystallinity (IC) values are always above the diagenesis/anchizone boundary, indicating that the sediments have not reached the low-grade metamorphism. Only a weak illite crystallinity difference is present from Cambrian (0,50) to Famennian (0,69) rocks, suggesting a burial effect. This evolution suggests temperatures below 180-200°C for the base of Cambrian and below 80-100°C for the late Frasnian-early Famennian interval. In order to confirm the Frasnian-Famennian IC results, a comparison is established with other published diagenetic indicators (i.e. conodont alteration

index - CAI - and organic indicators). As the thickness of the post-Famennian overburden series (less than 1 km) is insufficient to explain the temperatures estimated through the IC, CAI and organic indicators, a high Paleozoic geothermal gradient (60-70°C/km) is invoked. Along a geographic transect (SSW to NNE) including 7 Frasnian-Famennian sections, it appears a similar mean IC value. On the contrary, the CAI and the organic indicators do not reveal the same pattern. In the NNE part of the transect (Kostomloty area), the estimated temperature could be explained by a relatively higher and localized heating impact, active during a short period of time, probably before the Variscan uplift.

1. Introduction

Of the several methods used to establish thermal evolution in very low - to low grade sedimentary rocks, one of the more widely method is the measure of illite crystallinity (IC), used as a reference to define the anchizonal boundaries (Kübler, 1966). The widespread acceptance of IC as a measure of low-temperature metamorphism in argillaceous sediments (reviewed by Kisch, 1983), suggests that a detailed evaluation of the crystallinity index within a study area would yield precise informations on the degree of metamorphism.

The conodont color alteration index (Epstein, Epstein & Harris, 1977; Rejebian, Harris & Huebner 1987) enables the study of carbonaceous rocks and this method is complementary to the IC measure, in order to determine paleotemperatures. This method permits also to take account into tectonic events and to consider problems related to the thickness estimation of the overburden series.

The combination of different temperature indicators can be therefore usefully employed to estimate the conditions prevailing from diagenesis through low grade metamorphism.

Previous studies concerning the diagenetic evolution of the Devonian rocks in the Holy Cross Mountains area (HCMts) have been undertaken by Belka (1990), using the CAI. It appears from this study that the Paleozoic rocks reached the present day maturation level

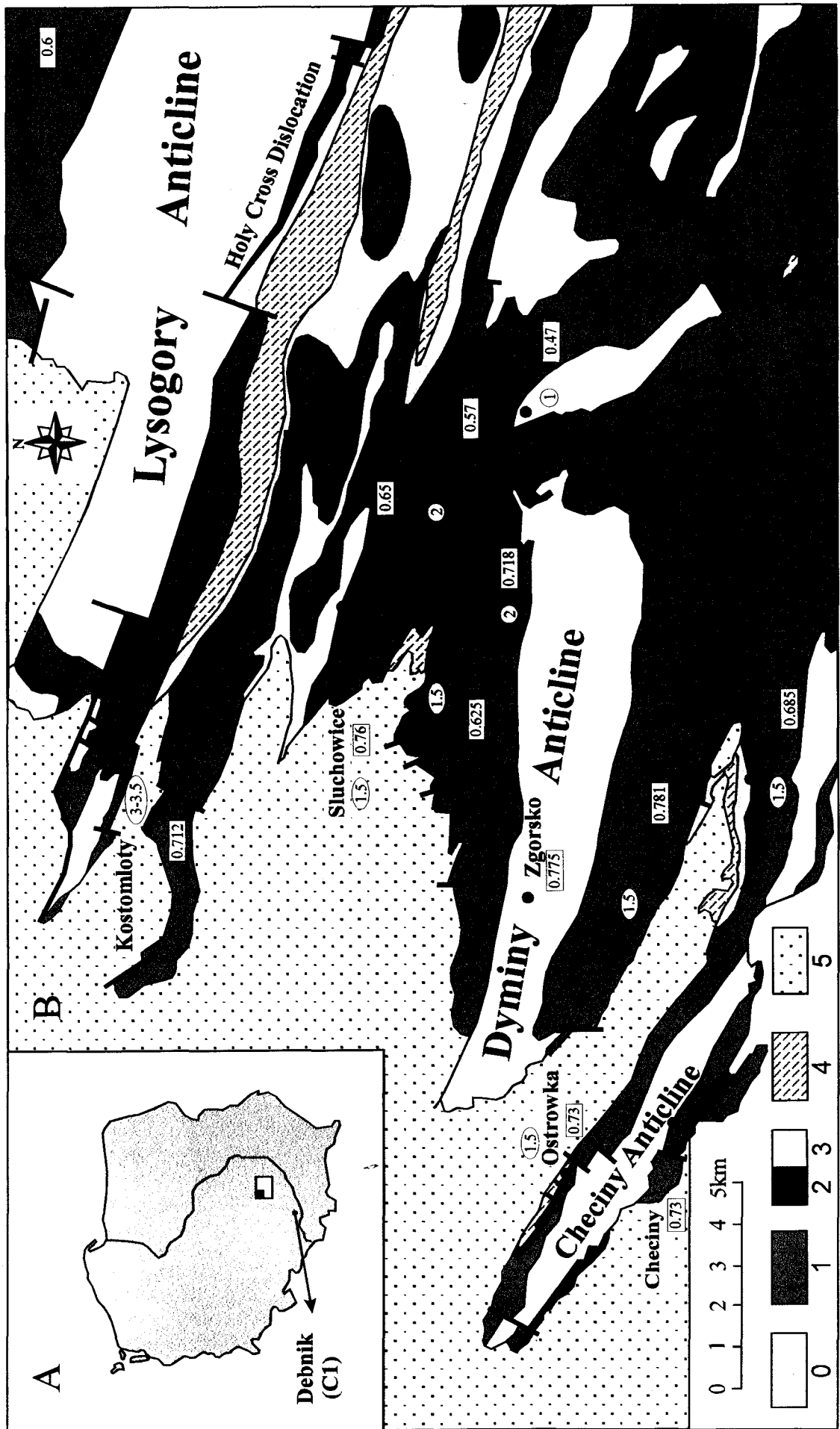
before the Variscan uplifting and that thermal maturities recorded in the Paleozoic rocks could be explained by a postulated high geothermal gradient (60-70°/Km). Other parameters have also been used (several biomarker indicators and vitrinite reflectance) by Marynowski (1997; 'unpublished Ph.D. thesis, Silesian University, Sosnowiec, 1998') to characterize the maturity of organic matter in Devonian rocks. Our main results are similar to the CAI conclusions. For the Devonian strata, maximum temperatures occurred probably before Variscan uplifting and it seems that a higher paleothermal heat was localized in the western part of the HCMts.

The purpose of this paper is to present the first results on clay mineralogy of limestones and siliciclastics from the Devonian essentially and for the Early Paleozoic which crop out in the HCMts. The IC results of Frasnian-famennian rocks are used to constrain the diagenetic evolution of these series and to compare with other indicators of diagenetic/low grade metamorphism described in the literature (CAI and organic indicators). In this point of view, several Early Paleozoic and Late Devonian samples have been analyzed in the scope to detect the influence of a burial effect and the possible changes on the clay assemblages in the HCMts Paleozoic through time.

Fig. 1 : A: map of Poland with localisation of the Debnik borehole. B: the geographical and geological map around Kielce area in the Holy Cross Mountains. After Szulczewski (1971; modified).

Legend: - 0: Cambrian to Silurian - 1: Early and Middle Devonian - 2: Frasnian (Late Devonian) - 3: Famennian (Late Devonian) - 4: Early Carboniferous - 5: Post-Variscan cover (Zechstein - Late Cretaceous).

The CAI values from Belka (1990) and IC-values are reported inside white rectangular and circular forms respectively. This is the case for all the sections studied with some exceptions at Checiny, Skrzetle and Zgorsko wich have not been sampled by Belka.



2. Geological setting and lithological descriptions

The HCMts are situated in the central/south part of Poland (fig. 1). This well known region is the best one in Poland where the Paleozoic series crop out. As described by Belka (1990), the HCMts constitute a part of the axial zone of the Middle Polish anticlinorium which runs parallel to the eastern margin of the East-European platform. Three structural units have been distinguished in the geological structure of the HCMts: the pre-Permian sediments corresponding to the Paleozoic core, the Permo-Mesozoic cover forming the so-called Mesozoic margin, and the Miocene formations. The contact between these units is marked by considerable angular unconformities. As shown clearly in figure 1, the Paleozoic deposits crop out in the middle part of the area. Several major anticlines, with a general NW-SE direction, are composed of Cambrian to Silurian rocks. Early Devonian rocks correspond to the largest represented areas and Late Devonian to Early Carboniferous deposits constitute the cores of major synclines. Permian and Mesozoic rocks are only visible in the northern and western part of the area.

The Cambrian around Kielce is mainly composed of shales and sandstones, in contrast to Ordovician which is more carbonated. The Silurian is mainly represented by graptolitic shales. Marine sandstones of Emsian age overlie disconformably the Silurian rocks. Middle Devonian consists of dolomites overlain by limestones rich in benthic fauna. In the Late Devonian, carbonate sedimentation continues to prevail with numerous reefs during almost part of the Frasnian. Due to the transgressive onset in the late Frasnian, the shallow marine carbonate platform of the HCMts became transformed into a pelagic drowned platform (Szulczewski, Belka, Skompski, 1996 ; Racki, 1997). The Famennian is composed of condensed crinoid and cephalopod limestones, nodular limestones and black shales. Over a part of the drowned platform, this slow-rate pelagic deposition persisted up to the Tournaisian (pelagic micritic limestones, cherty shales) and the Devonian/Carboniferous boundary falls within a non depositional period. The youngest preserved deposits are composed of uppermost Viséan siliceous black shales. Finally, it is assumed that the possible time for

unloading of Devonian sediments is Late Carboniferous, although the intensity of the post-Variscan erosion is rather unknown. For more detailed lithological and paleontological descriptions of these series, we refer the reader to Bukowy *et al.* (1970), Szulczewski (1971) and Racki (1992).

The studied sections are localized in and around the Kielce locality (fig.1.). They are briefly described (Appendix 1), following the normal stratigraphic succession, with the location, formation names, ages and lithologies.

3. Sampling and methods

120 samples including different lithologies (limestones, claystones and siltstones) have been studied. The clay fraction (particles smaller than 2 microns) was separated by sedimentation after decarbonation with HCl N/5 and defloculation with desionized water. X-ray diffraction (XRD) analyses were carried out using a Philips PW1730 DX diffractometer with Cu-K radiation and performed on oriented pastes mounted on glass slides. Three X-rays diagrams were made on each sample: on air dried condition, after saturation with ethylene-glycol and after heating at 490°C during two hours. Semi-quantitative determinations are based on the peak intensities and areas of selected clay mineral peaks (Holtzapffel, 1985), assuming that these weighted amounts add up to 100%. The heights of illite and kaolinite (001) peaks were taken as references.

The IC values were determined by measuring the width of the (001) peak at half-height measured in $0,01^\circ \delta 2\theta$ on oriented clay preparations after glycolation. The IC values (Laboratory of Sedimentology, Lille University) have been corrected using several international standard specimens which allow the calibration of the presented IC data with respect to the international calibrated IC index (Warr & Rice, 'unpublished report, Geologisch-Paläontologisches Institut, Heidelberg, 1993'; Warr & Rice, 1994). The crystallinity index standard (CIS) ranges between $0,25^\circ \delta 2\theta$ and $0,42^\circ \delta 2\theta$ for the IC anchizonal limits (Warr & Rice, 1994) equivalent to the Kübler's limits for the anchizone. The

chemical composition of the illitic material is detailed using the methods of Esquevin (1969), Srodon (1980, 1984), Srodon & Eberl (1984) and Shirozu & Higashi (1972).

The analyses of organic biomarkers were realised on samples from the same studied sections. After crushing, all of them were extracted with Soxhelt method during 72h in a dichloromethan : methanol (93:7) azeotrope. The extracted bitumen was then separated by preparative thin layer chromatography (glass plates 20x20 cm coated to a thickness of 0,5 mm Kieselgel 60 F254 E. Merck) into saturate, aromatic and polar fraction. The plates were developed using n-hexane. The two fractions were analysed by gas chromatography-mass spectrometry (GC-MS) on a Hewlett Packard HP 5890 II to a HP 5917A mass selective detector (electron energy 70eV). The temperature program was as follows: 50°C (0 min) - 10°C/min - 110°C (0 min) - 3°C/min - 290°C (20 min) with helium as a carrier gas. Vitrinite reflectance was determined using a Zeiss Standard Universal Photomicroscope II with an EMI 98448 photomultiplier. Reflectance in oil ($n_e=1.158$) was measured on a minimum of twenty vitrinite phytoclasts.

4. Results

The clay minerals from Cambrian to Givetian of the HCMTs are dominated by illite (20-85%) with minor kaolinite (0-40%), illite-smectite mixed-layers (essentially 10-14s) (0-20%), traces of chlorite (0-5%), excepting three Early Paleozoic samples (C3, C4, C7; 20-75%) and different types of regular mixed-layers (0-15%). Only one Givetian sample (C1) displays an unusual abundance of smectite (80%). The average percentage of each clay mineral group has been reported for all sections in figure 2.

The Frasnian and Famennian clay minerals are dominated by illite (20-100%) with kaolinite (0-65%), illite-smectite mixed-layers (essentially 10-14s) (0-30%), traces of chlorite (0-20%) and different types of regular mixed-layers (0-5%).

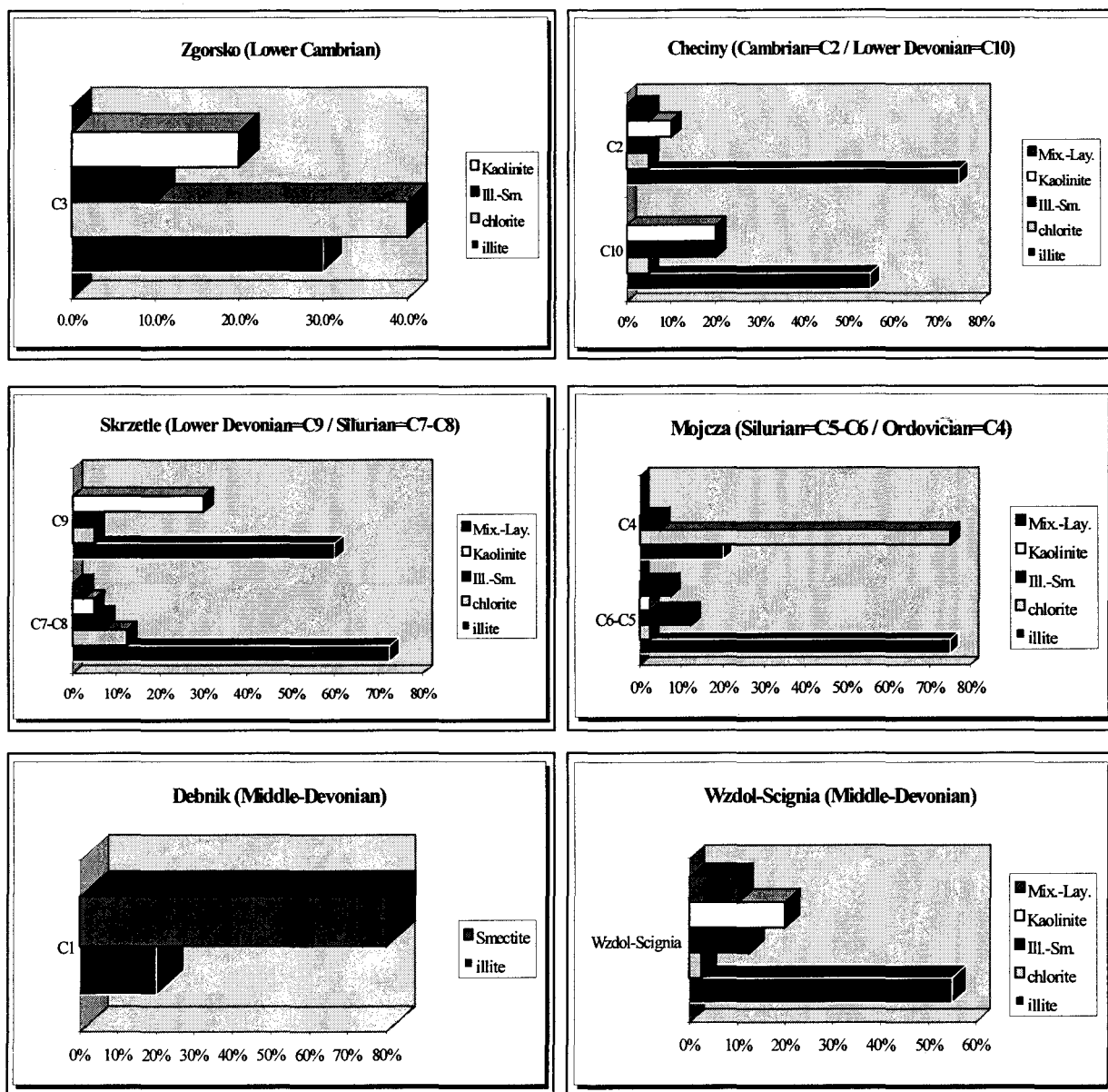


Fig. 2 : Average abundance for each type of clays for the Cambrian, Ordovician, Silurian, Early and Middle Devonian samples of the Holy Cross Mountains. In all cases, illite and chlorite are the predominant clay minerals with minor kaolinite, illite-smectite mixed-layers and traces of other mixed-layers. One exception corresponds to the sample coming from the Debnik borehole where smectite is the major clay mineral with minor illite.

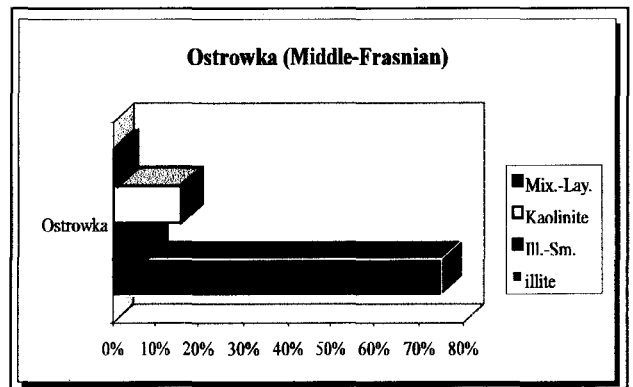
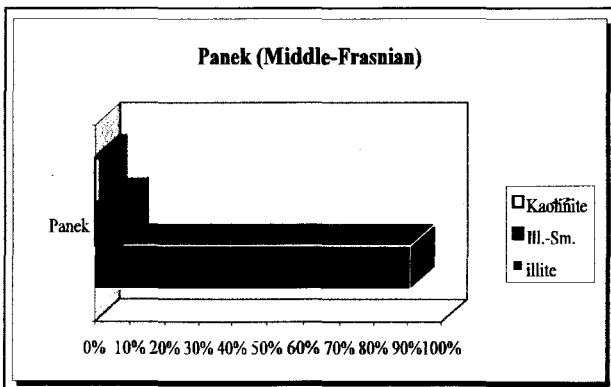
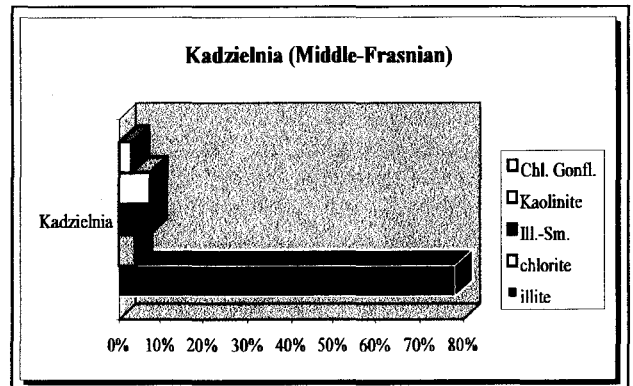
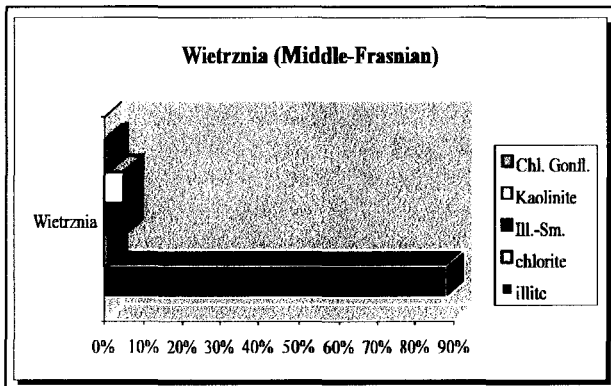
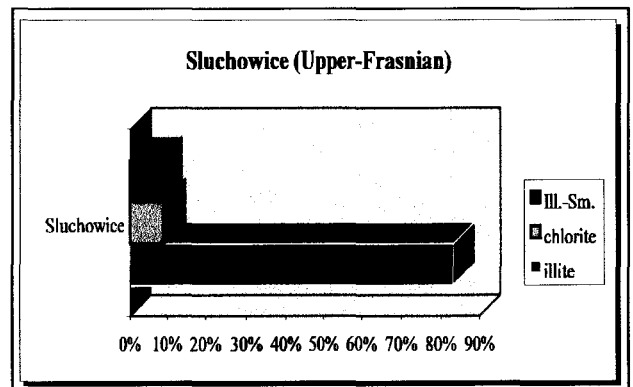
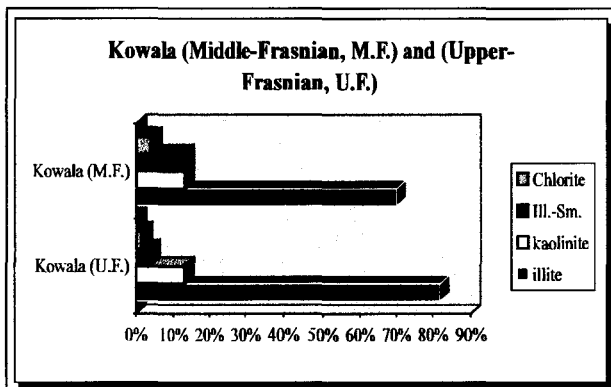
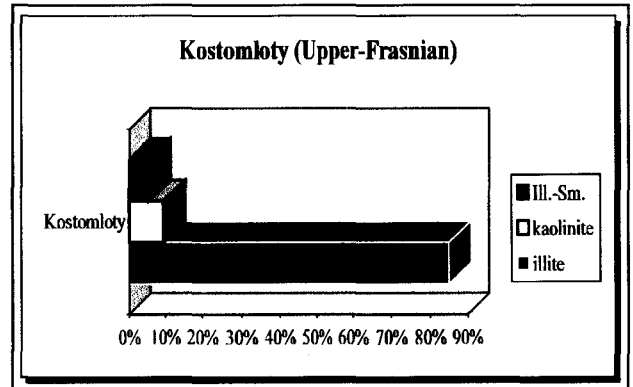
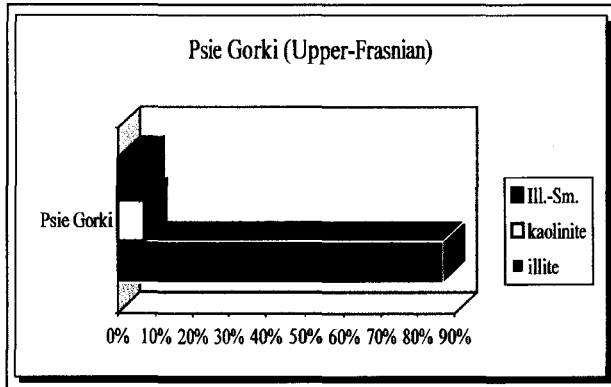
The average percentage of each group has been reported for each section in figure 3. It appears that no significant difference exists between the clay assemblages from Cambrian to Devonian (Famennian). Only chlorite is more abundant in the Early Paleozoic.

As a rule, the illitic material is the most abundant in the studied series and, according to several authors (Dunoyer de Segonzac, 1969; Chamley, 1989; Frey, 1987; Yang & Hesse, 1991; Warr & Rice, 1994), it constitutes one of the most suitable clay mineral group to study diagenetic evolutions. Therefore, the following detailed study has been undertaken.

The measure of the 001/002 ratio for the illite fraction is used to estimate the Fe/Al content. This ratio is close to 1 for aluminous illites (muscovites) and increase with Fe-content (Brindley & Brown, 1980). In the case of glauconitic materials the ratio shows high values and the (002) reflection is nearly absent. In our case, the illites present large range of values between 2,06 and 3,24 for Cambrian up to Givetian and between 1,6 and 4,6 for Frasnian to Famennian. This ratio suggests thus a relatively high Fe-content for the octahedral sheets. This characteristic is more pronounced in the uppermost Frasnian and in the lowermost Famennian (table 1).

The Esquevin index (Ei), measured on all samples, indicates the chemical composition of illitic materials in the octahedral sheets (Kübler, 1968; Esquevin, 1969). When Ei values are below 0,15 a biotite composition occurs (FeO - MgO dominant). Between 0,15-0,30 a biotite-muscovite composition is determined ; between 0,3-0,4 a phengitic composition occurs. Above 0,4 a muscovite composition is present (Al₂O₃ dominant). The Cambrian to Famennian Ei average suggests a phengitic composition, indicating presence of Fe and/or Mg in the octahedral sheets which are therefore not purely aluminous. Surprisingly, in spite of a long range of time from Cambrian to Famennian rocks, the Ei results show an homogeneous trend.

Fig. 3 : Average abundance for each type of clays for all studied Frasnian and Famennian sections in the Holy Cross Mountains. Illite is the most abundant clay with minor kaolinite, illite-smectite mixed-layers and traces of different types of chlorite and other mixed-layers.



As experiments with artificial mixtures have shown that the rational series of illite $d(001)$ persist to at least 30% admixture of an ordered illite/smectite; the methods described in Srodon (1980, 1984) and Srodon & Eberl (1984) are used to detect the presence of interstratified smectitic sheets in the illitic minerals, and to evaluate their proportions and the type of interstratification. After Srodon & Eberl (1984), the illitic materials are subdivided into three categories: pure illite, highly illitic interstratified I/S and an admixture between these two types.

Using the (002) and (003) reflections (2θ degrees), the first step allows differentiation between pure illite or admixture dominated by illite and interstratified I/S or admixture dominated by these interstratified minerals. In our case the values correspond to pure illite or admixture dominated by illite.

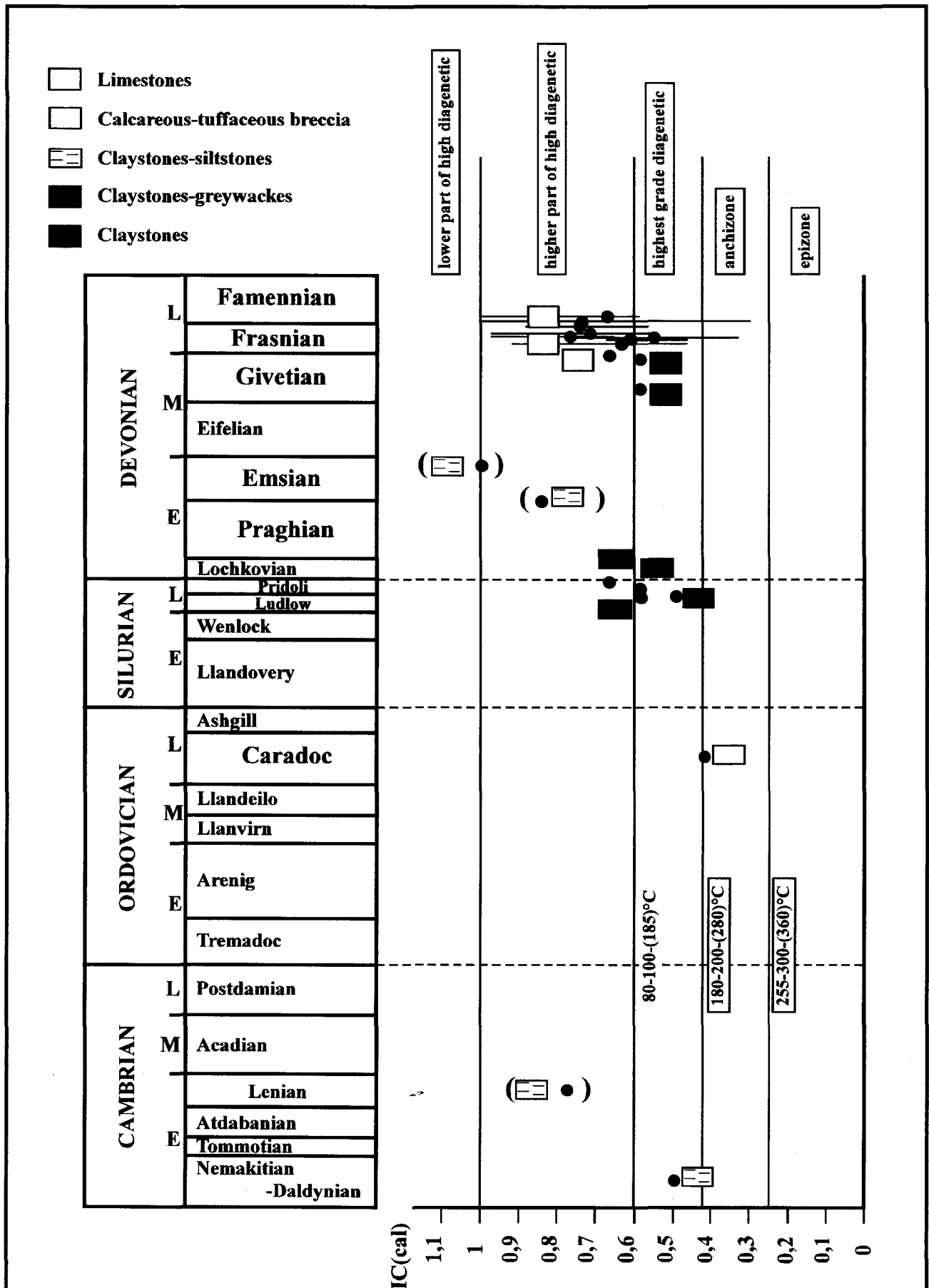
The next step consists in the measure of the Ir index of Srodon (1984) which corresponds to the intensity ratios of the 001 and 003 reflections from the air-dried and the glycolated samples. This parameter (table 1) is the most sensitive tool for revealing small amounts of expandable material accompanying illite. Ir ratio equal to 1 corresponds to pure illite and the material is 100% nonexpandable. If the Ir ratio is >1 an admixture of expandable material is present. The measures show Ir values ranging between 1,15 and 2,12 and between 0,82 and 2,9 respectively for Cambrian to Givetian and Frasnian to Famennian revealing the presence of interstratified illite/smectite material. The last step concerns the measure of the Srodon's BB1 index which is the joint breadth of 001 illite and adjacent illite/smectite reflections, measured in $^{\circ}2\theta$ from where the tails of the peak join the X-ray background. If BB1 is above $4^{\circ} 2\theta$ an admixture of illite and interstratified IS occurs. If BB1 is below $4^{\circ} 2\theta$ an admixture of illite and interstratified ISII is present. With a few exceptions, our samples indicate less than 15% of smectitic sheets in the interstratified illite-smectite and an ISII ordered type of interstratification.

Figure 4 shows that the IC values from Cambrian to Givetian range between 0,43 and 1. The IC range for the Frasnian and Famennian is between 0,30 and more than 1. The validity

of the IC values is indicated by the method recommended by Shirozu & Higashi (1972) which consists in the report of the half-height peak width for the 5Å and 10Å reflections of illite and designated as W2 and W1 respectively. This method permits to estimate the "opening" of the illitic materials : when the W1 index is plotted along or close to the line with a 45° inclination angle, the IC values indicate well "preserved" illite as shown by the diagrams for the Polish series (figs. 5 and 6). Consequently, several samples with the highest W1 values (figure 4), have not been taken into account due to their higher IC value. In details, according to the stratigraphical succession, it seems that a small difference exists between the lowermost Famennian (0,69) and the lowermost Cambrian IC value (0,50). In the Kielce area, the approximative total thickness of the sediments between Famennian and Cambrian is estimated to 4 km (Kowalczewski & Migaszewski, 1991; Dvorak *et al.*, 1995) and corresponds to a difference in IC values of only 0,20. These observations suggest probably a weak burial effect. The IC values are always above the diagenesis/anchizone boundary, indicating that the sediments have not reached the low-grade metamorphism.

One of the chemical methods used for the assessment of kerogen thermal maturity and hence the diagenetic rearrangement of sedimentary rocks are biomarker analyses. Maturity parameters evaluated from biomarker composition in oils, coals and bitumens extracted from rocks are based on the relative concentrations of some of their isomers. In aliphatic fraction, when thermal maturation increases, the quantity of biomarkers (pristane, phytane, triterpanes, steranes) decreases and the amount of n-alkanes increases.

Fig. 4 : Average calibrated IC values (IC cal) reported for each section from Cambrian up to the basal Famennian. Some samples present altered IC values (cfr. Shirozu index) and are figured in brackets. A small decreasing IC trend is present from Cambrian to Famennian. The diagenetic zones and the range of the temperatures are estimated from the literature. The different sample lithology is also schematically represented. All the samples, including the oldest, present IC values above the diagenesis-anchizone boundary. IC range: black line; IC average: black circle.



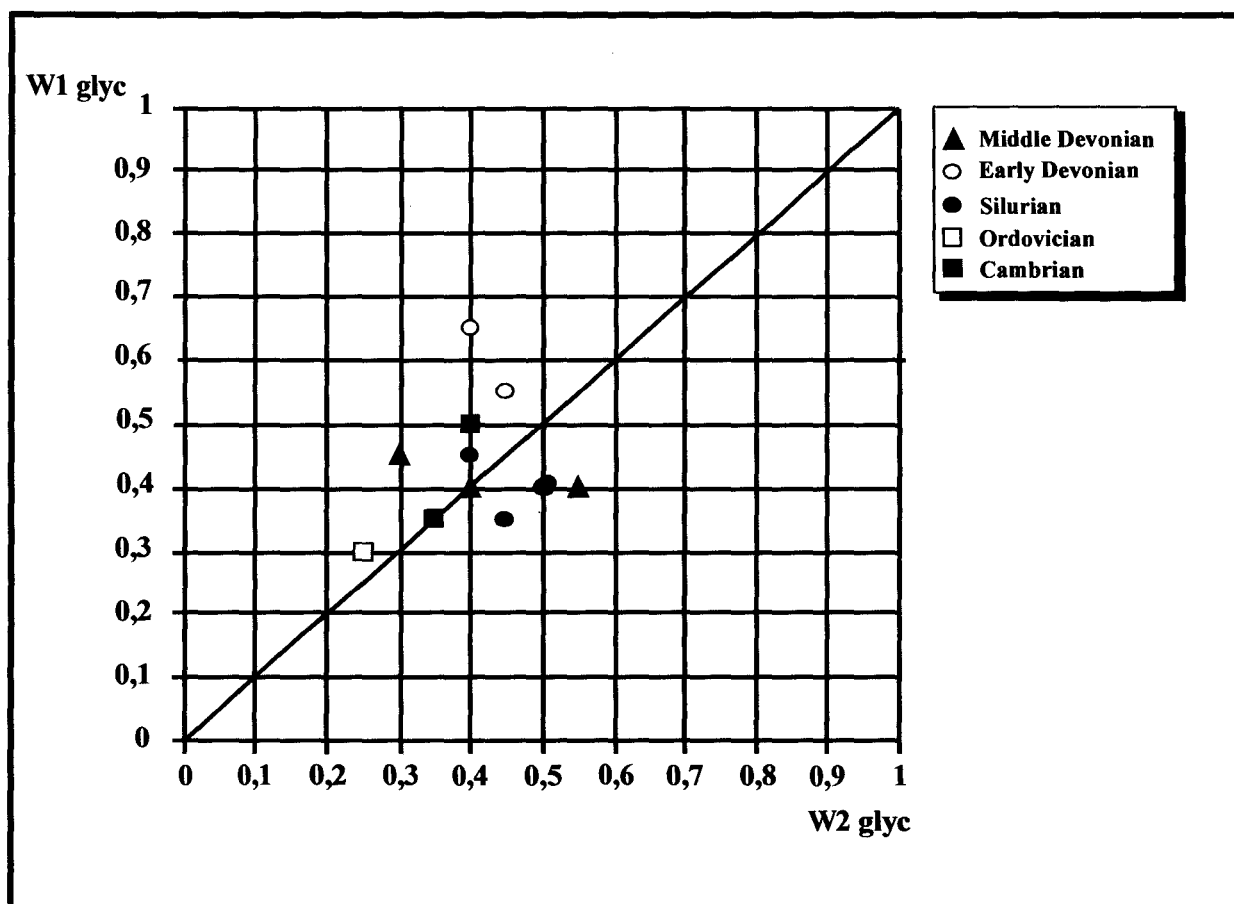


Fig. 5 : The Shirozu diagram is represented here for the Cambrian to Middle Devonian samples. This graphic permits to select the samples which have been considered to build the curve in the figure 4.

Moreover, with thermal stress, individual biomarkers from steranes, triterpanes and those from the aromatic fraction show variations on their concentrations. The biomarkers based on maturity parameters are not usually calibrated directly to the maximum temperature influencing organic matter during geological time. However some of these parameters are converted to theoretical vitrinite reflectance (for example, R_{CS} - see table 2), which is calibrated in temperature.

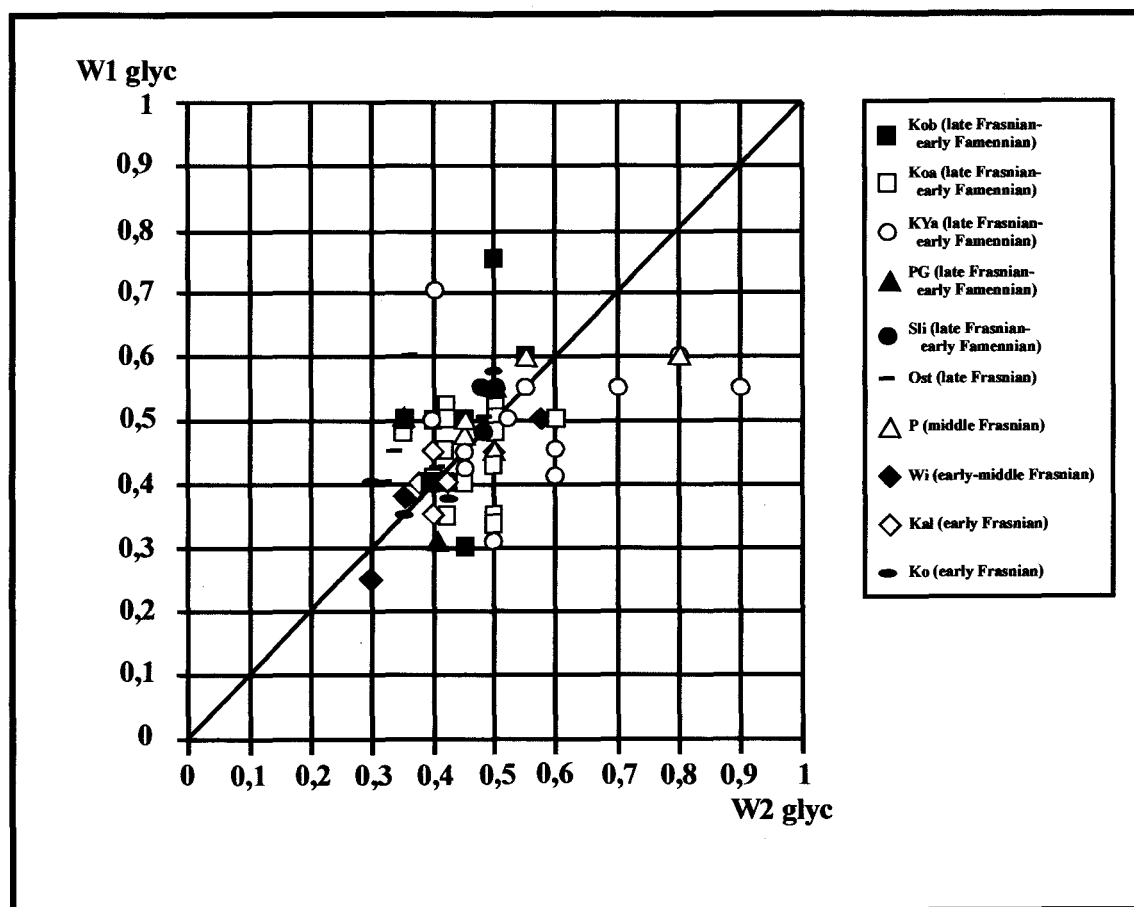


Fig. 6 : The Shirozu diagram is represented here for the Late Devonian samples. This graphic permits to select the samples which have been considered to build the curve in the figure 4.

Ko, Koa, Kob: Kowala section - Kal: Kadzielnia section - Wi: Wietrznia section - P: Panek section - Ost: Ostrowka section - Sli: Sluchowice section - PG: Psie Gorki section - Kya: Kostmłoty section.

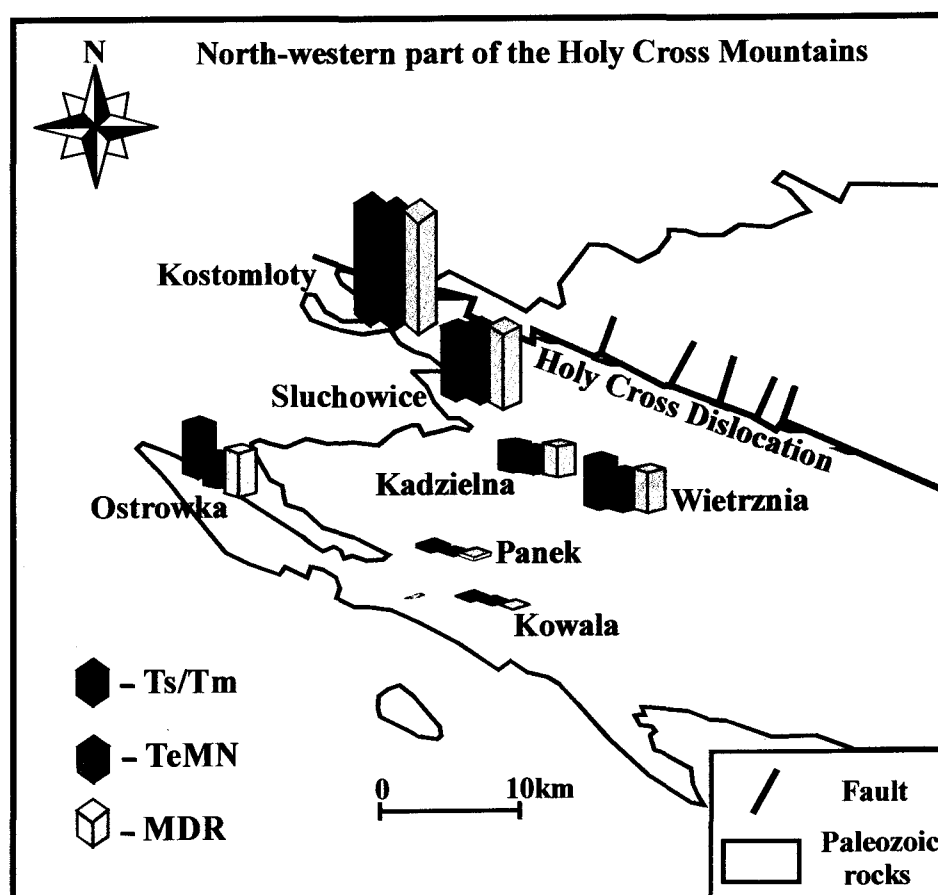
Indirectly, this allows the determination of the maximum temperature recorded by these biomarkers.

Methyldibenzothiophene ratio (MDR, table 2) allows this recalculation, in relation to vitrinite reflectance of organic matter originating from various depositional environments

(Leythaeuser, Radke, & Willsch, 1988 ; Radke & Willsch, 1994). Steranes based on maturation indexes (for instance $20S/(20S+20R)$) were correlated to R_0 in the work of Huang, Li, & Zhang (1990). The biomarkers indexes are sensitive to thermal maturity of organic matter but are also depended of the kerogen nature. So, the results should be correlated with indexes of other methods and a wide range of maturity indexes must be used.

In the Devonian rocks of the HCMTs., the organic parameters which indicate the best correlations with depth (borehole Kowala 1 and Janczyce IG I; Marynowski, 'unpub. Ph. D. thesis, Silesian Univ., 1998') are: Ts/Tm , DMN, TMN, TeMN, MDR (R_{CS}), DMDBT and TMDBT (see table 2 for explanations). Among these, the three best parameters (Ts/Tm , TeMN, MDR) are represented on Fig. 7, to reflect the influence of the paleothermal trend.

Fig. 7 : Comparison between the relative values of measured geochemical parameters from the Devonian in the Holy Cross Mountains. For explanations about the three different parameters, see table 2.



5. Discussion

In the Iberian Range near Zaragoza (Spain), Lazaro *et al.* (1995) described a similar poor clay association, in the fine fraction of detrital marine deposits of two Devonian profiles. A similar chemical composition of the illitic material is also observed and consist of mixtures of illite and ISII interstratified order, with a smectite content <15%. The IC values reported by Lazaro *et al.* (1995) are typical of the anchizone and they conclude that both illite and kaolinite were probably inherited from a source area with intensive weathering although illite might also have a diagenetic origin.

It has been observed that the temperature at which kaolinite disappears varies from one sequence of rocks to another (Chamley, 1989). This temperature-depth variability supports the idea of a non-unique cause of this instability (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Lazaro *et al.*, 1995). The disappearance of kaolinite has been reported to range from 80°C (Dunoyer de Segonzac, 1969) to 200°C (Winkler, 1964). As it has been pointed out in the literature, kaolinite disappears during burial according to different factors: 1° combination with Mg from destabilized dolomite (Muffler & White, 1969); 2° combination with other phases to produce illite and chlorite (Boles and Franks, 1979) or mixed-layered minerals (Hower, Eslinger & Perry, 1976); or 3° by combination with quartz to produce pyrophyllite (Winkler, 1964) near 275°C at 1-2 kbar total pressure. The presence of locally abundant kaolinite (up to 65%) in the studied Paleozoic series suggests that such conditions were not reached during burial.

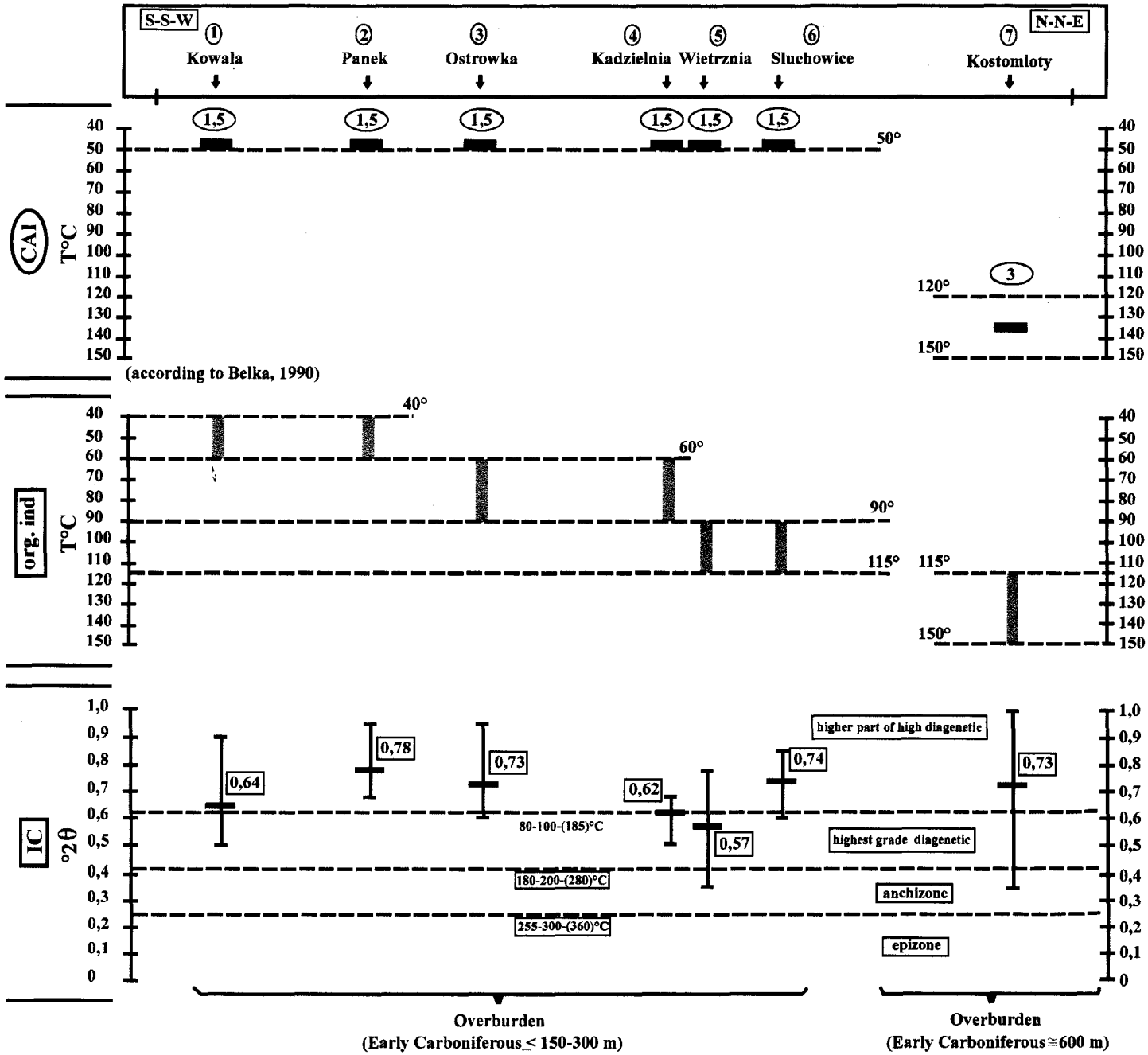
The IC values are located always above the diagenesis/anchizone boundary, suggesting that the sediments have not reached the low-grade metamorphism. It seems that the 280°-360°C temperature range, proposed by Weaver & Broekstra (1984) for the anchizonal boundaries (respectively diagenesis/anchizone and anchizone/epizone), was overestimated. Currently, values between 180-200° and 255-300°C (Warr, 1996; Roberts, Merriman & Pratt, 1991; Frey, M., 1987; Garcia-Lopez *et al.*, 1997) for the anchizonal boundaries are more suitable and a temperature range of 210°C ± 20°C for the diagenesis/anchizone boundary is suggested by Garcia-Lopez *et al.* (1997). Thus a possible

estimated temperature range for the highest grade diagenetic/higher part of high diagenetic boundary could correspond to 80-100°C. The different diagenetic zones used in figure 4, have been proposed by Yang & Hesse (1991). Thus we can estimate that our IC values indicate a temperature range below 180-200°C and below 80-100°C, respectively for the base of the Cambrian and for the late Frasnian-early Famennian.

As all the known data about CAI and indicators of organic matter maturity have been mainly realized in the Late Devonian of the HCMts (Belka, 1990 and Marynowski, 1997), and as our study concerns mainly these rocks, a comparison between these different methods is proposed here. The figure 8 shows, along a geographical transect from SSW to NNE, the IC values from 7 sections compared to the organic indicators and the CAI. According to the average IC results, an identical signature appears for the 7 studied sections. In all the cases, the IC mean value is located near the highest grade diagenetic/higher part of high diagenetic boundary, without any evident change in estimated temperatures.

These temperatures can not be attained only by burial as the post-Frasnian sediment overloading is too weak (less than 1 km in thickness ; Belka, 1990) to support the IC values. This estimation is based on the actually known thickness of sediments. If the illitic material has a diagenetic origin, the previous assumption implies, on one hand, that the thickness of the sediments was probably thicker than the known preserved deposits or, on the other hand, that the geothermal gradient was much higher than the inferred present one.

Fig. 8 : Results of mean IC values from 7 selected Polish sections along a geographical transect, compared to organic indicators and CAI from Belka (1990). The estimated thickness of the overburden (from the Frasnian-Famennian boundary up to Early Carboniferous) corresponds to 150-300 m (SSW area) and approximately 600m in the Kostomloty area. The Late Carboniferous sediments are unknown in the Holy Cross Mountains. Along the transect, no IC evolution is observed, contrary to the gradient underlined by the organic indicators.



As it was explained by Belka (1990) for the CAI results, there are no data from the literature to support the existence or erosion of such a thicker sedimentary cover. The second explanation -high geothermal gradient- is the most convincing. Moreover, there is no indication of a major thrusting or a structural faulting in the HCMTs which can explain a possible overthickening (Mansy, pers. com). The thickness of the post-Frasnian overburden, estimated from the literature (compiled by Belka, 1990), is also indicated on the figure 8. In the SSW part of the transect, this thickness represents 150-300 m while the thickness is at least twice thicker in the Kostomloty area (NNE part). In spite of these differences, the IC values do not reflect a change of the overburden thickness. Contrary, according to the organic indicators, a gradient is clearly observed (SSW to NNE), even if the overburden thickness is still the same from Kowala to Sluchowice sections (Belka, 1990).

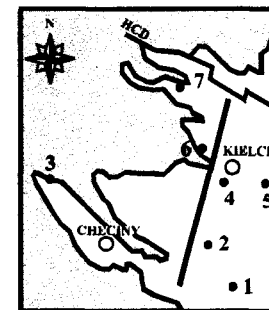
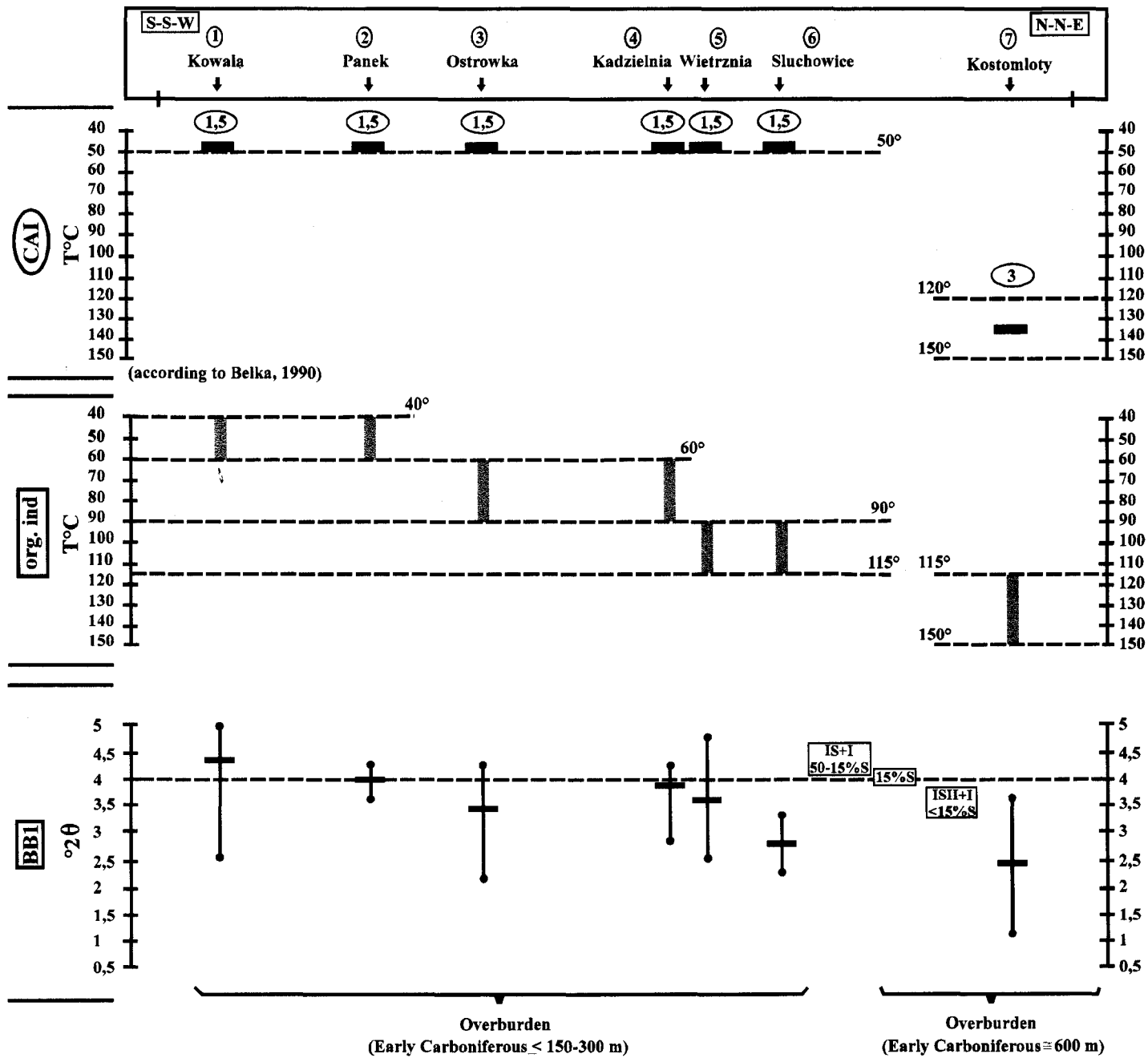
According to Marynowski ('unpub. Ph.D. thesis, Silesian University, 1998'), from Kowala to Kostomloty sections, a temperature range of 40°C to 60°C characterizes the Kowala and Panek sections and this estimated temperature increases gradually to reach a range of 115°C to 150°C, at the Kostomloty section. This temperature evolution is not so clear when the CAI is envisaged, but a temperature "jump" is also observed between Sluchowice (around 50°C) and Kostomloty (between 120°C and 150°C). Firstly, in this case, the organic indicator method seems the most sensitive tool to record temperature changes during burial. Secondly, these two methods indicate clearly a highest temperature impact in the Kostomloty area. This effect is assumed to occur during the Variscan orogeny. Belka (1990) has already suggested that the heat flow associated with the Variscan orogeny was much higher (with geothermal gradient of 60-70°C/km) than the present one and that the Paleozoic rocks attained the present-day maturation level before uplifting in the Variscan diastrophic cycle. The organic indicator results suggest that a higher heat flow affect the Kostomloty area and was superimposed on the global geothermal gradient proposed by Belka (1990) for the Devonian of the HCMTs. This localized higher heat flow could be linked to a plutonic intrusive phenomenon in this area. However, until now, the existence of such an activity has never been described in the literature. In this context, a deep paleo-fracture, like

the Holy Cross Dislocation (fig. 1, 8 and 9), could have been the source of this abnormal superimposed heat flow, before the Variscan uplifting.

According to paleomagnetic analyses (Lewandowski, 1985), a temperature of 70°C derives from an estimation of the ambient temperature and is in good agreement with the very low thermal alteration of the post-Cambrian rocks. This is also confirmed by the mineral assemblages of the Ordovician rocks which are not thermally affected (Bednarczyk, Chlebowski, & Kowalczewski, 1970). These observations are linked to the weak Caledonian tectonic activity resulting in moderate movements. The Early Paleozoic rocks remained unaffected by metamorphism and the main structural framework of the HCMTs had been probably established during the Variscan movements. Only a late Caledonian igneous activity and the tectonic phases of late Cadomian and Ardenian might have caused a local temperature rise (Tomczyk, 1974).

Finally, it appears that the clay results are not so sensitive to this localized temperature paleo-impact probably because this effect is of too short duration and is insufficient to modify the characteristics of the clay mineral assemblages in this area. As it was already described by Chamley (1989, p.387), "... the residence time of a given temperature in a buried serie appears to be more important than the absolute, instantaneous temperature values...". Moreover, as it was described by Hillier & Clayton (1989) "... it appears that organic maturity indicators respond much more rapidly to increasing temperature than illitization... and ... the more short-lived the heating event, the greater is the extent to which illitization appears to 'lag' behind the

Fig. 9 : Results of mean BBI values from 7 selected Polish sections along a geographical transect, compared to organic indicators and CAI from Belka (1990). The estimated thickness of the overburden (from the Frasnian-Fgmennian boundary up to Early Carboniferous) corresponds to 150-300 m (SSW area) and approximatively 600m in the Kostomloty area. The Late Carboniferous sediments are unknown in the Holy Cross Mountains. In this case, the BBI parameter indicate a similar trend as the one observed with the organic indicators.



- 1. Kowala
 - 2. Panek
 - 3. Ostrowka
 - 4. Kadzielnia
 - 5. Wietrzna
 - 6. Sluchowice
 - 7. Kostomloty
- HCD: Holy Cross Dislocation

changes in organic maturity indicators...". Therefore, on the whole, the homogeneous characteristics of the clay mineral assemblage for Frasnian and Famennian rocks could be governed by the maximum duration of burial (70-80 Ma) which constitutes a long residence time in comparison with the previously shorter and heater localized temperature effect. However, considering the Frasnian-Famennian rocks only, the BB1 parameter (expandability of the illite layers, fig. 9) shows an obvious evolution from Kowala to Kostomloty section. According to the geographic position, along the transect, the average value for the Kowala section (4,28) decreases gradually to the minimum mean value of the Kostomloty section (2,41). Effectively, the illite expandability (here estimated by the BB1 parameter) is interpreted (Srodon, 1984) as one of the most sensitive tool to estimate the diagenetic influence. In this case, the BB1 parameter and the organic indicators are independant of the weak sedimentary thickness variations (fig. 8). Moreover, a gradient is still observed from Kowala to Sluchowice sections without any change of the sedimentary overburden, thus implying that the gradual evolution of these parameters can be related to the previously invoked temperature effect.

6. Conclusions

The results of this clay mineralogy study concern Devonian and Early Paleozoic limestones or siliciclastic rocks of the Holy Cross Mountains. These results, compared with other published diagenetic indicators (CAI and organic indicators), show that:

(1) the clay mineral assemblages for the Frasnian and Famennian are dominated by illite with minor kaolinite and illite-smectite mixed-layers, traces of chlorite and different types of regular mixed-layers. The Cambrian to Givetian samples present a quite similar assemblage and only small differences are discernable between the clay from Cambrian to Devonian. This similar assemblage could be explained by inherited clay minerals from a same source area. This seems improbable because such a scenario implies a very long erosion time (more than 140 Ma), as well as the absence of lithological variations of the source area and no

significant change of the climatic conditions prevailing in the eroded land areas. No conclusive solution can explain this clay mineral homogeneity and more detailed studies will be necessary to resolve this specific problem.

(2) illite has a relatively high Fe and/or Mg-content (phengitic composition) in the octahedral sheets; particularly in the uppermost Frasnian and in the lowermost Famennian. The illitic material corresponds to an admixture dominated by illite and interstratified illite/smectite, with less than 15% of smectitic sheets and an ISII ordered type of interstratification.

(3) only a small IC decrease appears from Cambrian (0,50) to Famennian (0,69) rocks, reflecting probably a weak burial effect. The IC values indicate a temperature range below 180-200°C and below 80-100°C, respectively for the base of the Cambrian and for the late Frasnian-early Famennian. These values are always located above the diagenesis/anchizone boundary, suggesting that the sediments have not reached the low-grade metamorphism.

(4) the estimated temperatures can not be attained only by burial as the sedimentary overloading is too weak to fit the IC values. If the illitic material has a diagenetic origin, a higher geothermal gradient seems the most convincing explanation to support the observed IC values. Such a higher gradient has already been suggested by Belka (1990) using the CAI. However, the IC values could partly reflect the influence of inherited terrigenous illites.

(5) along a geographical transect from SSW to NNE, the IC measures of each sections are in the same range of values. Contrary, the CAI values and the organic indicators show a progressive diagenetic impact from Kowala to Kostomloty area. Only the BB1 parameter reveals a similar trend to the NNE. A higher heat flow could affect the Kostomloty area and was superimposed on the global geothermal gradient proposed by Belka (1990) for the Devonian of the Holy Cross Mountains. As there is no evidence of a plutonic intrusion in this region, the origin of the superimposed thermal effect could be related to the Holy Cross Dislocation which constituted a deep fracture probably generating this abnormal heat flow before the Variscan uplifting.

(6) it appears that the clay results are in this case not sensitive to this temperature paleo-impact, localized in the Kostomloty area. Probably, this effect was linked to a relatively short period of time which was insufficient to modify the characteristics of the clay mineral assemblages of this area.

Appendix 1:

- Checiny outcrop (trench south of the town), Czarna Shale Formation, lowermost Cambrian, claystones and siltstones;
- Zgorsko Hills (road cut near Szewce village), Ocieski Sandstone Formation, late part of the Early Cambrian, claystones and siltstones;
- Mojcza village (quarries, east of the village), Mojcza Limestone, Caradoc, limestone;
- Mojcza village (south of the Skala Hill), Niewachlow Beds, late Ludlow, claystones and greywackes;
- Skrzetle (north-west part of Kielce, section of heating plant), Kielce Beds, uppermost Ludlow (Pridoli), claystones and greywackes;
- Skrzetle (north-west part of Kielce, section of heating plant), Barcza Beds, probably of Pragian-Emsian age, claystones and siltstones;
- Checiny outcrop (trenches in the town), Emsian sandstones and siltstones, probably of late Emsian age, claystones and siltstones;
- Wzdol-Scignia outcrop (trench Wz-I), Swietomarz Beds, Givetian (Early *varcus* Zone), claystones;
- Wzdol-Scignia outcrop (trench Wz-R-I), Nieczulice Beds, Givetian-Frasnian transition, claystones;
- Debnik borehole Z-7, Debnik limestone, late Givetian, calcareous-tuffaceous breccia;
- Wietrznia quarry (in the south-east of Kielce town), Wietrznia Beds, early Frasnian, limestones;
- Kowala quarry (south of Kielce near the Kowala village), early Frasnian, Kowala Formation, limestones;
- Kadzielnia quarry (in the south of Kielce town), early Frasnian, Kowala Formation, limestones;
- Panek quarry (south of Kielce), middle Frasnian, Kowala Formation, limestones;
- Ostrowka (south-west of Kielce), middle to late Frasnian, limestones;
- Sluchowice quarry (in the north of Kielce town), late Frasnian, limestones;

- Kowala quarry (south of Kielce near the Kowala village), late Frasnian and early Famennian, Kowala Formation, limestones and shales;
- Psie Gorki outcrops (in the south of Kielce town), late Frasnian and early Famennian, Kowala Formation, limestones;
- Kostomloty trenches (north-west of Kielce, in the Kostomloty hills), late Frasnian and early Famennian, Kostomloty Formation, limestones.

7. References

- BELKA, Z., 1990. Thermal maturation and burial history from conodont colour alteration data, Holy Cross Mountains, Poland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **118**, 241-251.
- BEDNARCZYK, W., CHLEBOWSKI, R. & KOWALCZEWSKI, Z. 1970 (in Polish). Budowa geologiczna polnocnego skrzydła antycliny dyminskiej w Gorach Swietokrzyskich. *Biuletyn Geologiczny*, **12**, 197-223.
- BOLES, J.R. & FRANKS, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49/1**, 55-70.
- BRINDLEY, G. W. & BROWN, G., 1980. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. Mineralogical Society, London, 495 pp.
- BUKOWY, S., BIRKENMAJER, K., CEBULAK, S., GROCHOLSKI, A., GUNIA, T., JACHOWICZ, A., JERZMANSKI, J., JUSKOWIAK, O., KARDYMOWICZ, I., KIEZEL, W., KOZŁOWSKI, S., LENDZION, K., MACIEJEWSKI, S., MAJEROWICZ, A., MICHALIK, A., MILEWICZ, J., MORAWSKI, T., NIEMCZYCKA, T., OBERC, J., PAJCHŁOWA, M., PAWŁOWSKA, K., POBORSKI, J., POZARYSKI, W., RYKA, W., SAWICKI, L., SIEDLECKA, A., SOKOŁOWSKI, S., SZALAMACHA, J., TOMCZYK, H., TOMCZYKOWA, E., WYZYKOWSKI, J., ZAK, C., ZAKOWA, H., ZELICHOWSKI, A. 1970. *Geology of Poland. Stratigraphy: Pre-Cambrian and Palaeozoic*, vol. 1, Wydawnictwa Geologiczne, Warsaw, 718 pp.
- CHAKHMAKHCHEV, A., SUZUKI, M. & TAKAYAMA, K., 1997. Distribution of alkylated dibenzothiophenes in petroleum as a tool for maturity assessment, *Organic Geochemistry*, **26/7**, 483-490.
- CHAMLEY, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 623 pp.

- CZECHOWSKI, F., 1995. Biomarkers assemblage in relation to coal rank - Coal Science and Technology 24 (eds. J.A. Pajares & J.M.D. Tascon), pp. 291-294.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme. *Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, Strasbourg, France, 29, 320 pp.
- DVORAK, J., GALLE, A., HERBIG, H.-G., KREJCI, Z., MALEC, J., PASZKOWSKI, M., RACKI, G., SKOMPSKI, S., SZULCZEWSKI, M. & ZAKOWA, H. 1995. *Evolution of the Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mountains, Krakow Upland, Moravian Karst*. XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Krakow, Poland, Guide to Excursion B4, 35 pp.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D., 1977. Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. *Geological Survey Professional Paper*, 995, 1-27.
- ESQUEVIN, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bulletin du Centre de Recherches de Pau, S.N.P.A.*, 3, 147-154.
- FREY, M., 1987. Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow and London, 351 pp.
- GARCIA-LOPEZ, S., BRIME, C., BASTIDA, F. & SARMIENTO, G.N., 1997. Simultaneous use of thermal indicators to analyse the transition from diagenesis to metamorphism: an example from the Variscan Belt of northwest Spain. *Geological Magazine*, 134/3, 323-334.
- HILLIER, S. & CLAYTON, T., 1989. Illite/Smectite diagenesis in Devonian lacustrine mudrocks from northern Scotland and its relationship to organic maturity indicators. *Clay Minerals*, 24, 181-196.
- HOLTZAPFFEL, T., 1985. *Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination*. Société Géologique du Nord, 12, 136 pp.
- HOWER, J., ESLINGER, E.V. & PERRY, E.A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 725-737.

- HUANG, D., LI, J. & ZHANG, D. 1990. Maturation sequence of continental crude oils in hydrocarbon basins in China and its significance. *Organic Geochemistry*, **16/1-3**, 521-529.
- KISCH, H.J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks* , vol. 2 (eds G. Larsen & G. V. Chilingar), pp. 289-493, Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam.
- KOWALCZEWSKI, Z. & MIGASZEWSKI, Z.M., 1991. Key problems of the tectonics and stratigraphy of the Paleozoic rocks in the Holy Cross Mountains (Gory Swietokrzyskie), Poland. In: *Europrobe Symposium Jablonna 1991*, vol 20 (eds D. G. Jee & M. Beckholmen), pp. 99-104, Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, Warsaw.
- KÜBLER, B., 1966. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: *Colloque sur les Etages tectoniques*, (ed. J.P. Schaer), pp. 105-122, Neuchâtel.
- KÜBLER, B., 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite; état des progrès réalisés ces dernière années. *Bulletin du Centre de Recherches de Pau, S.N.P.A.*, **2**, 385-397.
- LAZARO, B.B., BURILLO, M.J.M., FERNANDEZ-NIETO, C. & LOPEZ, J.M.G., 1995. Mineralogy and geochemistry of Devonian detrital rocks from the Iberian range (Spain). *Clay Minerals*, **30**, 381-394.
- LEWANDOWSKI, M., 1985. On tectonics of the Holy Cross Mts. in the light of paleomagnetic studies. *Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, Warsaw*, **16**, 131-150.
- LEYTHAEUSER, D., RADKE, M. & WILLSCH, H., 1988. Geochemical effect of primary migration of petroleum in Kimmeridge source rocks from Brae field area, North Sea. II: molecular composition of alkylated naphtalene, phenanthrenes, benzo-and dibenzothiophenes. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, **52**, 2879-2891.

- MARYNOWSKI, L., 1997. Organic matter maturation from Devonian carbonate source rocks, Holy Cross Mountains, (in Polish). *Przegląd Geologiczny*, **45/9**, 899-904.
- MUFFLER, L.J.P. & WHITE, D.F., 1969. Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton trough, Southeastern California. *Bulletin of the Geological Society of America*, **80**, 157-182.
- PETERS, K. E. & MOLDOWAN, J. M., 1993. *The biomarker guide* - Prentise Hall, New Jersey, 363 pp.
- RACKI, G., 1992. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, **37/2-4**, 87-182.
- RACKI, G., 1997. Devonian eustatic fluctuations in Poland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **199**, 1-12.
- RADKE, M., WELT, D.H. & WILLSCH, H., 1986. Maturity parameters based on aromatic hydrocarbons: influence of the organic matter type. *Organic Geochemistry*, **10**, 51-63.
- RADKE, M. & WILLSCH, H., 1994. Extractable alkyldibenzothiophen in Posidonia shale (Toarcian) source rocks. Relationship of yields to petroleum formation and expulsion. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, **58**, 5223-5244.
- REJEBIAN, V.A., HARRIS, A.G., HUEBNER, J.S., 1987. Conodont colour and textural alteration: An index to regional metamorphism, and hydrothermal alteration. *Geological Society of America Bulletin*, **99**, 471-479.
- ROBERTS, B., MERRIMAN, R.J. & PRATT, W., 1991. The influence of strain, lithology and stratigraphical depth on white mica (illite) crystallinity in mudrocks from the vicinity of the Corris Slate Belt, Wales: implications for the timing of metamorphism in the Welsh Basin. *Geological Magazine*, **128/6**, 633-645.
- SHIROZU, H. & HIGASHI, S., 1972. X-ray examination of sericite minerals associated with the Kuroko deposits. *Clay Science*, **4**, 137-142.
- SRODON, J., 1980. Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. *Clay Minerals*, **28**, 401-411

- SRODON, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays & Clay Minerals*, **32/5**, 337-349.
- SRODON, J. & EBERL, D. D., 1984. Illite. In: *Micas* (ed S.W. Bailey), pp. 495-544. *Reviews in Mineralogy*, 13, Mineralogical Society of America.
- SZULCZEWSKI, M., 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facies development in the Holy Cross Mountains. *Acta Geologica Polonica*, **21**, 1-129.
- SZULCZEWSKI, M., BELKA, Z., SKOMPSKI, S., 1996. The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian-Carboniferous of the southwestern Holy Cross Mountains, Poland. *Sedimentary Geology*, **106**, 21-49.
- TOMCZYK, H., 1974 (in polish). Gory Swietokrzyskie. In: *Budowa geologiczna Polski*, IV, **1**, 128-197 pp.
- WARR, L.N., 1996. Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. *European Journal of Mineralogy*, **8**, 115-127.
- WARR, L.N. & RICE, A.H., 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, **12**, 141-152.
- WEAVER, C.E. & BROEKSTRA, B. R., 1984. Illite - mica. In: *Shale Slate Metamorphism in southern Appalachians*. (eds C.E. Weaver and Associated), pp. 67-199. Elsevier, Amsterdam.
- WINKLER, H.G.F., 1964. Das T.P. Feld der diagenese und niedrigtemperierten metamorphose auf grund von mineralreaktionen. *Bertr. Min. Petr.*, **10**, 70-93.
- YANG, C. & HESSE, R., 1991. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, external domain of southern Canadian Appalachians. *Clay Minerals*, **26**, 211-231.
- YAWANARAJAH, S. R. & KRUGE, M. A., 1994. Lacustrine shales and oil shales from Stellarton Basin, Nova Scotia, Canada: organofacies variations and use of polyaromatic hydrocarbons as maturity indicators, *Organic Geochemistry*, **21/2**, 153-170.

Table 1

Sample identification, percentage of each type of clay minerals (I: illite; K: kaolinite; I-S: illite-smectite mixed-layers; C: chlorite; M-L: other mixed-layers; Sm: smectite), presence (P) of Quartz (Qtz), calibrated illite crystallinity (IC(cal)), glycolated Esquevin parameter (Esq), Ir parameter (Ir), inverse Esquevin (1/Esq), glycolated Shirozu index (W1, W2), the BB1 parameter and the stratigraphic location: eFa: early Famennian; lF: late Frasnian; m-lF: middle-late Frasnian; mF: middle Frasnian; eF: early Frasnian; G-F: Givetian-Frasnian; lG: late Givetian; eG: early Givetian; lEm: late Emsian; P-Em: Praghian-Emsian; Pri: Pridoli (late Silurian); Lud: Ludlow (late Silurian); Car: Caradoc (late Ordovician); Nem: Nemakitian-Daldynian (early Cambrian).

Sample	I (%)	K (%)	I-S (%)	C (%)	M-L (%)	Sm (%)	Qtz	IC (cal)	Esq (glyc)	Ir	1/Esq (glyc)	W1 (glyc)	W2 (glyc)	BB1	Stage
Kowala B															
Kob2	75	25					P	0,3	0,34	0,91	2,91	0,3	0,45	3,6	eF
Kob6	70	15	15				P	0,6	0,28	0,95	3,57			4,5	eF
Kob9	80	20					P	>1	0,21	1,14	4,6			4	eF
Kob15	75	20	5				P	0,78	0,39	1,02	2,54	0,5	0,35	2,85	eF
Kob17	90	5	5				P	>1	0,36		2,81	0,75	0,5	4,1	eF
Kob24	80	15	5				P	0,6	0,4	1,55	2,53	0,4	0,38	3,9	eF
Kob29	100						P	0,69		1,04				2,1	eF
Kob36	100						P	>1	0,35	1,01	2,86			2,1	eFa
Kob39	80	15	5				P	0,62	0,2	1,13	5	0,41	0,4	4,1	eFa
Kob43	100						P							1,75	eFa
Kob50	100						P							3,4	eFa
Kowala A															
Koa10	90	5	5				P	0,69	0,35	1,22	2,86			2,6	eF
Koa20	90	5	5				P	0,52	0,24	1,03	4,16	0,35	0,5	4	eF
Koa22	25	65	10				P	>1	0,38	1,33	2,64			5,2	eF
Koa23	75	20	5				P	0,74	0,33	1,09	3	0,48		3,05	eF
Koa26	70	25	5				P	0,6	0,38	1,05	2,67	0,4	0,3	3,35	eF
Koa30	75	25					P							1,75	eF
Koa41	75	20	5				P	0,78	0,3	0,96	3,3	0,5	0,6	4,4	eF
Koa42	80	15	5				P	0,62	0,36	1,14	2,81	0,41	0,4	3,5	eF
Koa43	80	10	10				P	0,83	0,44	1,06	2,26	0,52	0,42	4,5	eF
Koa49	75	20	5				P	0,6	0,38	1,1	2,6	0,4	0,45	3,2	eF
Koa57	95	5					P	>1	0,44	1,39	2,25	0,7		3	eF
Koa66	80	20					P	0,78	0,32	1,15	3,08	0,5	0,42	3,3	eF
Koa72	70	25	5				P	0,83	0,33	1,16	3	0,52	0,5	3,8	eF
Koa91	80	15	5				P	0,78	0,25	1,21	4,12	0,5	0,5	3,9	eF
Koa92	90	10					P	0,78	0,35	1,02	2,87	0,5	0,42	3,25	eF
Koa96	70	30					P	0,86	0,41	1,9	2,4	0,58		3	eF
Koa98	75	15	10				P	0,78	0,45	1,14	2,21	0,5	0,4	4,1	eF
Koa101	75	15	10				P	>1	0,43	1,42	2,33	0,43	0,5	1,75	eF

Koa113	80	10	10		P	0,6	0,42	1,2	2,4	0,4	0,4	3,85	eF
Koa123	75	15	5	5	P	0,78	0,34	1,13	2,95	0,5	0,42	3,85	eF
Koa131	75	15	10		P	>1	0,35	0,82	2,82	0,35	0,42	4,5	eF
Koa142	70	20		10	P	0,94	0,34	1,31	2,94	0,34	0,5	3,6	eF
Koa149	70	15	10	5	P	0,94	0,37	1,02	2,7	0,6	0,55	4,2	eF
Koa154	90	5	5		P	0,78	0,33	1,24	3	0,5	0,5	4,45	eF
Koa160	70	20	5	5	P	0,74	0,36	1,17	2,75	0,48	0,35	4,2	eF
Koa162	55	25	10	10	P	0,69	0,29	0,93	3,43	0,45	0,42	4,6	eF
Koa176	65	20	10	5	P	0,74	0,31	1,23	3,2	0,48	0,5	4,5	eF
Koa182	80	10	5	5	P	0,78	0,24	0,96	4,2	0,5	0,5	4,5	eF
Koa188	90			10	P	0,78	0,32	0,99	3,13	0,5	0,45	4,5	eF
Koa191	70	20	5	5	P	0,6	0,3	1,3	3,33	0,4	0,42	4,5	eF
Koa197	100				P								eF
Koa212	75	10	5	10	P	0,69	0,16	1,01	4,5	0,4	0,45	4,5	eF
Koa232	95		5		P	0,78		1,19		0,5		2,45	eF
Koa244	100				P			1,1				1,75	eFa
Psie Gorki													
PG7	90	5	5		P	0,9	0,48	1,47	2,1	0,6	0,8	3,95	eF
PG9	70	15	15		P	0,69	0,23	1,33	4,3			2,75	eF
PG13	85	5	10		P	0,78	0,33	1,38	3	0,5	0,35	3,6	eF
PG19	70	25	5		P	0,85	0,43	1,54	2,35	0,55	0,5	3,85	eF
PG27	95		5		P	0,45	0,32	1,92	3,12	0,31	0,41	3	eF
PG35	100					0,6	0,35	0,99	2,85			1,75	eFa
PG45	100												eFa
Kostomloty													
KYa5	85	15			P	0,85	0,44	0,98	2,25	0,55	0,7	3,8	eF
KYa9	80	20			P	0,85	0,43	1,07	2,33	0,55	0,9	2,45	eF
KYa14	75	25			P	0,74	0,43	1,05	2,32			2,7	eF
KYa16	90	10			P	0,78	0,42	1,11	2,4	0,55	0,55	3	eF
KYa17	90	5	5		P	0,78	0,34	1,46	2,96	0,5	0,52	3,6	eF
KYa26	90	5	5		P	0,85	0,35	1,24	2,85	0,55	0,7	3,6	eF
KYa28	100				P	0,69	0,33	0,92	3	0,45	0,6	3	eF
KYa34	90		5	5	P	0,78	0,43	1,17	2,32	0,5	0,4	3,6	eF
KYa35	95		5		P	0,62	0,44	0,98	2,25	0,41	0,6	3	eF
KYa41	100				P	0,85	0,3	0,77	3,33	0,55	0,55	2,55	eF
KYa44	100				P	0,94	0,46	0,95	2,15	0,6	0,8	2,75	eF
KYa50	100				P	0,94	0,57	1,14	1,75			2,1	eF
KYa54	100				P	0,94		1				1,95	eF
KYa60	65	35			P	0,35	0,33	1,3	3			1,15	eFa
KYa71	100				P	>1						1,1	eFa
KYa74	100				P	>1	0,29	2,29	3,42			3	eFa
KYa75	80	20			P	0,69	0,31	1,4	3,22	0,31	0,5	2,45	eFa
KYa82	85	15			P	0,96	0,47	1	2,14			1,9	eFa
KYa85	80	20			P	0,6	0,29	1,05	3,5	0,4	0,4	2,1	eFa
KYa90	80	20			P	0,64	0,44	0,85	2,29	0,42	0,45	2,75	eFa
KYa95	90	10			P	>1	0,63		1,6	0,7	0,4	2,1	eFa
Sluchowice													
SLi02	80		15	5	P	0,73	0,33	1,4	3	0,48	0,48	2,25	eF
SLi05	90		10			0,85	0,42	1,53	2,35	0,55	0,5	3,05	eF
SLi09	70		15	15	P	0,85	0,42	1,05	2,4	0,55	0,475	3,25	eF
SLi14	80			20	P	0,6	0,34	1	2,9	0,4	0,4	2,75	eFa
SLi15	95			5	P	0,78	0,32	1,11	3,14	0,5	0,45	2,4	eFa
Wietrznia													
Wi01	85	10	5			0,78	0,34	1,39	2,97	0,5	0,575	4,75	mF

Wi 54	95		5				0,68	0,31	1,59	3,26	0,45	0,5	3,6	mF
Wi 131	75	15	5		5		0,55	0,41	1,6	2,45	0,38	0,35	3	mF
Wi 179	95		5				0,35	0,32	1,64	3,14	0,25	0,3	2,5	mF
Wi 261	90		5	5			0,5	0,4	1,53	2,51	0,35	0,4	3,85	mF
Kadzielnia														
Kal 05	80	10	5		5		0,5	0,4	1,47	2,52	0,35	0,4	4,1	eF
Kal 50	85	10	5				0,68	0,33	1,45	3,05	0,45	0,45	4,2	eF
Kal 71	80	15	5				0,6	0,28	1,18	3,58			3,3	eF
Kal 96	80		5	10	5		0,6	0,34	1,41	2,91	0,4	0,375	4,1	eF
Kal 145	75	10	15		5		0,68	0,32	1,45	3,13	0,45	0,5	3,8	eF
Kal 309	75		10	10			0,68	0,37	1,2	2,69	0,45	0,4	2,75	eF
Kal 393	80		5	10	5		0,6	0,39	1,29	2,57	0,4	0,425	4,2	eF
Kd 76	70	15	5	5	5		0,68	0,33	1,81	2,98	0,45	0,4	4,2	eF
Ostrowka														
Ost 01	90	5	5				0,65	0,33	1,24	3,04	0,425	0,4	4,2	m-LF
Ost 08	75	10	15				0,95	0,39	1,48	2,53	0,6	0,35	3,55	m-LF
Ost 09	90		10				0,78	0,4	1,32	2,46	0,5	0,475	3,5	m-LF
Ost 09b	35	55	5		5	P	0,68	0,26	1,43	3,9	0,45	0,325	3,6	m-LF
Ost 12	85	10	5				0,6	0,41	1,37	2,45	0,4	0,3	2,1	m-LF
Panek														
P 13	95		5				0,78	0,37	1,37	2,66	0,5	0,45	4,2	m-LF
P 37	85		15				0,73	0,42	1,53	2,4	0,475	0,45	3,55	m-LF
P 39	95		5				0,95	0,34	1,36	2,9	0,6	0,55	3,8	m-LF
P 57	90	5	5				0,68	0,33	1,42	2,98	0,45	0,5	4,2	m-LF
Kowala														
Ko 18	50	15	30	5			0,9	0,33	1,29	3,01	0,575	0,5	4,9	eF
Ko 31b	70	15	10	5			0,55	0,36	1,39	2,7	0,375	0,425	4,9	eF
Ko 35	85	10	5				0,6	0,43	1,65	2,33	0,4	0,3	2,5	eF
Ko 47	70	15	10	5			0,5	0,38	1,44	2,65	0,35	0,35	4,5	eF
Ko 50	75	10	10	5			0,68	0,29	1,64	3,48	0,45	0,45	4,6	eF
Wzdol-Scignia														
C12	70		10		20	P	0,6	0,4	1,4	2,48	0,4	0,4	4,4	G-F
C11	40	40	15	5			0,6	0,39	1,91	2,54	0,4	0,55	3,9	eG
Debnik														
C1	20					80 P	0,68	0,47		2,14	0,45	0,3	1,1	IG
Checiny														
C10	55	20	20	5		P	1	0,4	1,58	2,51	0,65	0,4	4	lEm
C2	75	10	5	5	5	P	0,5	0,34	1,15	2,89	0,35	0,35	3,25	Nem
Skrzetle														
C9	60	30	5	5			0,85	0,41	1,52	2,41	0,55	0,45	2,75	P-Em
C8	70	10	10	5	5	P	0,6	0,36	1,83	2,76	0,4	0,5	2,75	Pri
C7	75		5	20		P	0,68	0,4	1,53	2,49	0,4	0,45	2,5	Pri
Mojcza														
C6	85	5	10			-P	0,6	0,31	1,41	3,24	0,4	0,5	4,1	Lud
C5	65		15	5	15		0,5	0,45	2,12	2,22	0,45	0,35	1,55	Lud
C4	20		5	75			0,43	0,39	1,6	2,57	0,25	0,3	1,15	Car
Zgorsko														
C3	30	20	10	40		P	0,78	0,48	2,01	2,06	0,5	0,4	1,95	Len

Table 2

Molecular maturity parameters for several organic indicators including two saturated fractions (Ts/Tm m/z191; 20S/(20S+20R) m/z217) and aromatic fractions.

nf : vitrinite was not found; localization of the samples; the same abbreviations for stages as those of table 1 are used here; Ts/Tm : Ts-18 α (H)-22,29,30-Trisnorneohopan/Tm-17 α (H)-22,29,30-Trisnorhopan - (Peters & Moldowan, 1993); 20S/(20S+20R) : isomerisation at C-20 in the C₂₉5 α (H), 14 α (H), 17 α (H) - steranes increases with maturity from 0 to about 0.5 (0.52-0.55) (Peters & Moldowan, 1993) ; Ro(%) : vitrinite reflectance; DMN : dimethylnaphthalene ratio (Yawanarayah & Kruge, 1994) ; TMN : trimethylnaphthalene ratio (Yawanarayah & Kruge, 1994) ; TeMN : tetramethylnaphthalene ratio (Czechowski, 1995 - modified) ; MDR : methyl dibenzothiophene ratio (Radke, Welt, & Willsch, 1986) ; R_{cs}(%) (Leythaeuser, Radke & Willsch, 1988) ; DMDBT : dimethyldibenzothiophene ratio (Chakhmakhchev, Suzuki & Takayama, 1997) ; TMDBT : trimethyldibenzothiophene index, isomers with unknown structures (Chakhmakhchev, Suzuki & Takayama, 1997). All parameters increase with maturity.

localization	Stage	Ts/Tm m/z191	20S/(20S+20R) m/z217	Ro(%)	DMN m/z156	TMN m/z170	TeMN m/z184	MDR m/z198	R _{cs} (%)	DMDBT m/z212	TMDBT m/z226
Kowala	eFa	0,22	0,24	0,53	0,14	0,42	0,19	0,52	0,53	0,32	0,5
Kowala	IF	0,43	0,24	0,55	0,26	0,58	0,32	0,92	0,61	0,36	0,57
Panek	mF	0,65	0,45	nf	0,31	0,51	0,22	1,46	0,68	0,29	1,14
Ostrowka	Fa	2,51	0,55	0,85	0,33	0,84	1,36	3,13	0,76		
Kadzielnia	Fa	1,38		0,82			1,18	2,78	0,74	0,76	1,73
Lagow	Fa	1,58	0,51	0,72		0,81	1,79	1,92	0,71	0,74	1,33
Wietrznia	mF	2,51	0,5	0,79	0,3	0,9	1,92	3,57	0,77	0,74	4,11
Sluchowice	IF	3,16	0,5	0,96	0,36	0,91	3,57	12,5		3	5,29
Sluchowice	eFa			0,88	0,37	0,91	1,17	6,67	1,19	1,25	3,27
Kostomloty	eFa	6,56		1,2	0,51	0,97	6,25	20,5		2	7,3
Laskowa (near Kostomloty)	IG			nf		0,8	1,61	25		3	8,1
Mojcza	Car	1	0,5		0,42	0,81	1,82	5	0,93	0,9	2,1

R_o(%) - vitrinite reflectance

DMN - dimethylnaphtalen ratio: 2,6 & 2,7-DMN/(2,6 & 2,7 + 1,4 & 2,3 & 1,5 + 1,6 + 1,2-DMN), (Yawanarajah & Kruge, 1994)

TMN - trimethylnaphtalen ratio: (1,3,7 + 1,3,6 + 2,3,6-TMN)/(1,3,7 + 1,3,6 + 2,3,6 + 1,2,5-TMN) (Yawanarajah & Kruge, 1994)

TeMN - tetramethylnaphtalen ratio: 1,2,5,7/1,2,5,6-TeMN (Czechowski, 1995)

MDR - methyldibenzothiophen ratio: 4/1-MDBT (Radke, Welt & Willsch, 1986)

$R_{CS}(\%) = 0,4 + 0,3 \text{ MDR} - 0,09 \text{ MDR}^2 + 0,01 \text{ MDR}^3$, for $0,45 < R_m < 0,85$ (Leythaeuser, Radke & Willsch, 1988)

DMDBT - dimethyldibenzothiophen ratio: 2,4/1,4-DMDBT (Chakhmakhchev, Suzuki & Takayama, 1997)

TMDBT - trimethyldibenzothiophen index: isomers with unknown structures (Chakhmakhchev, Suzuki & Takayama, 1997)

CHAPITRE 8

**OSTRACODS AND SEDIMENTOLOGY
OF THE FRASNIAN-FAMENNIAN BOUNDARY
IN THE KOSTOMLOTY SECTION (HOLY CROSS
MOUNTAINS, POLAND)
IN RELATION WITH THE LATE DEVONIAN MASS
EXTINCTION**

(submitted paper)

Chapitre 8

Ostracods and sedimentology of the Frasnian-Famennian boundary in the Kostomloty section (Holy Cross Mountains, Poland) in relation with the Late Devonian mass extinction.

by Jean-Georges CASIER¹, Xavier DEVLEESCHOUWER², Francis
LETHIERS³, Alain PREAT² and Grzegorz RACKI⁴

¹Institut royal des Sciences Naturelles de Belgique, Département de Paléontologie,
Rue Vautier, 29; B-1000 Bruxelles, Belgique

²Department of Earth and Environmental Sciences, University of Brussels,
CP 160-02, Av F. D. Roosevelt, 50, B-1050, Brussels, Belgium.

³Département de Géologie Sédimentaire, Laboratoire de Micropaléontologie,
4, place Jussieu; F-75252 Paris Cedex 05

⁴Department of Earth Sciences, Silesian University, Ul. Bedzinska, 60,
41-200 Sosnowiec, Poland.

(soumis au Bulletin de l'Institut royal des Sciences Naturelles de Belgique)

Abstract

Sixty-eight ostracod species belonging to the Eifelian ecotyp, the majority of which are figured, are recorded close to the Frasnian-Famennian boundary in the Kostomloty quarry, Holy Cross Mountains. In this section, the ostracod fauna is very rich and diversified in the Frasnian, scarce and poorly diversified in the Famennian. Podocopids, with numerous Bairdiocypridacea and Bairdiacea, predominate in the Frasnian, and Palaeocopids (with Kloedenellids) prevail in the Famennian. Myodocopids are almost absent and Metacopids are missing. The study of ostracods of the Kostomloty quarry is indicative of a regressive trend from a marine environment below wave base in the Late Frasnian to semi-restricted water conditions in the Early Famennian. No assemblage characteristic of hypoxic water conditions (Myodocopid ecotype) have been discovered in the Kostomloty section.

The disappearance of ostracods close to the Frasnian-Famennian boundary is drastic in the Kostomloty section (only 6 species out of 53 occurring in the Late Frasnian pass through the boundary!). But, false disappearances taken into account, a total of 14 species survive the Frasnian-Famennian event.

The sedimentological and sequential analyses reveal also the importance of the regression at the Frasnian-Famennian boundary. The sea level fall, starting at the boundary, has affected very shallow semi-restricted back-shoals environments and has continued until the erosion of the open marine fore-shoals. This suggests an eustatic fall of more than ten meters. After this regression semi-restricted tidal flats and pre-evaporitic supratidal environments are the rule. On a broad scale the microfacies curve shows a gradual shift from open marine waters (Late Frasnian) to restricted ones (Early Famennian). The 3rd order sequence boundary underlines this transition and the ostracod assemblages as well as those of other organisms (algae) follow this general pattern.

Three new ostracod species are erected: *Coelonella crassa* nov. sp., *Sulcella* (*Postsulcella*) *kostomlotyensis* nov. sp. and *Bairdia* (*Rectobairdia*) *sanctacrucensis* nov. sp.

Key-words: Ostracods - Sedimentology - Mass extinction - Late Devonian - Holy Cross Mountains - Poland

Résumé

Soixante-huit espèces d'ostracodes appartenant à l'éco-type de l'Eifel, quasi toutes figurées, sont répertoriées au niveau de la limite des étages Frasnien et Famennien dans la carrière de Kostomloty située dans les Monts Sainte-Croix. La faune d'ostracodes est très riche et diversifiée dans le Frasnien, mais par contre pauvre et peu diversifiée dans le Famennien. Les Podocopida, avec de nombreux Baidiocypridacea et Bairdiacea, prédominent dans le Frasnien alors que c'est le cas pour les Palaeocopida (Kloedenellacea compris) dans le Famennien. Les Myodocopida sont extrêmement rares et les Metacopida sont absents. L'étude des ostracodes de la carrière de Kostomloty montre une tendance régressive à partir d'environnements marins

francs situés sous le niveau d'action des vagues à la fin du Frasnien, à d'autres milieux semi-restreints dans la base du Famennien. Aucun assemblage caractéristique d'eaux pauvres en oxygène dissous (écotype à Myodocopida) n'est relevé dans la carrière de Kostomloty.

La disparition des ostracodes au niveau de la limite des étages Frasnien et Famennien est très importante dans la carrière de Kostomloty (seules 6 espèces sur 53 présentes dans la partie supérieure du Frasnien passent la limite!). Mais 14 espèces survivent à l'événement si l'on tient compte des fausses disparitions.

L'analyse sédimentologique et séquentielle montre l'importance de la baisse eustatique à la limite Frasnien-Famennien. Les environnements de mer ouverte (hauts-fonds et avant-hauts-fonds algaires) sont érodés et suggèrent une diminution eustatique d'au moins une dizaine de mètres. Plusieurs niveaux de conglomérats témoignent de cette érosion. Suite à la régression, des faciès confinés et littoraux dominant au Famennien dans la partie supérieure de la rampe interne et passent progressivement à des milieux pré-évaporitiques de type "sebkha". L'analyse séquentielle montre qu'une limite de séquence de 3ème ordre est associée à la limite Frasnien-Famennien et correspond à la chute du niveau marin. L'évolution générale tout au long du profil est celle d'une régression montrant la transition de faciès marins ouverts d'énergie modérée à forte (sommet du Frasnien) aux faciès confinés, parfois hypersalins, de faible à très faible énergie (base du Famennien). La distribution des ostracodes, de même que celles d'autres organismes (algues), suit cette évolution des environnements.

Trois nouvelles espèces d'ostracode sont fondées: *Coelonella crassa* nov. sp., *Sulcella* (*Postsulcella*) *kostomlotyensis* nov. sp. and *Bairdia* (*Rectobairdia*) *sanctacrucensis* nov. sp.

Mots-clefs: Ostracodes - Sédimentologie - Extinction en masse - Dévonien Supérieur - Monts Sainte-Croix - Pologne

Introduction

The Late Devonian mass extinction is probably the second largest occurring during the Phanerozoic (CASIER & LETHIERS, 1998a; COPPER, 1998). The most extensive reef development this planet has never seen disappeared definitively during this event (COPPER, 1994) followed by one of the longest period of poor diversity known after such a crisis. It is

estimated that 21 percent of all the animal families and 50 percent of all the animal genera were wiped out in the marine realm at this time (RAUP & SEPKOSKI, 1982; SEPKOSKI, 1990)

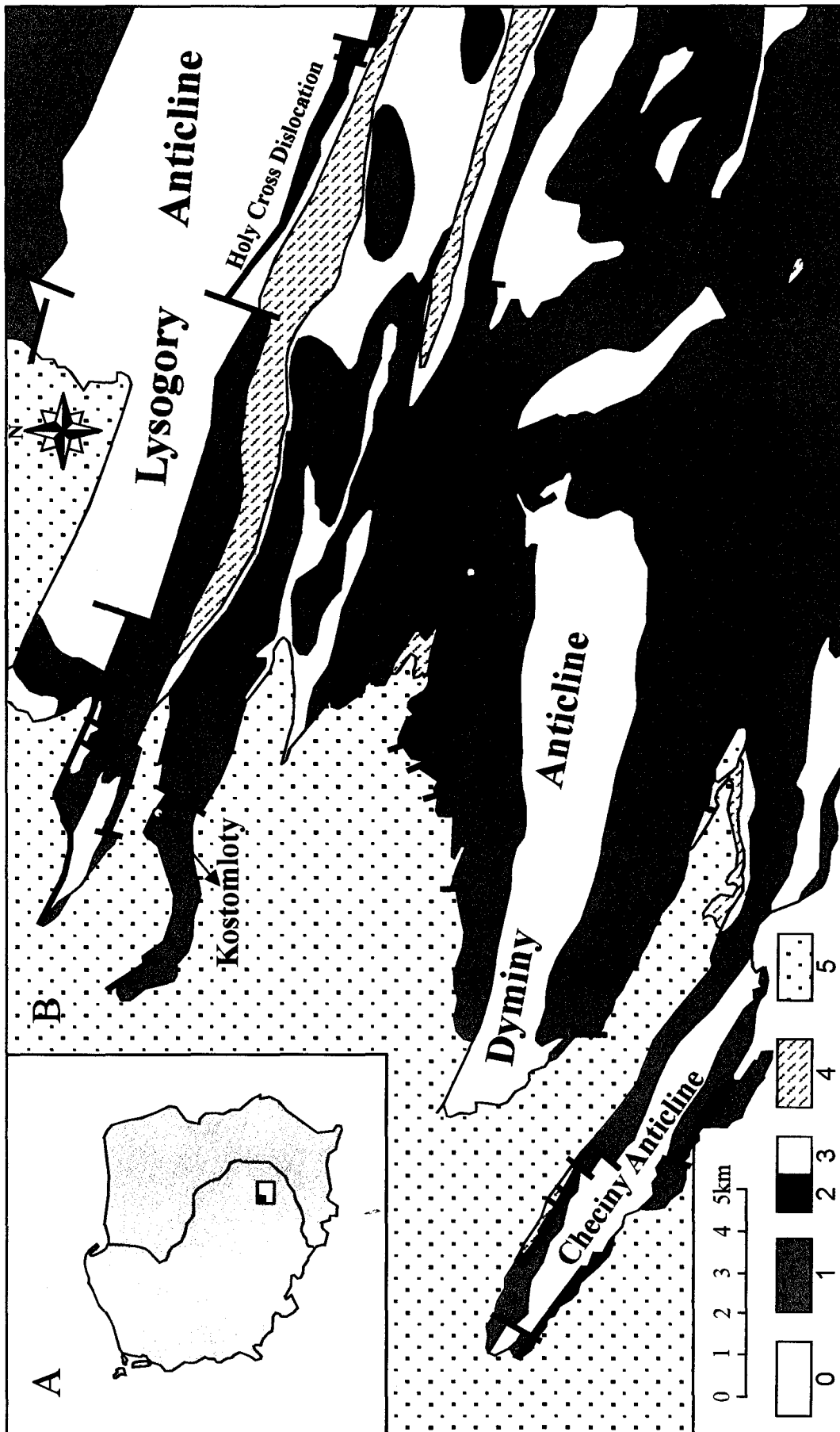
Ostracods are very ecologically sensitive crustaceans and their study provides valuable informations about the Late Devonian mass extinction. The study of ostracods present in several sections worldwide shows that more than 70% of all benthic and nekto-benthic marine species disappeared abruptly close to the Frasnian-Famennian boundary in lower latitude (LETHIERS & CASIER, 1996; CASIER *et al.*, 1996; CASIER & LETHIERS, 1998a). The influx of poorly oxygenated waters in shallow marine environments of the Paleotethys (CASIER, 1987; CASIER & LETHIERS, 1998a) and an abrupt global sea-level fall, causing the rarefaction of shallow marine habitats (CASIER & DEVLEESCHOUWER, 1995; CASIER & LETHIERS, 1998b), are important factors responsible for this extinction. A reorganization of the global oceanic circulation has been also hardly expected (COPPER, 1986; CASIER & LETHIERS, 1998c) and recently, RACKI (1998) emphasized the control of the global Late Devonian tectonic activity.

Some Late Frasnian and Early Famennian ostracods have been described from the Holy Cross Mountains, Southern Poland, by OLEMPSKA (1979), and from North-west Poland by ZBIKOWSKA (1983). But until now, no ostracod study has been focused on the Frasnian-Famennian boundary in this country. The goal of this first paper on ostracods from the Holy Cross mountains is to fill this hiatus.

The Kostomloty section (G. Racki & X. Devleeschouwer)

Upper Devonian strata of the Kostomloty Hills represent the westernmost locality of the series in the Holy Cross Mountains, approximately 3 km NNE of Kielce (Fig. 1). This sequence is included in the southern limb of the Miedziana Góra syncline, which is a minor unit of the complex central synclinorium of the Holy Cross Mountains (RACKI & SZULCZEWSKI *in* DVORAK *et al.*, 1995).

Fig. 1 : Locality map of the Kostomloty section on a geological map of the Kielce area, Holy Cross Mountains (modified after SZULCZEWSKI, 1971). Legend: - 0: Cambrian to Silurian - 1: Lower and Middle Devonian - 2: Frasnian (Upper Devonian) - 3: Famennian (Upper Devonian) - 4: Lower Carboniferous - 5: Post-Variscan cover (Zechstein - Upper Cretaceous).



The bulk of the Frasnian sequence is formed largely of macrofossil-impoverished detrital limestones, partly oolitic (Kostomloty beds), broadly varying from platy calcarenites (with encrinite intercalations) to poorly-stratified intra-formational conglomerates and breccias (SZULCZEWSKI 1971, 1981; SZULCZEWSKI & DVORAK, 1995). Moreover, a characteristic flat pebble conglomerate (1m thick) consisting of limestones plates reaching 60 cm, forms the uppermost temporarily outcropped bed of the Upper Devonian. These Upper Devonian deposits have been eroded and overlaid by a transgressive Zechstein conglomerate (SZULCZEWSKI, 1971).

According to SZULCZEWSKI *et al.* (1993), the Frasnian/Famennian boundary interval is marked by: (1) transition from cherty, variously laminated fine-grained deposits, rich in ooids and microbial grains, to flat-pebble conglomerates; (2) few bioclastic, crinoid-brachiopod intercalations; (3) significant condensation (breaks?) in the *triangularis* conodont Zone, combined with (4) stratigraphic mixing, and conodont biofacies departures from the largely *Palmatolepis*-dominated faunas.

The F-F succession was previously thought to be probably uninterrupted across the Frasnian-Famennian boundary (SZULCZEWSKI, 1971; RACKI, 1990; SZULCZEWSKI & DVORAK, 1995). The position of the Frasnian-Famennian boundary has been recently traced in two small and abandoned quarries, closely located at the top of the eastern Kostomloty Hill. The thickness of the whole *triangularis* Zone is at least locally significantly reduced to ca. 1 m., and the presence of the Early *triangularis* Zone can be only questionably identified in the western locality (SZULCZEWSKI, unpubl. data). In the most easterly section under study the Frasnian-Famennian boundary is placed at the base of the bed 19 (fig.2). This boundary is also well constrained by numerous Foraminifera (*Eogeinitzina*, *Eonodosaria*, *Tickhinella* and *Nanicella*) indicating a Frasnian age for the lower part of the section (TOOMEY *et al.*, 1970; HLADIL & KALVODA, 1993).

The peculiar shallow-water carbonate deposition documents the persistence of the Frasnian Kostomloty shoal area in the northern basin area, probably at least as late as the *crepida* conodont Zone, in concordance with a microbial-buildup growth on the submerged Dyminy reef in the more southern (Kielce) fragment of the Holy Cross carbonate shelf (SZULCZEWSKI, 1971; RACKI, 1990; SZULCZEWSKI *et al.*, 1993).

Sedimentology (X. Devleeschouwer & A. Preat)

On a thickness of nearly 6,5 meters, 97 samples have been collected in the Kostomloty quarry for the sedimentological study. The section exposes a series of thin monotonous limestone beds with several marly horizons intercalated at the base, and several conglomeratic limestones at the top. In a few beds, cherty nodules or lenticular silicified horizons occur. Only brachiopods and crinoids are observed above the Frasnian-Famennian boundary. The sedimentological analysis permits to establish a standard sequence of 11 major microfacies recording a shallowing-upward trend of the relative sea-level.

1. Microfacies Description

Open marine fore-shoal environments

Microfacies 1 (or MF1)

Wackestones and packstones rich in bioclasts. Numerous sponge spicules and small fragments of dascycladacean algae (*Issinella* and *Kamaena*) as well as few Foraminifera (*Eogeinitzina*, *Eonodosaria* and *Tickhinella*), brachiopods, ostracods, tentaculids, crinoids, calcispheres and scarce molluscs are observed. The sediments are finely laminated and small fenestral structures (< mm) are present. The bioturbation is weakly developed.

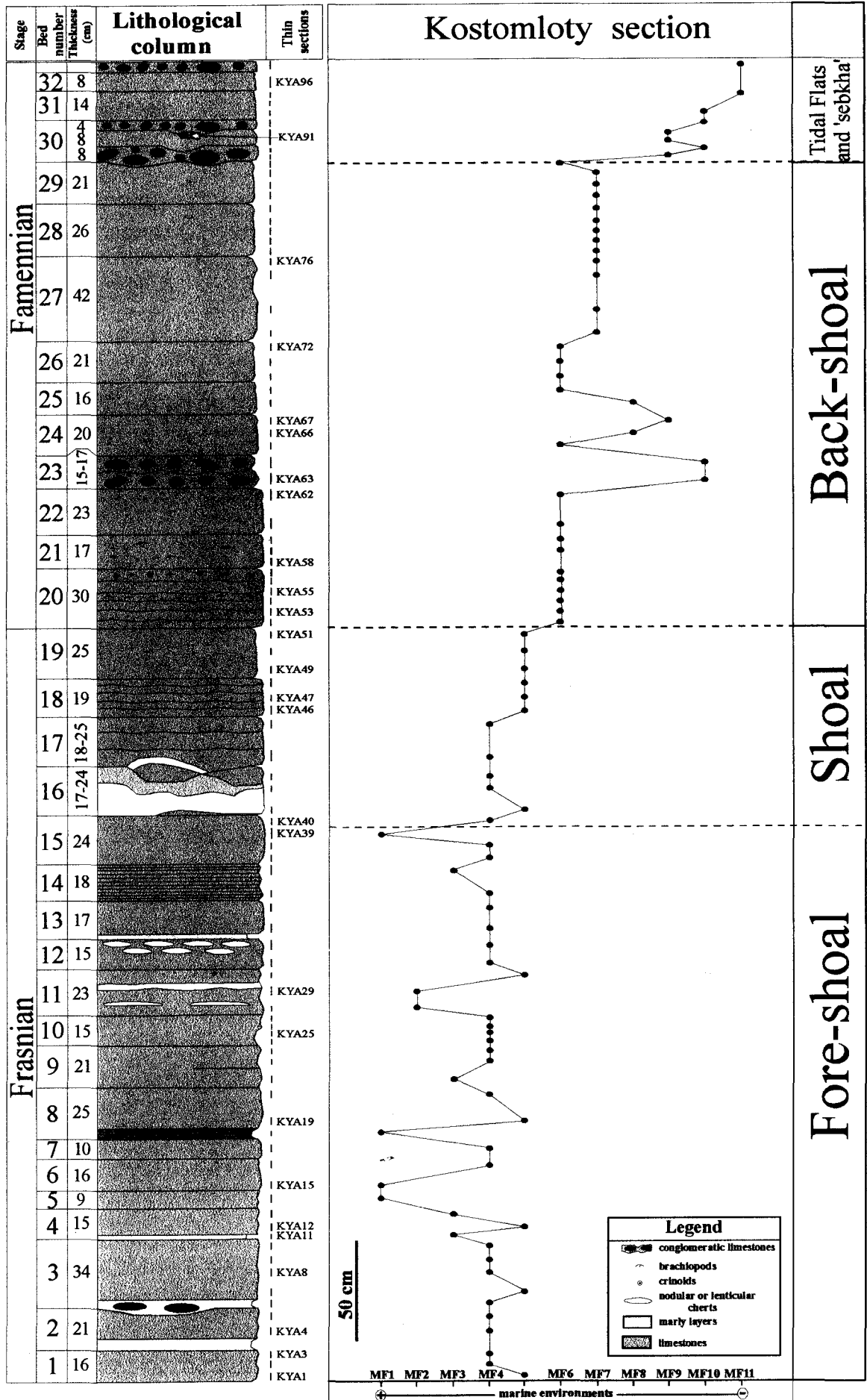
Microfacies 2 (or MF2)

Micritic to microsparitic packstones enriched in tentaculids, ostracods and Foraminifera (same genera as in MF1). A few calcispheres (parathuramminids), brachiopods, crinoids and dascycladaceans algae are present. The sediment is relatively well laminated and the matrix contains numerous peloids.

Microfacies 3 (or MF3)

Microsparitic packstones containing the same bioclasts as described in the MF2 with abundant small-sized peloids.

Fig. 2 : Lithological column of the Kostomloty section, position of ostracod samples (KYA) and microfacies curve deduced from the sedimentological study.



A few several mm deep vertical burrows are also present and filled with MF2 sediments.

Algal shoal environments

Microfacies 4 (or MF4)

Dascycladacean packstones and grainstones enriched in fragments of *Issinella* with brachiopods, crinoids, calcispheres, trilobites, Foraminifera (*Eogeinitzina*, *Eonodosaria*, *Tickhinella* and *Nanicella*), ostracods, scarce tentaculids, molluscs and peloids. Different lithotypes are distinguished based on lamination types (planar, oblique, cross-stratified), on microbioclastic erosive layers, on size of issinellids, on abundance of peloids and of open marine bioclasts (tentaculids, brachiopods, crinoids and Foraminifera).

Microfacies 5 (or MF5)

Coarse grained dascycladacean grainstones and bafflestones subdivided in three lithotypes. Bioclasts dominated by algal fragments of *Issinella* (up to several mm in size) are the same as those of MF4. Sometimes, large sub-angular nodules of wackestones and microsparitic packstones are observed. These nodules correspond to intraclasts of previous microfacies.

Semi-restricted back-shoal environments

Microfacies 6 (or MF6)

Packstones and grainstones enriched in ooids, peloids, lumps, intraclasts with brachiopods, crinoids, molluscs, ostracods, trilobites, green and red algal fragments (*Issinella*, *Girvanella*, *Solenopora* and *Parachaetetes*) and coated grains. The bioclasts (molluscs and crinoids) are micritized and perforated. Blocky spar and syntaxial cements around echinodermal grains are observed. In some cases, a non-isopachous equant calcitic spar rim is present around the grains. Three lithotypes are recognized based on the abundance and types of ooids and intraclasts:

- MF6a contains many micritized superficial and radial ooids, algal or oolitic lumps and millimetric intraclasts of MF 2 and MF4. The lithotype is poorly laminated;
- MF6b is enriched in three types of ooids: superficial, with entirely radial structure and fine radial-concentric structures. The size of these ooids never exceeds 1 mm. The radial ooids correspond to the type 5 of STRASSER (1986) and shows a cortex composed of one thick

lamina with an irregular radial structure. Radial-concentric ooids composed of several thin laminae correspond to the type 3 of STRASSER (*Ibid.*). Ooids are spherical, elongated or irregularly bumpy, with a general tendency to attain sphericity;

- MF6c contains many lumps and micritic microbreccias as well as many brachiopods, crinoids, ostracods, calcispheres and fragments of red algae (*Solenopora* and *Parachaetetes*) with a few *Girvanella*. Ooids are scarcely represented. The sediment is weakly burrowed and contains numerous micritized algae.

Microfacies 7 (or MF7)

Two lithotypes are present:

- MF7a are packstones enriched in recrystallized fragments of crinoids, molluscs and *Issinella*.

The microfacies is relatively well laminated and contains numerous micropeloids;

- MF7b are fine peloidal grainstones with calcispheres and small lumps, ostracods and *Issinella* fragments.

Restricted tidal flat environments

Microfacies 8 (or MF8)

This microfacies is well laminated and shows an alternation of thin peloidal laminae (peloids < 50 µm) and thicker laminae rich in peloids (< 150 µm), small ostracods, calcispheres and lumps (> 300 µm). Some of the thickest laminae contain numerous molds of molluscan shells. These laminae are sometimes interrupted by large fissures (several mm width) filled with numerous molluscs, crinoids, peloids, lumps and coated grains as well as angular breccia fragments of the same microfacies in all positions including vertical ones.

Microfacies 9 (or MF9)

Two lithotypes are present:

- MF9a is highly laminated. Darker laminae correspond to packstones rich in micropeloids, sponge spicules, calcispheres, small corroded debris of *Issinella* and scarce ostracods. Lighter laminae are microsparitic packstones with ostracods, peloids, algal lumps and calcispheres;

- MF9b correspond to mudstones and wackestones with trilobites, connected spicule sponges and perforated echinoderms. This facies is strongly bioturbated and contains thin undulating

laminae rich in quartz, sponge spicules, thin ostracods, microbioclasts and scarce *Kamaena*. Laminae correspond to small microstromatolitic domes.

Supratidal environments

Microfacies 10 (or MF10)

This microfacies corresponds to conglomeratic limestone layers on the field. Angular to subnodular intraclasts (up to several cm in length) record the reworking of sediments of nearly all types of previous microfacies (polygenic conglomerate). These large clasts are embedded in a microsparitic to sparitic matrix with algal lumps, crinoids, brachiopods, dissolved molluscan shells, micritic microbreccia, red algal remains (up to 1 cm thick) and *Girvanella* nodules, Foraminifera (*Nanicella*) and few ooids.

Microfacies 11 (or MF11)

In this micro-conglomerate, clasts (up to several cm in length) correspond only to mudstones (monogenic conglomerate) with few calcispheres and sponge spicules. Clasts are embedded in a spar cement which contains trilobites, crinoids and brachiopods. The morphology of the spar crystals indicates a sulphate origin.

2. Interpretation and discussion

The standard sequence (MF1 to MF11) shows an evolution from open marine "fore-shoal" environments (MF1-MF2) to restricted tidal flats or lagoons (MF9) sometimes near emersion (MF10-MF11). Sediments are located above the wave base level and indicate an inner ramp setting. MF4-MF5 are enriched in Dascycladacea (green algae) and represent a shoal environment in the photic zone. Moreover dascycladacean algae suggest a warm, shallow environment with variable salinities and a depth between 3 and 15 meters (WILSON, 1975). The packstones and grainstones rich in Foraminifera, shells and dascycladacean algae are also typically found in bars and shoals heaped up by tidal currents in shallow lagoons and bays (WILSON, *Ibid.*).

The general sea-level curve shows a general regressive evolution at Kostomloty. At the Frasnian-Famennian boundary, the regression starts effectively and the last open marine environments are definitively lost. The sea-level fall is important and marked by abundant

erosive microbreccias forming conglomeratic layers (MF10). The nature of clasts indicates that at least the fore-shoal facies (MF3) has been eroded suggesting a sea-level fall of more than 10 meters. This interpretation is in good agreement with the observations of SZULCZEWSKI (1971) who has reported large flat pebbles reaching 60 cm in the uppermost outcropped beds. A "sebkha" environment (MF11) took place after this sea-level fall.

The first conglomerate (bed 22) represents, in this context of eustatic fall, a third-order sequence boundary *sensu* VAN WAGONER *et al.* (1988). The importance of shoal environments is indicative of the highstands of sea-level as reported by BURCHETTE & WRIGHT (1992) in the ramp systems.

Ostracods (J.-G. Casier & F. Lethiers)

1. List of species occurring in the Kostomloty quarry

Sous-classe OSTRACODA LATREILLE, 1806

Ordre PALAEOCOPIDA HENNINGSMOEN, 1953

Sous-ordre PALAEOCOPINA HENNINGSMOEN, 1953

Superfamille Kirkbyacea ULRICH & BASSLER, 1906

- Kirkbyacea indet. (Pl. 1, Fig. 1).

Famille Amphissitidae KNIGHT, 1928

- *Amphissites* cf. *parvulus* (PAECKELMANN, 1913) (Pl. 1, Fig. 2a,b).

Superfamille Aparchitacea JONES, 1901

Famille Aparchitidae JONES, 1901

- *Aparchites?* sp. 82 *sensu* BRAUN (1968) (Pl. 1, Fig. 3).

Superfamille Beyrichiacea MATTHEW, 1886

Famille Welleriellidae ABUSHIK, 1971

- *Illativella* cf. *clivosa* ZANINA, 1960 (Pl. 1, Fig. 17).

Superfamille Primitiopsacea SWARTZ, 1936

- *Selebratina* sp. LETHIERS & CASIER, 1996 (Pl. 1, Fig. 4, 5).

Sous-ordre PARAPARCHITICOPINA GRAMM *in* GRAMM & IVANOV (1975)

Superfamille Paraparchitacea SCOTT, 1959

Famille Paraparchitidae SCOTT, 1959

- *Chamishaella?* sp. indet. (Pl. 1, Fig. 6a,b).

- *Shishaella?* sp. indet.

Famille Coelonellidae SOHN, 1971

- *Coelonella crassa* nov. sp. (Pl. 1, Fig. 9a,b, 10, 11, 12a,b).

- *Coelonella?* sp. indet. *sensu* CASIER *et al.* (1999) (Pl. 1, Fig. 7a,b).

- *Coelonella* cf. sp. 220 BRAUN, 1968 (Pl. 1, Fig. 8a,b).

Sous-ordre KLOEDENELLOCOPINA SCOTT, 1961 *sensu* LETHIERS (1981)

Superfamille Kloedenellacea ULRICH & BASSLER, 1908

Famille Glyptopleuridae GIRTY, 1910

- *Blessites?* nov. sp. A (Pl. 1, Fig. 13).

Famille Indivisiidae EGOROV, 1953

- *Indivisia variolata* ZANINA, 1960 (Pl. 1, Fig. 14).

- *Indivisia* cf. *indistincta* ZASPELOVA, 1953 (Pl. 1, Fig. 15).

Famille Kloedenellidae ULRICH & BASSLER, 1908

- *Marginia* sp. A *sensu* CASIER & LETHIERS, 1999 (Pl. 1, Fig. 16).

- Kloedenellidae? sp. indet.

Sous-ordre incertain

- Palaeocopida indet. A (Pl. 1, Fig. 18a,b).

Ordre PLATYCOPIA SARS, 1866

Sous-ordre PLATYCOPINA SARS, 1866

Superfamille Cytherellacea SARS, 1866

Famille Cavellinidae EGOROV, 1950

- "*Cavellina*" sp. A, aff. *dushanensis* SHI, 1964 (Pl. 1, Fig. 19a,b).

- *Sulcella (Postsulcella) kostomlotyensis* nov. sp. (Pl. 1, Fig. 20, Pl. 2, Fig. 1a,b, 2a,b, 3, 4).

- *Sulcella (Postsulcella) cf. kostomlotyensis* nov. sp. (Pl. 2, Fig. 5a,b).

Ordre PODOCOPIDA MÜLLER, 1894

Sous-ordre Podocopina SARS, 1866

Superfamille Bairdiocypridacea SHAVER, 1961

Famille Bairdiocyprididae SHAVER, 1961

- *Healdianella alba* LETHIERS, 1981 (Pl. 2, Fig. 6a,b).

- *Healdianella?* sp. B *sensu* BECKER, 1971 (Pl. 2, Fig. 7).

- *Healdianella?* sp. indet. (Pl. 2, Fig. 8a,b).

- *Bairdiocypris* nov. sp. A (Pl. 2, Fig. 9a,b).

- *Bairdiocypris* nov. sp. B, aff. *angulata* JAMBULOVA in litt. *sensu* KOTSCHEKOV & JAMBULOVA, 1987 (Pl. 2, Fig. 10a,b).

- *Bairdiocypris* sp. C (Pl. 2, Fig. 11).

- *Bairdiohealdites gregalis* ROZHDESTVENSKAJA, 1972 (Pl. 2, Fig. 12).

- *Bairdiohealdites* sp. A, aff. *gregalis* ROZHDESTVENSKAJA, 1972 *sensu* CASIER *et al.* (1999) (Pl. 2, Fig. 13a,b).

- *Healdiocypris* sp. A (Pl. 2, Fig. 14a,b).

- *Orthocypris cf. exemplaris* ROZHDESTVENSKAJA, 1972 (Pl. 2, Fig. 15).

- *Orthocypris* sp. A *sensu* BECKER, 1971 (Pl. 2, Fig. 16a,b).

- *Orthocypris parilis* ROZHDESTVENSKAJA, 1972 (Pl. 2, Fig. 17).

Famille Pachydomellidae BERDAN & SOHN, 1961.

- *Microcheilinella* sp. indet.

- *Decoranewsomites multicavus* (ROZHDESTVENSKAJA, 1972) (Pl. 2, Fig. 18a,b).

- *Micronewsomites natus* (ROZHDESTVENSKAJA, 1972) (Pl. 2, Fig. 19).

- *Ampuloides kellerwaldensis* CASIER & LETHIERS, 1999 (Pl. 3, Fig. 1).

Superfamille Bairdiacea SARS, 1888

Famille Acratiidae GRÜNDEL, 1962

- *Acratia badwildungensis* CASIER & LETHIERS, 1999 (Pl. 3, Fig. 2a,b).

- *Acratia evlanensis* EGOROV, 1953 (Pl. 3, Fig. 3a,b).

- *Acratia nevadaensis* CASIER & LETHIERS, 1997 (Pl. 3, Fig. 4a,b).

- *Acratia silincula* POLENOVA, 1953 (Pl. 3, Fig. 5a,b).
- *Acratia* nov. sp. A, aff. *silincula* POLENOVA, 1953 *sensu* CASIER & LETHIERS, 1998 (Pl. 3, Fig. 6a,b).
- *Acratia* nov. sp. B, aff. sp. 39 BRAUN, 1968 (Pl. 3, Fig. 7a,b).
- *Acratia* nov. sp. C, aff. *longa* ZASPELOVA, 1955 (Pl. 3, Fig. 8).
- *Acratia supina* POLENOVA, 1953 (Pl. 3, Fig. 9).
- *Acratia supinaeformis* LETHIERS, 1981 (Pl. 3, Fig. 10a,b).
- *Acratia* sp. A, aff. *bidecliva* LETHIERS & FEIST, 1991?
- *Acratia?* sp. *sensu* LETHIERS & CASIER, 1999.
- Acratiidae nov. sp. A (Pl. 3, Fig. 11a,b).
- Famille Acratiidae GRÜNDEL, 1962?
- *Famenella declivis* LETHIERS & CASIER, 1996 (Pl. 3, Fig. 12a,b).
- *Famenella?* nov. sp. A *sensu* CASIER & LETHIERS, 1998 (Pl. 3, Fig. 13a,b).
- Famille Bairdiidae SARS, 1888.
- *Bairdia (R.) sanctacrucensis* nov. sp. (Pl. 3, Fig. 14a,b, 15, 16).
- *Bairdia (R.) manifesta* ROZHDESTVENSKAJA & TSCHIGOVA, 1972 (Pl. 4, Fig. 1a,b).
- *Bairdia (R.) kelleri* EGOROV, 1953 (Pl. 4, Fig. 2a,b).
- *Bairdia (R.)* cf. *eleziana* EGOROV, 1953 *sensu* CASIER & LETHIERS, 1999 (Pl. 4, Fig. 3a,b).
- *Bairdia (R.)* sp. A, aff. *altodorsualis* CASIER & LETHIERS, 1998 (Pl. 4, Fig. 4a,b).
- "*Bairdia*" nov. sp. A (Pl. 4, Fig. 5a,b).
- "*Bairdia*" nov. sp. B (Pl. 4, Fig. 6).
- "*Bairdia*" nov. sp. C (Pl. 4, Fig. 7a,b).
- *Bairdiacypris anteroangulosa* CASIER & LETHIERS, 1997 (Pl. 4, Fig. 8a,b).
- *Bairdiacypris sobiekurowiensis* (OLEMPSKA, 1979) (Pl. 4, Fig. 9a,b).
- *Bairdiacypris martinae* CASIER & LETHIERS, 1987 (Pl. 4, Fig. 10a,b).
- *Bairdiacypris* cf. *vaga* BUSCHMINA, 1975 *sensu* KOTSCHETKOVA & JAMBULATOVA (1987) (Pl. 4, Fig. 11a,b).
- *Bairdiacypris* nov. sp. A, cf. *virga* BUSCHMINA, 1969 *sensu* KOTSCHETKOVA & JAMBULATOVA (1987) (Pl. 4, Fig. 12a,b).
- *Bairdiacypris* gr. *irregularis* (POLENOVA, 1953) (Pl. 4, Fig. 13a,b).
- *Bairdiacypris* cf. n. sp. B LETHIERS, 1981 (Pl. 4, Fig. 14a,b).

- *Bairdiacypris* nov. sp. C (Pl. 4, Fig. 15).

Ordre ERIDOSTRACA ADAMCZAK, 1961

Famille Cryptophyllidae ADAMCZAK, 1961

- *Cryptophyllus* sp. indet. (Pl. 4, Fig. 16).

Ordre MYODOCOPIDA SARS, 1866

Sous-ordre MYODOCOPINA SARS, 1866

Superfamille Entomozacea PRIBYL, 1951

Famille Entomozoidae PRIBYL, 1950

- *Richterina* (*R.*) sp. A, aff. *striatula* (RICHTER, 1848)

2. Description of three new species

Types are deposited in the collection of the Department Paleontology (Section Micropaleontology) of the Belgian royal Institute of natural Sciences (IRScNB n° b...).

Genus *Coelonella* STEWART, 1936

Type-species: *Isochilina? scapha* (STEWART, 1930)

Coelonella crassa nov. sp.

(Pl. 1, Fig. 9a,b, 10, 11, 12a,b)

Derivatio nominis - The name is derived from Latin *crassus* = thick, massive, fat. Referring to the great width of the carapace.

Types - Holotype: Carapace. (Pl. 1, Fig. 9a,b). KYA11. IRScNB n° b3591. L = 0.46 mm; H = 0.32 mm; W = 0.29 mm.

Paratype A: Carapace. (Pl. 1, Fig. 10). KYA29. IRScNB n° b3592. L = 0.35 mm; H = 0.24 mm; W = 0.22 mm.

Paratype B: Carapace. (Pl. 1, Fig. 11). KYA29. IRScNB n° b3593. L = 0.27 mm; H = 0.21 mm; W = 0.18 mm.

Paratype C: Carapace. (Pl. 1, Fig. 12a,b). Psiegorky section. PG8. IRScNB n° b3594. L = 0.46 mm; H = 0.34 mm; W = 0.33 mm.

Locus typicus - Kostomloty quarry in the Holy Cross Mountains, Poland.

Stratum typicum - Late Frasnian.

Material - 10 carapaces and 12 valves.

Diagnosis - A species belonging to the the genus *Coelonella*, very small, distinctly preplete, thick biconvex in dorsal view, with a slightly and regularly arched dorsal border.

Description - In lateral outline, small, preplete and rounded carapace. Dorsal border slightly and regularly arched. Hinge line straight and depressed. Cardinal angles obtuse, the anterior somewhat larger than the posterior one. Posterior margin more curved and smaller than the anterior semi-circular margin, but both regularly. Ventral margin in continuity with anterior and posterior margins. Anterior extremity at half height and posterior extremity close the dorsal third of height. Maximum lenght at mid-height and maximum height slightly before the median part of the carapace. Left valve overreaching the left all along the free border. Fine marginal ridge on the two valves. In dorsal view, carapace regularly thick biconvex, without compressed anterior and posterior extremities, and with the maximum width at mid-lenght. Surface of valves smooth.

Remarks - In lateral outline, *Coelonella crassa* nov. sp. resembles *Coeloenellina optata* (POLENOVA, 1955), from the lower Frasnian of the Volga-Ural region, and *Coeloenellina* sp. cf. *C. fabiformis* (KESLING & KILGORE, 1952) *sensu* JONES (1968), from the Famennian of the Bonaparte Gulf Basin in Australia, but differs in being smaller, thicker and in possessing a dorsal border not so convex at mid-lenght.

Occurrence - Late Frasnian of the Kostomloty section (samples KYA4, KYA8, KYA11, KYA12, KYA19, KYA29, KYA39) and of the Psiegorky section at Kielce (samples PG3, PG5, PG8).

Genus *Sulcella* CORYELL & SAMPLE, 1932

Type-species: *Sulcella (Sulcella) sulcata* CORYELL & SAMPLE, 1932

Subgenus *Postsulcella* ADAMCZAK, 1968

Type-species: *Sulcella (Postsulcella) testis* ADAMCZAK, 1968

Sulcella (Postsulcella) kostomlotyensis nov. sp.

(Pl. 1, Fig. 20, Pl. 2, Fig. 1a,b, 2a,b, 3, 4)

Derivatio nominis - From the Kostomloty quarry where this new species has been discovered.

Types - Holotype: Carapace tecnomorph. (Pl. 2, Fig. 1a,b). KYA76. IRScNB n° b3603. L = 0.59 mm; H = 0.36 mm; W = 0.24mm.

Paratype A: Carapace heteromorph. (Pl. 2, Fig. 2a,b). KYA76. IRScNB n° b3604. L = 0.64 mm; H = 0.38 mm; W = 0.31 mm.

Paratype B: Carapace tecnomorph. (Pl. 2, Fig. 3). KYA91. IRScNB n° b3605. L = 0.53 mm; H = 0.33 mm; W = 0.22 mm.

Paratype C: Carapace tecnomorph. (Pl. 2, Fig. 4). KYA76. IRScNB n° b3606. L = 0.52 mm; H = 0.31 mm; W = 0.22mm.

Locus typicus - Kostomloty quarry in the Holy Cross Mountains, Poland.

Stratum typicum - Late Frasnian and Early Famennian.

Material - 12 carapaces and 7 valves.

Diagnosis - A species belonging to the the genus and subgenus *Sulcella* (*Postsulcella*), preplete, with a vestigial stragulum which forms the short inclined anterior part of the dorsal border. Posterior border regularly rounded and ventral border straight.

Description - Small unequivalve carapace with a preplete ovoidal outline in lateral view. Anterior part the dorsal margin straight to slightly convex, forming an angle of 155° with the straight longer posterior part. Ventral margin straight. Anterior and posterior margins regularly rounded. Maximum height generally slightly before the median part of the carapace and maximum length at half-height. Slight adductor depression in the mid-dorsal part of the carapace and delicate flattening of the anterior and antero-ventral margins of the left valve. Right valve overreaching slightly the left along the ventral margin and along the dorsal margin, except for this last where the height is at a maximum. Stragulum (= overreaching of the anterior part of the dorsal margin) slightly developed, short and inclined. Valves symmetric in dorsal view with flattened flanks converging forward. Maximum width at the posterior third of the carapace. Surface of valves smooth or finely reticulate. Dimorphism of domiciliar type.

Remarks - *Sulcella* (*P.*) *kostomlotyensis* nov. sp. is distinguished by a great variation of the lateral contour due to the position of the maximum height, from slightly before the median part (Paratype A) to the anterior third of the carapace (Paratype C).

Differ from *Sulcella* (*P.*) *testis* ADAMCZAK, 1968 and from *Sulcella* (*P.*) *mutae* ADAMCZAK, 1968 from the Middle Devonian of Poland, by its preplete outline and straight ventral margin. *Sulcella* (*P.*) *kotchoensis* LETHIERS, 1981 from the Famennian of Alberta and North-west Territories (Canada) has a distinct stragulum and its ornamentation is strongly reticulate.

Occurrence - Only known from the Late Frasnian and Early Famennian (samples KYA39, KYA62, KYA76, KYA91, KYA96) of the Kostomloty quarry.

Genus *Bairdia* McCOY, 1944

Type-species: *Bairdia curta* McCOY, 1844

Bairdia (Rectobairdia) SOHN, 1960

Type-species: *Bairdia depressa* GEIS, 1932

Bairdia (Rectobairdia) sanctacrucensis nov. sp.

(Pl. 3, Fig. 14a,b, 15, 16)

Derivatio nominis - The name is derived from Latin *sanctus* = holy and *crux* = croix. Referring to the Holy Cross Mountains.

Types - Holotype: Carapace. (Pl. 3, Fig. 14a,b). KYA11. IRScNB n° b3635. L = 0.43 mm; H = 0.24 mm; W = 0.18 mm.

Paratype A: Carapace. (Pl. 3, Fig. 15). KYA29. IRScNB n° b3636. L = 0.59 mm; H = 0.31 mm; W = 0.24 mm.

Paratype B: Carapace. KYA29. IRScNB n° b3637. L = 0.41 mm; H = 0.24 mm; W = 0.18 mm.

Paratype C: Carapace. (Pl. 3, Fig. 16). KYA11. IRScNB n° b3638. L = 0.33 mm; H = 0.18 mm; W = 0.16 mm.

Locus typicus - Kostomloty quarry in the Holy Cross Mountains, Poland.

Stratum typicum - Late Frasnian.

Material - 18 carapaces and 2 valves.

Diagnosis - A middle-sized moderately elongate *Bairdia (Rectobairdia)* with a dorsal margin inclined backwards and long nearly straight antero-dorsal margin. Ventral margin concave slightly behind mid-length. Low posterior non acuminate extremity; weak overlap.

Description - Middle-sized moderately elongate carapace. Almost straight dorsal margin inclined backwards. Antero-dorsal and postero-dorsal margins nearly straight, the last one smaller and more inclined. Ventral margin moderately concave slightly behind mid-length. Antero-ventral margin long and convex. Postero-ventral margin short and heavy rounded. Anterior extremity at mid-height and posterior extremity low, close to the ventral level. Ventral margin of the right valve more curved comparatively to the ventral margin of the left valve. Small overlap along the ventral margin. Left valve overreaching slightly the right valve along the free margin except the antero-ventral margin. Maximum height towards the anterior third of the carapace and maximum length at half-height. Carapace spindle shaped in dorsal view, with maximum width at half-length and extremities very slightly compressed. Surface of valves smooth.

Remarks - As seen in lateral and dorsal views, the carapace outline in *Bairdia (R.) sanctacrucensis* nov. sp. resembles that of *Bairdia kynovensis* ROZHDESTVENSKAJA, 1959 from the Frasnian of Bachkirie and of *Bairdia ivanovae* EGOROV, 1953 from the Frasnian of the Russian Platform. But the posterior extremity is more acuminate and the ventral concavity at mid-length in *B. kynovensis*. In *Bairdia ivanovae*, the overlap is more pronounced and the ventral margin convex.

Occurrence - Only known from the Late Frasnian (samples KYA1, KYA8?, KYA11, KYA29, KYA39) of the Kostomloty quarry.

3. Palaeoecology

Twenty-seven samples have been selected for the study of ostracods (Fig. 1) of which 15 during the sedimentological analysis, and more than 1000 carapaces, valves and fragments of ostracods have been extracted by the hot acetolysis method (LETHIERS & CRASQUIN, 1988). Twenty samples contain determinable ostracods (Tab. 1) but in 7 samples (KYA25, KYA40, KYA46, KYA49, KYA51, KYA63 and KYA67) ostracods are either absent or undeterminable. Ostracods found in

KOSTOMLOTY	← FRASNIAN										FAMENNIAN →									
	1	3	4	8	11	12	15	19	29	39	47	53	55	58	62	66	72	76	91	96
<i>Ampuloides kellerwaldensis</i> CASIER & LETHIERS, 1999	●								●	?										
<i>Bairdia</i> (<i>R.</i>) <i>sanctacrucensis</i> nov. sp.	●			?	●				●	●										
<i>Acratia supina</i> POLENOVA, 1953	●				●	●			●	●	?									
" <i>Bairdia</i> " nov. sp. C		?			●			●												
<i>Bairdiacypris sobiekurowiensis</i> (OLEMPKA, 1979)		●			●				●											
<i>Acratia supinaeformis</i> LETHIERS, 1981		?			●				●	●										
<i>Bairdiacypris</i> nov. sp. C		●					●	?		●		?								
<i>Acratia</i> nov. sp. B, aff. sp. 39 BRAUN, 1968			●	●																
<i>Blessites?</i> nov. sp. A			?						●											
<i>Bairdiacypris</i> cf. n. sp. B LETHIERS, 1981			●						●											
<i>Coelonella crassa</i> nov. sp.			●	●	●	●		●	●	●										
<i>Bairdiohealdites gregalis</i> ROZHDESTVENSKAJA, 1972			●							●										
<i>Decoranewsomites multicavus</i> (ROZHDESTVENSKAJA, 1972)			●				?	●	●	●										
<i>Acratia evlanensis</i> EGOROV, 1953			●	●	●			●	●	●										
<i>Acratia silincula</i> POLENOVA, 1953			?		●				●	●										
<i>Selebratina</i> sp. LETHIERS & CASIER, 1996			●		●	●	●		●	●				●	●					
<i>Bairdiacypris</i> cf. <i>vaga</i> BUSCHMINA, 1975				?			●		●											
<i>Bairdiacypris</i> nov. sp. A, cf. <i>virga</i> BUSCHMINA, 1969				●	●				●	●										
<i>Aparchites?</i> sp. 82 sensu BRAUN (1968)					●															
<i>Healdianella?</i> sp. indet.					●															
<i>Bairdiocypris</i> nov. sp. A					●															
<i>Healdiacypris</i> sp. A					●															
" <i>Bairdia</i> " nov. sp. B					●															
<i>Healdianella?</i> sp. B sensu BECKER, 1971					●	●														
<i>Acratia novadaensis</i> CASIER & LETHIERS, 1997					●		?	●	●											
<i>Bairdiacypris martinae</i> CASIER & LETHIERS, 1987					●			●	●											
<i>Acratia</i> nov. sp. A, aff. <i>silincula</i> POLENOVA, 1953					?				●											
<i>Acratia</i> nov. sp. C, aff. <i>longa</i> ZASPELOVA, 1955					●					●										
<i>Orthocypris parilis</i> ROZHDESTVENSKAJA, 1972					●	●					●									
<i>Healdianella alba</i> LETHIERS, 1981					●				●	●										
" <i>Bairdia</i> " nov. sp. A					●	●				●										
<i>Bairdiacypris</i> gr. <i>irregularis</i> (POLENOVA, 1953)					●				●	●										
<i>Micronewsomites natus</i> (ROZHDESTVENSKAJA, 1972)					●															●
<i>Bairdiocypris</i> nov. sp. B, aff. <i>angulata</i> JAMBULOVA in litt.						●		●	●											

the Kostomloty quarry belong exclusively to the Eifelian ecotype of BECKER (*in BANDEL & BECKER, 1975 emend. CASIER & LETHIERS, 1998c*).

In the Frasnian (samples KYA3 to KYA39), the ostracod fauna is very rich and diversified and assemblages are indicative of a marine environment below the fair-weather wave base. Only the sample KYA39 which contains *Richterina (R.)* sp. aff. *striatula* (RICHTER, 1848), an entomozoid ostracod, has been probably deposited in a deeper setting, maybe below the storm wave base. Metacopid ostracods which prefer calm argillaceous environments, are missing. The relative proportion between deposit feeder ostracods (Podocopids) and filter feeder ostracods (Palaeocopid and Platycopid) is indicative of very good oxygenated water conditions (LETHIERS & WHATLEY, 1994). Close to the Frasnian-Famennian boundary, the water agitation is probably responsible for the absence or the bad preservation of ostracods in samples KYA40, KYA46, KYA49 and KYA51.

In the Famennian, the ostracod fauna is scarce and poorly diversified. Comparatively to the Frasnian (Tab. 2), Podocopids decrease in number of species from 77 percent to 37.5 percent, on the contrary of Palaeocopids (Kloedenellacea included) which increase in number of species from 17 percent to 44 percent. This change is indicative of a regression confirmed by the apparition of *Cryptophyllus*, *Sulcella*, and several species of Paraparchitacea and Kloedenellacea (*Indivisia*, *Marginia*). These species are regularly found in euryhaline environments.

Table 2:

KOSTOMLOTY	FRASNIAN	FAMENNIAN
PALAEOCOPIDA (Kloedenellacea included)	17 %	44 %
PLATYCOPIDA	4 %	12.5 %
PODOCOPIDA	77 %	37.5 %
ERIDOSTRACA	0 %	6 %
MYODOCOPIDA	2 %	0 %

In samples KYA55, KYA66, KYA72, KYA96, ostracods are indicative of semi-restricted water conditions (= Assemblage I *in* CASIER, 1987) and in samples KYA58, KYA62, KYA76, KYA91, ostracods indicative of semi-restricted water conditions are found

mixed with marine ostracods belonging to Bairdiacea and Bairdiocypridacea. Variations of salinity are probably also responsible for the absence of ostracods in samples KYA63 and KYA67.

4. The extinction of ostracods (tabl. 1)

The extinction of ostracods close to the Frasnian-Famennian boundary seems to be particularly drastic in the Kostomloty section. Only 6 species out of 53 occurring in the Late Frasnian, pass through the boundary! These species are the following: *Selebratina* sp. LETHIERS & CASIER, 1996, *Micronewsomites natus* (ROZHDESTVENSKAJA, 1972), *Indivisia variolata* ZANINA, 1960, *Orthocypris* cf. *exemplaris* ROZHDESTVENSKAJA, 1972, *Sulcella* (P.) *kostomlotyensis* nov. sp. and *Coelonella?* sp. indet. *sensu* CASIER *et al.* (1999). *Indivisia variolata* was first described in the Frasnian and Famennian of the Russian Platform and *Coelonella?* sp. indet. is known in the Frasnian and Famennian of the Schmidt Quarry, in Germany.

Two other species, *Bairdiocypris* nov. sp. B and *Bairdiocypris anteroangulosa* CASIER & LETHIERS, 1997, survive probably also the Frasnian-Famennian event in the Kostomloty quarry. The survivance of *B. anteroangulosa* CASIER & LETHIERS, 1997, is hardly to be expected because this species survives the Frasnian-Famennian event in Germany and in Nevada.

False disappearances and appearances of ostracod species are pointed out at the Frasnian-Famennian boundary in several sections (LETHIERS & CASIER, 1999). These are linked either to local paleoecological factors or to the mobility of species during the Frasnian-Famennian event (*Ibid.*).

Six false disappearances are numbered in the Kostomloty quarry: *Cavellina?* sp. A, aff. *dushanensis* SHI, 1964, is known in the Famennian of Nevada; *Healdianella alba* LETHIERS, 1981, in the Frasnian and Famennian of Canada and France; *Bairdiohealdites gregalis* ROZHDESTVENSKAJA, 1972, in the Famennian of Baschkiria; *Micronewsomites natus* (ROZHDESTVENSKAJA, 1972) in the Frasnian of the Russian platform and in the Frasnian and Famennian of France, Germany and Nevada; and finally *Acratia nevadaensis* CASIER & LETHIERS, 1997, in the Frasnian and Famennian of Nevada.

Only one species, *Acratia supinaeformis* LETHIERS, 1981, described first from the Frasnian and Famennian of Canada, is a false newly appearing species in the Famennian of the Kostomloty section.

Thus a total of 14 species out of 53 occurring in the Late Frasnian of the Kostomloty quarry survive the Frasnian-Famennian event. This percentage is similar to this observed *e.g.* in the Coumiac Global Stratotype Section and Point for the Frasnian-Famennian boundary (southern France), in the Schmidt quarry parastratotype (Germany), and in the famous Devils Gate Pass section (Nevada) (CASIER & LETHIERS, 1998a). This confirms that more than 70% of all benthic and necto-benthic ostracods don't survive the Frasnian-Famennian event in lower latitude.

Conclusions

The study of ostracods in the Kostomloty quarry is indicative of a regressive trend from marine environments below wave base in the Late Frasnian to semi-restricted water conditions in the Early Famennian. Sediments at the base of the section (**beds 1-15**) correspond to fore-shoal environments and contain a rich and diversified ostracod fauna indicating open marine environments in moderate energetic settings. Shoal environments corresponding to **beds 16-19** record higher energetic environments where no ostracods or poorly preserved specimens are observed. In the Early Famennian (**beds 20-32**), the eustatic fall is at its maximum and erosional phases appear. As a consequence of this regression, restricted environments (*e.g.* algal mats) with poorly diversified fauna (calcspheres, sponges and ostracods) occur. These new environments are not suitable for ostracods which present poorly diversified assemblages dominated by Palaeocopids (Kloedenellacea included). At the top of the section evaporitic environments appear and, probably due to too high salinities, no ostracods have been observed.

A regression in the Early Famennian has been demonstrated in several Belgian sections (CASIER & DEVLEESCHOUWER, 1995), in Nevada (CASIER & LETHIERS, 1998b) and in China (CASIER *et al.*, 1997). In Senzeille, Sinsin, Hony and Lambermont (Belgium) very rich but poorly diversified ostracod faunas occur in the Early Famennian and nested valves are abundant in Sinsin, Hony and Lambermont. In the Early Famennian of Devils Gate Pass (Nevada), reworked Late Frasnian deep water conodonts (SANDBERG *et al.*, 1988) mixed with shallow marine ostracods are also indicative of an abrupt sea-level fall. In China, a poorly

diversified shallow marine ostracod fauna has also been found in the Early Famennian of the Lijiaping section (CASIER *et al.*, 1997). Thus the study of ostracods close to the Frasnian-Famennian boundary in the Kostomloty section confirms the occurrence of an important sea-level fall occurring exactly above the Frasnian-Famennian boundary as established by JOHNSON *et al.* (1985).

The disappearance of ostracods at the Frasnian-Famennian boundary in the Kostomloty section is drastic but partly linked with the important change of the sea-level. At this point of view, the disappearance of ostracods at Kostomloty is comparable to the disappearance of ostracods in several sections in Belgium, the type region for the definition of the Frasnian and Famennian stages. The absence of ostracods belonging to the Myodocopid ecotype (Entomozoacea and Cypridinacea) in the Kostomloty quarry, indicates that the dysoxia doesn't touch very shallow marine habitats.

The sedimentological and sequential analyses reveal also the importance of the regression at the Frasnian-Famennian boundary. The sea-level fall, culminating exactly at the boundary, has affected very shallow semi-restricted back-shoals and has continued until the erosion of the open marine fore-shoal. These observations suggest an eustatic fall of more than ten meters. After this regression, semi-restricted tidal flats and pre-evaporitic supratidal environments are the rule. This regression is therefore characterized by the sudden apparition of littoral facies colonized by various red algae. As indicated by the conodont zonation, the reported regression is here at its beginning (base of the Early *triangularis* Zone) and this could indicate that the few reported evaporitic environments will become more developed upwards, certainly lasting still in the *crepida* conodont Zone. The regressive tendency in this zone is well documented over the southern polish shelf (NARKIEWICZ, 1988).

The sequential evolution of the lithological series shows a clear regressive trend from the upper Frasnian to the lower Famennian. On a broad scale this evolution shows a progressive shift from open marine waters to restricted ones. The 3rd order sequence boundary underlines this transition and the ostracod assemblages follow this general pattern.

Acknowledgments

This work has been supported by the French C.N.R.S. (Grant ESA 7073 and Crisevole Program).

Bibliography

- ADAMCZAK, F., 1968. Palaeocopa and Platycopa (Ostracoda) from Middle Devonian rocks in the Holy Cross Mountains, Poland. *Stockholm Contributions in Geology*, **17**, 109 p.
- BANDEL, K. & BECKER, G., 1975. Ostracoden aus paläozoischen pelagischen Kalken der Karnischen Alpen (Silurium bis Unterkarbon). *Senckenbergiana lethaea*, **56**, 1: 1-83.
- BURCHETTE, T. & WRIGHT, V., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**: 3-57.
- CASIER, J.-G., 1987. Etude biostratigraphique et paléocéologique des ostracodes du récif de marbre rouge du Hautmont à Vodelée (partie supérieure du Frasnien, Bassin de Dinant, Belgique). *Revue de Paléobiologie*, **6**, 2: 193-204.
- CASIER J.-G. & DEVLEESCHOUWER, X., 1995. Arguments (Ostracodes) pour une régression culminant à proximité de la limite Frasnien - Famennien, à Sinsin (Bord sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **65**: 51-68.
- CASIER, J.-G. & LETHIERS, F., 1998a. Ostracod Late Devonian mass extinction: the Schmidt quarry parastratotype (Kellerwald, Germany). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Earth and Planetary Sciences*, **326**: 71-78.
- CASIER, J.-G. & LETHIERS, F., 1998b. The recovery of the ostracod fauna after the Late Devonian mass extinction in the Devils Gate Pass section (Nevada, USA). *Compte-rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Earth and Planetary Sciences*, **327**: 501-507.
- CASIER, J.-G. & LETHIERS, F., 1998c. Les Ostracodes du Frasnien terminal (Zone à *linguiformis* des Conodontes) de la coupe du col de Devils Gate (Nevada, USA). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **66**: 77-95.
- CASIER, J.-G., LETHIERS, F. & BAUDIN, F., 1999. Ostracods, organic matter and anoxic events associated with the Frasnian-Famennian boundary in the Schmidt quarry parastratotype section (Kellerwald, Germany). *Geobios* (in-print).
- CASIER, J.-G., LETHIERS, F. & CLAEYS, P., 1996. Ostracod evidence for an abrupt mass extinction at the Frasnian/Famennian boundary (Devils Gate, Nevada, USA). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **322**, IIa: 415-422.

- CASIER, J.-G., LETHIERS, F. & HOU, H.-F., 1997. Ostracods from the Frasnian/Famennian transition beds in the Lijiaping section (Hunan, southern China). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **325**: 433-438.
- COPPER, P., 1986. Frasnian/Famennian mass extinction and cold-water oceans. *Geology*, **14**: 835-839.
- COPPER, P., 1994. Ancient reef ecosystem expansion and collapse. *Coral Reefs*, **13**: 3-1.
- COPPER, P., 1998. Evaluating the Frasnian-Famennian mass extinction: Comparing brachiopod faunas. *Acta Palaeontologica Polonica*, **43**, 2: 137-154.
- DVORAK, J., GALLE, A., HERBIG, H.-G., KREJCI, Z., MALEC, J., PASZKOWSKI, M., RACKI, G., SKOMPSKI, S., SZULCZEWSKI, M. & ZAKOWA, H., 1995. Evolution of the Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and early Carboniferous: Holy Cross Mts., Krakow Upland, Moravian karst. Guide to excursion B4. XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Krakow, Poland. Polish Geological Institute, 35 p.
- EGOROV, V., 1953. (Ostracodes de l'étage frasnien de la plate-forme russe. II. Bairdiidae, Hollinidae, Kirkbyidae. *Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-issledovatel'skogo Geologorazvedochnogo Instituta*, 135 p. (en russe).
- HLADIL, J. & KALDOVA, J., 1993. Extinction and recovery successions of the Devonian marine shoals: Eifelian-Givetian and Frasnian-Famennian events, Moravia and Bohemia. *Vestnik Ceskeho geologickeho ustavu*, **68**, 4: 13-23.
- JOHNSON, J., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A., 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, **96**: 567-587.
- JONES, P., 1968. Upper Devonian Ostracoda and Eridostraca from the Bonaparte Gulf Basin, Northwestern Australia. *Bulletin of the Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Australia*, **99**: 1-109.
- LETHIERS, F., 1981. Ostracodes du Dévonien terminal de l'ouest du Canada: systématique, biostratigraphie et paléoécologie. *Geobios, mémoire spécial*, **5**, 244 p.
- LETHIERS, F. & CASIER, J.-G., 1996. Les Ostracodes qui disparaissent avec l'événement Frasnien/Famennien au limitotype de Coumiac (Montagne Noire, France). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **66**: 73-91.
- LETHIERS, F. & CASIER, J.-G., 1999. Les Ostracodes du Famennien inférieur au stratotype de Coumiac (Montagne Noire, France): la reconquête post-événementielle. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, **69**: 47-66.

- LETHIERS, F. & CRASQUIN-SOLEAU, S., 1988. Comment extraire les microfossiles à tests calcitiques des roches calcaires dures. *Revue de Micropaléontologie*, **31**, 1: 56-61.
- LETHIERS, F. & WHATLEY, R., 1994. The use of Ostracoda to reconstruct the oxygen levels of Late Paleozoic oceans. *Marine Micropaleontology*, **24**: 57-69.
- NARKIEWICZ, M., 1988. Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. *Canadian Society of Petroleum Geology., Memoirs*, **14** (2): 619-636.
- OLEMPSKA, E., 1979. Middle to Upper Devonian Ostracoda from the southern Holy Cross Mountains, Poland. *Palaeontologia Polonica*, **40**: 57-162.
- POLENOVA, E., 1955. (Ostracodes du Dévonien de la région Volga-Oural in Foraminifera, Radiolaria et Ostracoda du Dévonien de la région Volga-Oural). Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-issledovatelskojo Geologorazvedochno Institutu, **87**: 191-317. (en russe)
- RACKI, G., 1990. Frasnian/Famennian event in the Holy Cross Mts, Central Poland: stratigraphic and ecologic aspects in E. KAUFFMAN & O. WALLISER eds.: Extinction events in Earth history. Lecture Notes in Earth Sciences, **30**: 169-181.
- RACKI, G., 1998. Frasnian-Famennian biotic crisis: undervalued tectonic control? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **141**: 177-198.
- RAUP, D. & SEPKOSKI, J., 1982. Mass extinction in the marine fossil record. *Science*, **215**: 1501-1503.
- ROZDESTVENSKAJA, A., 1959. (Ostracodes des couches terrigènes dévoniennes de l'ouest de la Bachkirie et leur signification stratigraphique) in E. CHIBRIKOVA & A. ROZHDESTVENSKAJA eds.: Materialy po Paleontologii i Stratigrafii Devonskikh i Bolee Drevnikh Otlozheniy Bashkirii: 117-247. (en russe).
- SANDBERG, C., ZIEGLER, W., DREESEN, R. & BUTLER, J., 1988. Late-Frasnian mass extinction: Conodont event stratigraphy, global changes, and possible cause. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **102**: 267-297.
- SEPKOSKI, J., 1990. The taxonomic structure of periodic mass extinction. *Special paper of the Geological Society of America*, **247**: 33-44.
- STRASSER, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, **33**: 711-727.
- SZULCZEWSKI, M., 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **21**, 1: 1-129.

- SZULCZEWSKI, M., 1981. Stratigraphy of Frasnian strata of the Kostomloty Hills. Przewodnik XIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce 6-8 wrzesnia 1981: 171-179. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa (in Polish).
- SZULCZEWSKI, M. & DVORAK, J., 1995. Evolution of the Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mts., Krakow Upland, Moravian Karst. XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Krakow, Poland. Guide to Excursion B4: 1-35.
- SZULCZEWSKI, M., RACKI, G. & BARDZILSKI, W., 1993. Frasnian/Famennian boundary in the detrital Kostomloty Limestones of the Holy Cross Mts. Global Boundary Events, an Interdisciplinary Conference, Kielce, Poland, Abstr.: 46.
- TOOMEY, D., MOUNTJOY, E. & MACKENZIE, W., 1970. Upper Devonian (Frasnian) algae and Foraminifera from the Ancient Wall Carbonate complex, Jasper National Park, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7: 946-981.
- VAN WAGONER, J., POSAMENTIER, H., MITCHUM, P., VAIL, P., SARG, J., LOUITT, T. & HARDENBOL, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C., HASTINGS, B., KENDALL, C., POSAMENTIER, H., ROSS, C. & VAN WAGONER, J. eds.: Sea Level Changes: An integrated approach. *Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 42: 39-45.
- WILSON, J., 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer-Verlag, 471 p.
- ZBIKOWSKA, B., 1983. Middle to Upper Devonian Ostracods from northwestern Poland and their stratigraphic significance. *Palaeontologica Polonica*, 44, 108 p.

EXPLANATION OF PLATES

The types are deposited in the collection of the Department Paleontology (Section Micropaleontology) of the Belgian royal Institute of natural Sciences (IRScNB n° b...). KYA = Sample number. Fr = Frasnian. Fa = Famennian.

PLATE I

Fig. 1 - *Kirkbyacea* indet. KYA91. Fa. IRScNB n° b3583. Left valve. x50.

Fig. 2 - *Amphissites* cf. *parvulus* (PAECKELMANN, 1913). KYA39. Fr. IRScNB n° b3584. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x105.

Fig. 3 - *Aparchites?* sp. 82 *sensu* BRAUN (1968). KYA11. Fr. IRScNB n° b3585. Right lateral view of a carapace. x100.

Fig. 4 - *Selebratina* sp. LETHIERS & CASIER, 1996. KYA66. Fa. IRScNB n° b3586. Left lateral view of a carapace. x100.

Fig. 5 - *Selebratina* sp. LETHIERS & CASIER, 1996. KYA29. Fr. IRScNB n° b3587. Dorsal view. x100.

Fig. 6 - *Chamishaella?* sp. indet. KYA76. Fa. IRScNB n° b3588. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x80.

Fig. 7 - *Coelonella?* sp. indet. *sensu* CASIER *et al.* (1999). KYA39. Fr. IRScNB n° b3589. Carapace. a. Right lateral view. x85. b. Dorsal view. x90.

Fig. 8 - *Coelonella* cf. sp. 220 BRAUN, 1968. KYA29. Fr. IRScNB n° b3590. Carapace. a. Left lateral view. b. Dorsal view. x90.

Fig. 9 - *Coelonella crassa* nov. sp. Holotype. KYA11. Fr. IRScNB n° b3591. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x80.

Fig. 10 - *Coelonella crassa* nov. sp. Paratype A. KYA29. Fr. IRScNB n° b3592. Right lateral view of the carapace. x100.

Fig. 11 - *Coelonella crassa* nov. sp. Paratype B. KYA29. Fr. IRScNB n° b3593. Left lateral view of the carapace. x110.

Fig. 12 - *Coelonella crassa* nov. sp. Paratype C. Psiegorki. PG8. Fr. IRScNB n° b3594. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x80.

Fig. 13 - *Blessites?* nov. sp. A. KYA29. Fr. IRScNB n° b3595. Fragment of a valve. x60.

Fig. 14 - *Indivisia variolata* ZANINA, 1960. KYA39. Fr. IRScNB n° b3596. Right valve. x60.

Fig. 15 - *Indivisia* cf. *indistincta* ZASPELOVA, 1953. KYA91. Fa. IRScNB n° b3597. Right valve. x70.

Fig. 16 - *Marginia* sp. A *sensu* CASIER & LETHIERS, 1999. KYA76. Fa. IRScNB n° b3598. Fragment of a left valve. x80.

Fig. 17 - *Illativella* cf. *clivosa* ZANINA, 1960. KYA91. Fa. IRScNB n° b3599. Left valve. x80.

Fig. 18 - *Palaeocopida* indet. A. KYA76. Fa. IRScNB n° b3600. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x80.

Fig. 19 - *Cavellina?* sp. A, aff. *dushanensis* SHI, 1964. KYA39. Fr. IRScNB n° b3601. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x80.

Fig. 20 - *Sulcella (Postsulcella) kostomlotyensis* nov. sp. KYA39. Fr. IRScNB n° b3602. Left lateral view of a carapace. x100.

Plate I

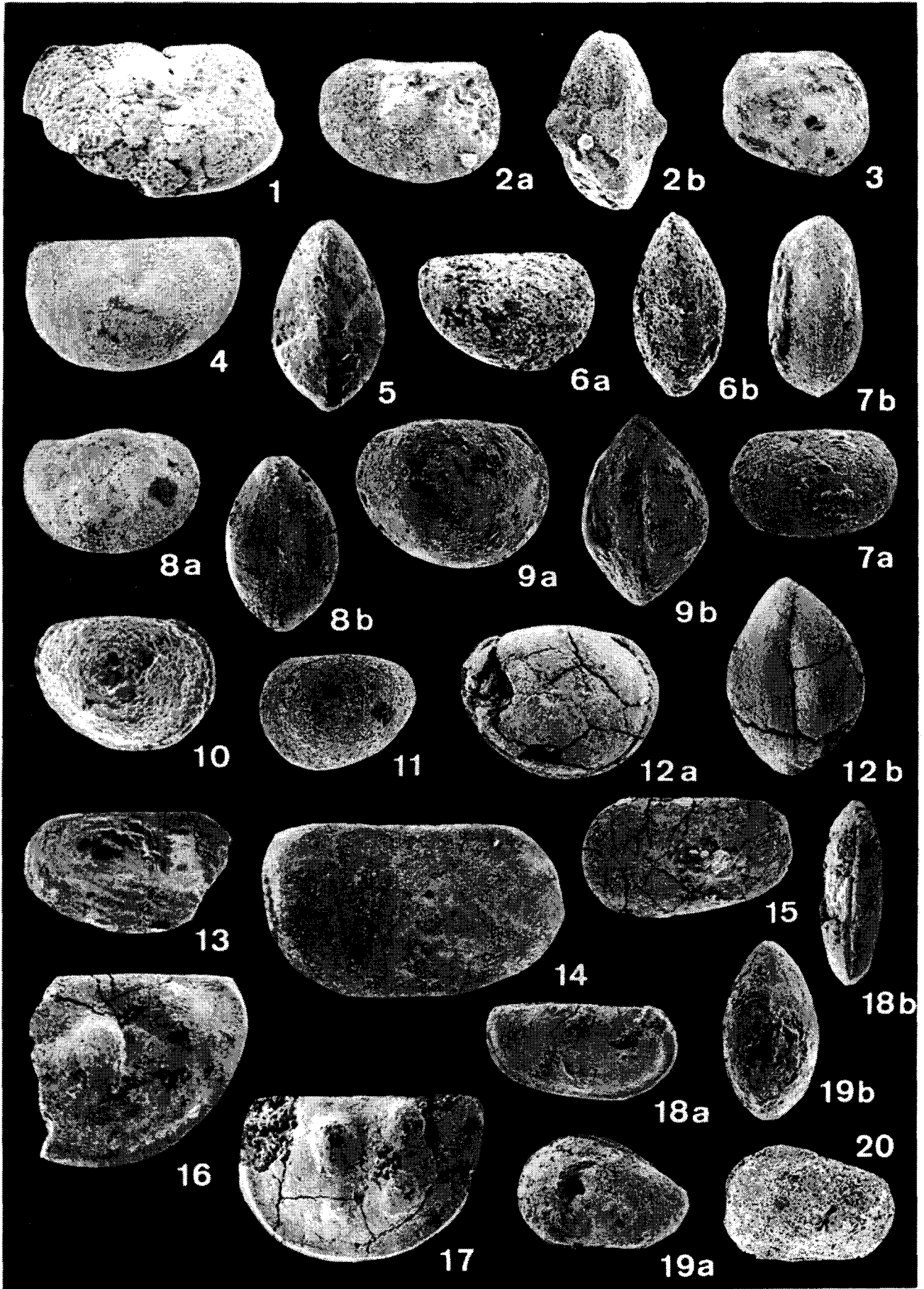


PLATE II

- Fig. 1 - *Sulcella (Postsulcella) kostomlotyensis* nov. sp. Holotype. KYA76. Fa. IRScNB n° b3603. Carapace. a. Left lateral view. b. Dorsal view. x80.
- Fig. 2 - *Sulcella (P.) kostomlotyensis* nov. sp. Paratype A. KYA76. Fa. IRScNB n° b3604. Carapace. a. Left lateral view. b. Dorsal view. x80.
- Fig. 3 - *Sulcella (P.) kostomlotyensis* nov. sp. Paratype B. KYA91. Fa. IRScNB n° b3605. Left lateral view of the carapace. x75.
- Fig. 4 - *Sulcella (P.)* Paratype C. KYA76. Fa. IRScNB n° b3606. Left lateral view of the carapace. x75.
- Fig. 5 - *Sulcella (Postsulcella) cf. kostomlotyensis* nov. sp. KYA55. Fa. IRScNB n° b3607. Carapace. a. Left lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 6 - *Healdianella alba* LETHIERS, 1981. KYA11. Fr. IRScNB n° b3608. Carapace. a. Right lateral view. x110. b. Dorsal view. x120.
- Fig. 7 - *Healdianella?* sp. B *sensu* BECKER, 1971. KYA11. Fr. IRScNB n° b3609. Left lateral view of a carapace. x115.
- Fig. 8 - *Healdianella?* sp. indet. KYA11. Fr. IRScNB n° b3610. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x90.
- Fig. 9 - *Bairdiocypris* nov. sp. A. KYA11. Fr. IRScNB n° b3611. Carapace. a. Right lateral view. x100. b. Dorsal view. x110.
- Fig. 10 - *Bairdiocypris* nov. sp. B, aff. *angulata* JAMBULOVA in litt. *sensu* KOTSCHETKOVA & JAMBULOVA, 1987. KYA29. Fr. IRScNB n° b3612. Carapace. a. Right lateral view. b. Ventral view. x80.
- Fig. 11 - *Bairdiocypris* sp. C. KYA29. Fr. IRScNB n° b3613. Right lateral view of a broken carapace. x70.
- Fig. 12 - *Bairdiohealdites gregalis* ROZHDESTVENSKAJA, 1972. KYA4. Fr. IRScNB n° b3614. Right valve. x50.
- Fig. 13 - *Bairdiohealdites* sp. A, aff. *gregalis* ROZHDESTVENSKAJA, 1972 *sensu* CASIER *et al.* (1999). KYA29. Fr. IRScNB n° b3615. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x60.
- Fig. 14 - *Healdiacypris* sp. A. KYA11. Fr. IRScNB n° b3616. Carapace. a. Right lateral view. x110. b. Dorsal view. x120.
- Fig. 15 - *Orthocypris cf. exemplaris* ROZHDESTVENSKAJA, 1972. KYA39. Fr. IRScNB n° b3617. Left lateral view of a carapace. x70.
- Fig. 16 - *Orthocypris* sp. A *sensu* BECKER, 1971. KYA29. Fr. IRScNB n° b3618. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 17 - *Orthocypris parilis* ROZHDESTVENSKAJA, 1972. KYA12. Fr. IRScNB n° b3619. Fragment of right valve. x60.
- Fig. 18 - *Decoranewsomites multicavus* (ROZHDESTVENSKAJA, 1972). KYA29. Fr. IRScNB n° b3620. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x75.
- Fig. 19 - *Micronewsomites natus* (ROZHDESTVENSKAJA, 1972). KYA11. Fr. IRScNB n° b3621. Right lateral view of a carapace. x145.

Plate II

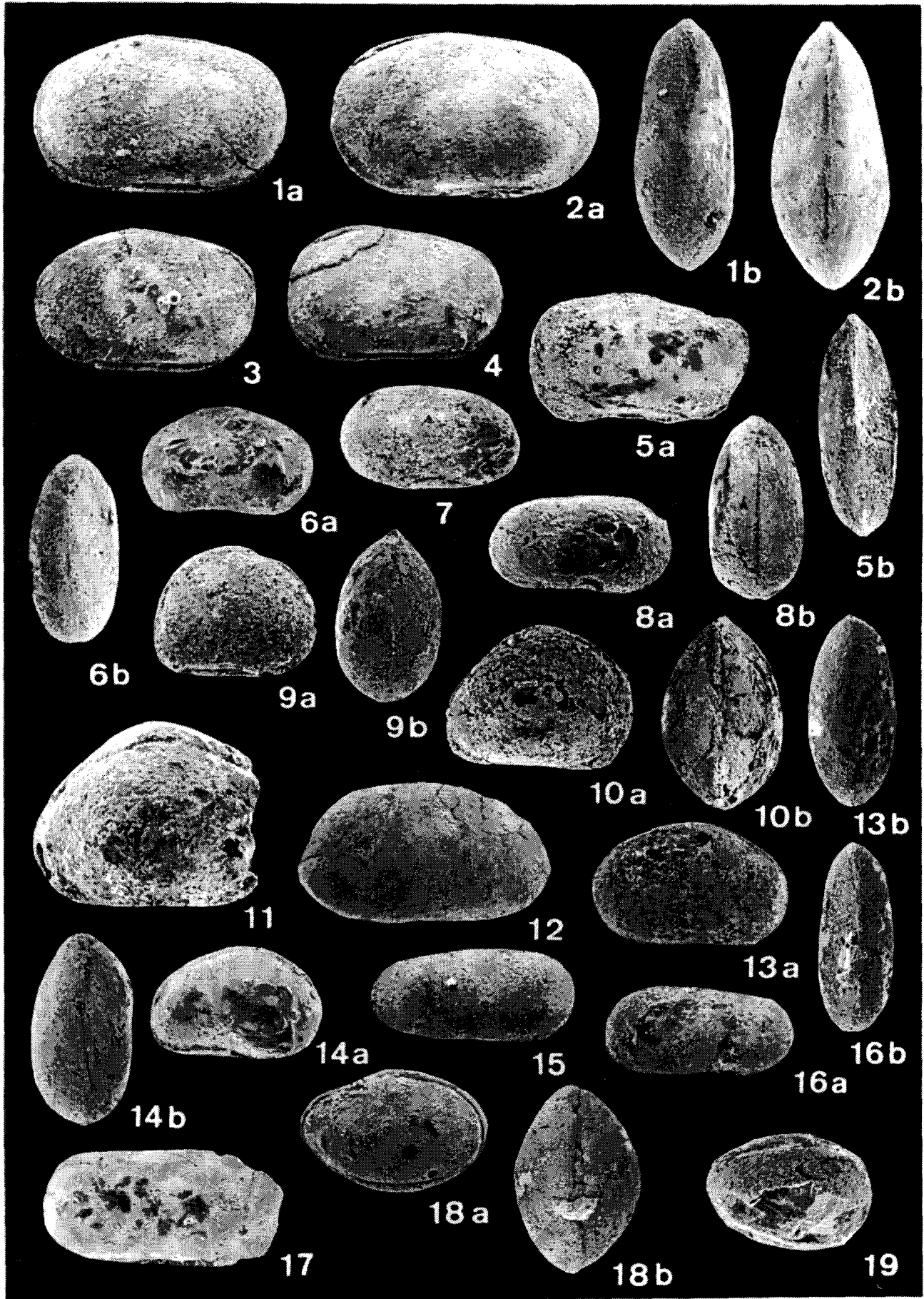


PLATE III

- Fig. 1 - *Ampuloides kellerwaldensis* CASIER & LETHIERS, 1999. KYA29. Fr. IRScNB n° b3622. Right lateral view of a carapace. x105.
- Fig. 2 - *Acratia badwildungensis* CASIER & LETHIERS, 1999. KYA62. Fa. IRScNB n° b3623. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 3 - *Acratia evlanensis* EGOROV, 1953. KYA4. Fr. IRScNB n° b3624. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 4 - *Acratia nevadaensis* CASIER & LETHIERS, 1997. KYA29. Fr. IRScNB n° b3625. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x60.
- Fig. 5 - *Acratia silincula* POLENOVA, 1953. KYA29. Fr. IRScNB n° b3626. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x90.
- Fig. 6 - *Acratia* nov. sp. A, aff. *silincula* POLENOVA, 1953 *sensu* CASIER & LETHIERS, 1998. KYA39. Fr. IRScNB n° b3627. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 7 - *Acratia* nov. sp. B, aff. sp. 39 BRAUN, 1968. KYA8. Fr. IRScNB n° b3628. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x50.
- Fig. 8 - *Acratia* nov. sp. C, aff. *longa* ZASPELOVA, 1955. KYA11. Fr. IRScNB n° b3629. Right lateral view of a carapace. x90.
- Fig. 9 - *Acratia supina* POLENOVA, 1953. KYA11. Fr. IRScNB n° b3630. Right lateral view of a carapace. x80.
- Fig. 10 - *Acratia supinaeformis* LETHIERS, 1981. KYA29. Fr. IRScNB n° b3631. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x60.
- Fig. 11 - *Acratiidae* nov. sp. A. KYA29. Fr. IRScNB n° b3632. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 12 - *Famenella declivis* LETHIERS & CASIER, 1996. KYA19. Fr. IRScNB n° b3633. Carapace. a. Left lateral view. x105. b. Ventral view. x100.
- Fig. 13 - *Famenella?* nov. sp. A *sensu* CASIER & LETHIERS, 1998. KYA29. Fr. IRScNB n° b3634. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 14 - *Bairdia* (*R.*) *sanctacrucensis* nov. sp. Holotype. KYA29. Fr. IRScNB n° b3635. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 15 - *Bairdia* (*R.*) *sanctacrucensis* nov. sp. Paratype A. KYA11. Fr. IRScNB n° b3636. Right lateral view of a carapace. x95.
- Fig. 16 - *Bairdia* (*R.*) *sanctacrucensis* nov. sp. Paratype C. KYA11. Fr. IRScNB n° b3638. Right lateral view of a carapace. x105.

Plate III

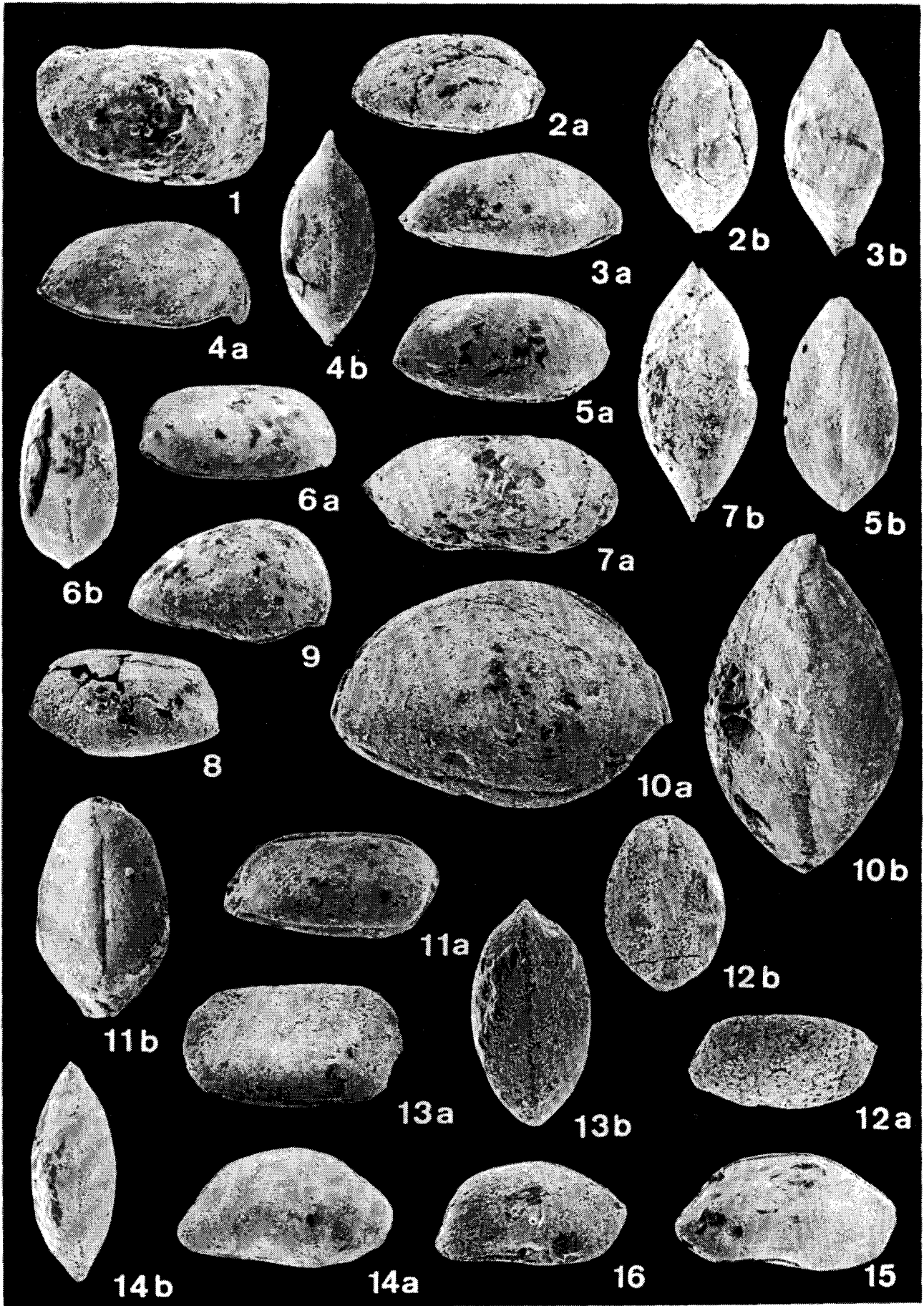


PLATE IV

- Fig.1 - *Bairdia (R.) manifesta* ROZHDESTVENSKAJA & TSCHIGOVA, 1972. KYA62. Fa. IRScNB n° b3639. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x50.
- Fig. 2 - *Bairdia (R.) kelleri* EGOROV, 1953. KYA29. Fr. IRScNB n° b3640. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 3 - *Bairdia (R.)* cf. *eleziana* EGOROV, 1953 *sensu* CASIER & LETHIERS, 1999. KYA91. Fa. IRScNB n° b3641. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x60.
- Fig. 4 - *Bairdia (R.)* sp. A, aff. *altodorsualis* CASIER & LETHIERS, 1998. KYA19. Fr. IRScNB n° b3642. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x80.
- Fig. 5 - "*Bairdia*" nov. sp. A. KYA11. Fr. IRScNB n° b3643. Carapace. a. Right lateral view. x105. b. Dorsal view. x115.
- Fig. 6 - "*Bairdia*" nov. sp. B. KYA11. Fr. IRScNB n° b3644. Right lateral view of a carapace. x115.
- Fig. 7 - "*Bairdia*" nov. sp. C. KYA11. Fr. IRScNB n° b3645. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x105.
- Fig. 8 - *Bairdiacypris anteroangulosa* CASIER & LETHIERS, 1997. KYA29. Fr. IRScNB n° b3646. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 9 - *Bairdiacypris sobiekurowiensis* (OLEMPKA, 1979). KYA11. Fr. IRScNB n° b3647. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x80.
- Fig. 10 - *Bairdiacypris martinae* CASIER & LETHIERS, 1987. KYA29. Fr. IRScNB n° b3648. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x90.
- Fig. 11 - *Bairdiacypris* cf. *vaga* BUSCHMINA, 1975 *sensu* KOTSCHETKOVA & JAMBULATOVA (1987). KYA29. Fr. IRScNB n° b3649. Carapace. a. Right lateral view. x65. b. Dorsal view. x75.
- Fig. 12 - *Bairdiacypris* nov. sp. A, cf. *virga* BUSCHMINA, 1969 *sensu* KOTSCHETKOVA & JAMBULATOVA (1987). KYA29. Fr. IRScNB n° b3650. Carapace. a. Right lateral view. b. Dorsal view. x75.
- Fig. 13 - *Bairdiacypris* gr. *irregularis* (POLENOVA, 1953). KYA39. Fr. IRScNB n° b3651. Carapace. a. Left lateral view. b. Dorsal view. x80.
- Fig. 14 - *Bairdiacypris* cf. n. sp. B LETHIERS, 1981. KYA29. Fr. IRScNB n° b3652. Carapace. a. Right lateral view. x60. b. Dorsal view. x70.
- Fig. 15 - *Bairdiacypris* nov. sp. C. KYA15. Fr. IRScNB n° b3653. Left valve. x50.
- Fig. 16 - *Cryptophyllus* sp. indet. KYA66. Fa. IRScNB n° b3654. Fragment of a valve. x65.

Plate IV

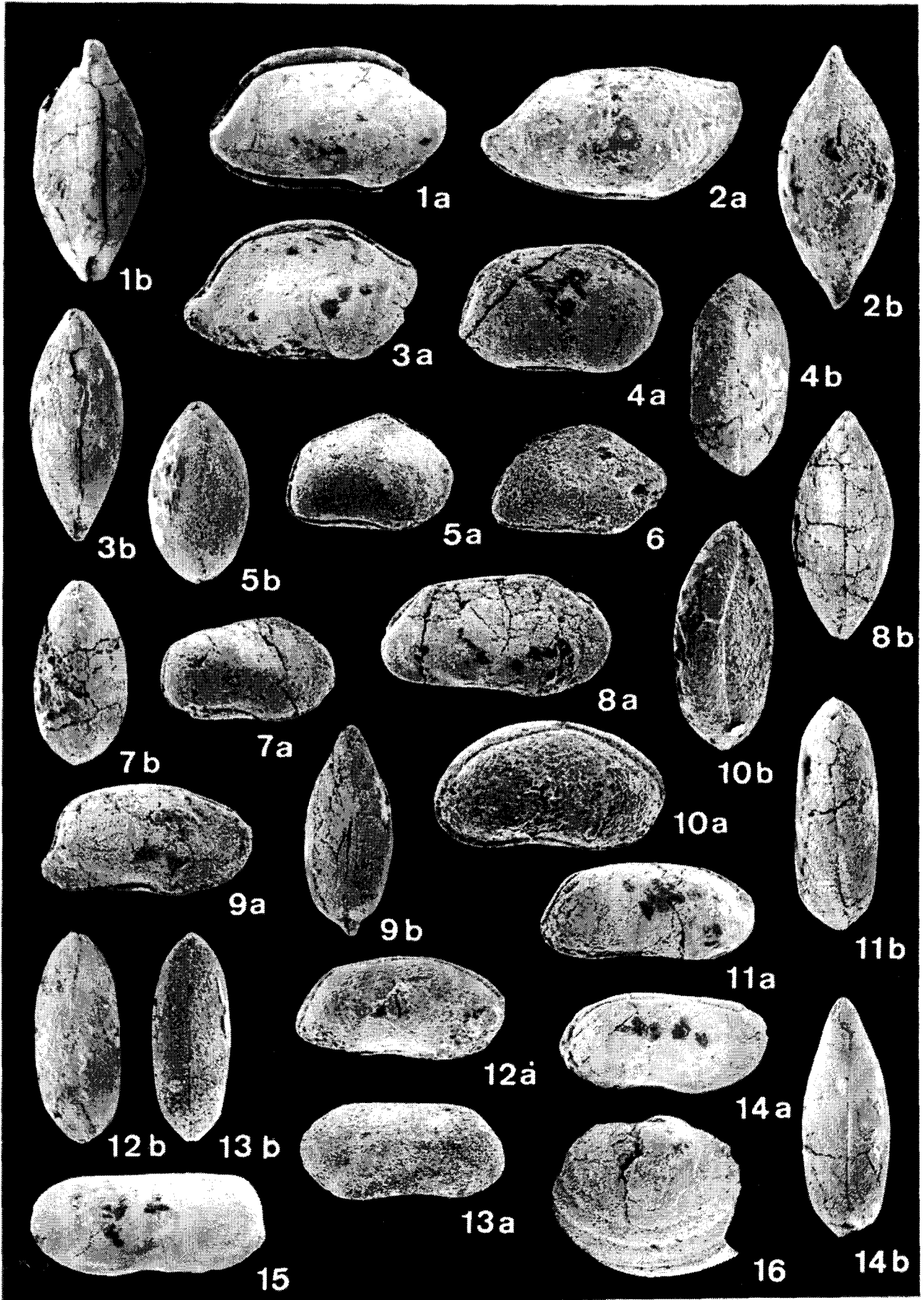


PLATE V

Upper Devonian (Late Frasnian to Early Famennian) calcareous sediments in the Kostomloty Hills, Holy Cross Mountains, Poland. Microfacies.

Fig. 1 - Microfacies 1 (or MF1): bioturbated bioclastic packstone composed of dascycladacean algae fragments, a few Foraminifera (*Eonodosaria* in the center of the picture), ostracods, tentaculids. Thin section KYA 39. Scale bar 1 mm.

Fig. 2 - Microfacies 2 (or MF2): micritic to microsparitic packstone enriched in tentaculids, ostracods, a few Foraminifera, calcispheres and dascycladaceans algae. The matrix contains numerous peloids. Thin section KYA 29". Scale bar 1 mm.

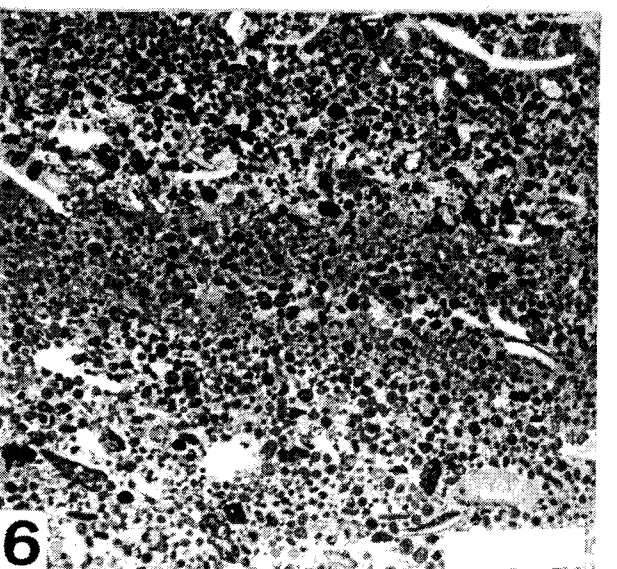
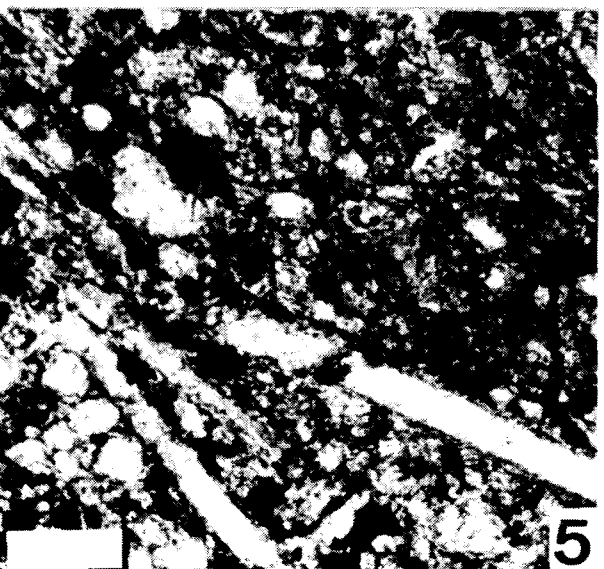
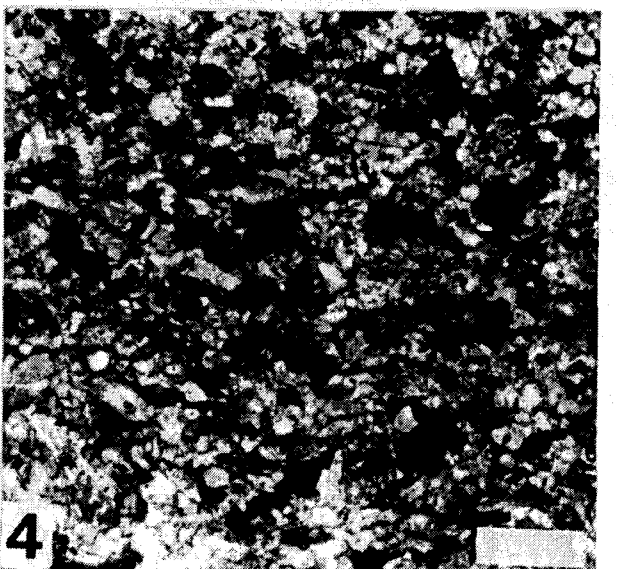
Fig. 3 - Microfacies 3 (or MF3): micritic packstone containing abundant small-sized peloids, numerous fragments of dascycladacean algae (*Issinella* essentially) as well as few Foraminifera, brachiopods, ostracods and calcispheres. Thin section KYA 3. Scale bar 1 mm.

Fig. 4 - Microfacies 4 (or MF4): dascycladacean packstone enriched in fragments of *Issinella* with brachiopods, crinoids, calcispheres, trilobites, ostracods, and peloids. Thin section KYA 23. Scale bar 250 μ m.

Fig. 5 - Microfacies 5 (or MF5): coarse grained dascycladacean grainstones and bafflestones dominated by algal fragments of *Issinella* (up to several mm in size). Thin section KYA 48. Scale bar 1 mm.

Fig. 6 - Microfacies 6 (or MF6): packstones and grainstones enriched in ooids, peloids, lumps, intraclasts with brachiopods, crinoids, molluscs, ostracods, trilobites, green and red algal fragments and coated grains. The microfacies is poorly laminated. Thin section KYA 60. Scale bar 0,5 cm.

Plate V



BU
LILLE I

PLATE VI

Upper Devonian (Late Frasnian to Early Famennian) calcareous sediments in the Kostomloty Hills, Holy Cross Mountains, Poland. Microfacies

Fig. 1 - Microfacies 6 (or MF6): ooidal grainstone composed of radial-concentric ooids, superficial and radial ooids, algal lumps and coated grains. Ooids are spherical, elongated or irregularly bumpy, with a general tendency to attain sphericity. Thin section KYA 85''. Scale bar 250 μm .

Fig. 2 - Microfacies 7 (or MF7): fine peloidal grainstones with calcispheres and ostracods. Thin section KYA 86. Scale bar 250 μm .

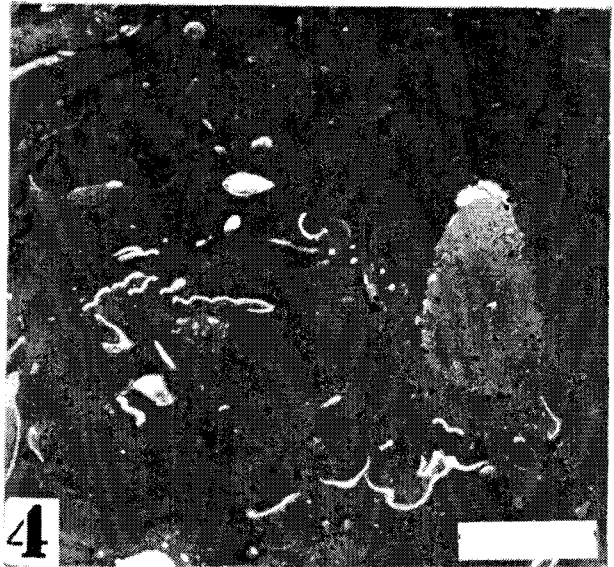
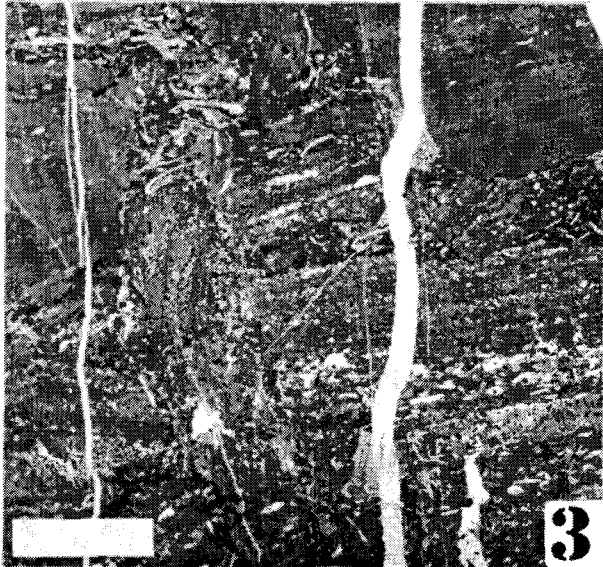
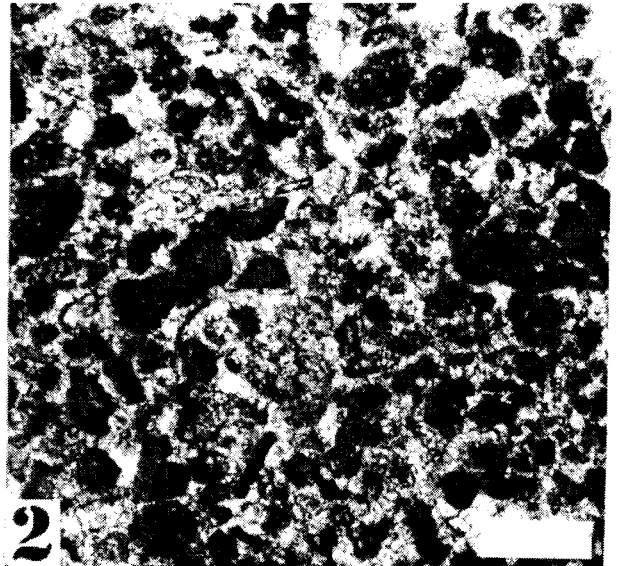
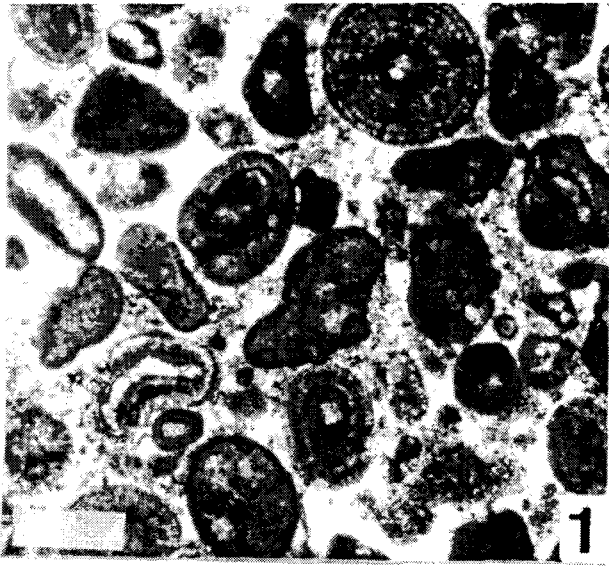
Fig. 3 - Microfacies 8 (or MF8): alternation of thin peloidal packstone laminae and thicker peloidal laminae containing numerous molds of molluscan shells, small ostracods, calcispheres and lumps. These laminae are sometimes interrupted by large fissures (several mm width, left part of the picture) filled with numerous molluscs, crinoids, peloids, lumps and angular breccia fragments of the same microfacies in all positions including vertical ones. Thin section KYA 66. Scale bar 0,5 cm.

Fig. 4 - Microfacies 9 (or MF9): bioturbated wackestones with trilobites, connected spicule sponges and perforated echinoderms. Thin section KYA 87''. Scale bar 0,5 cm.

Fig. 5 - Microfacies 10 (or MF10): polygenic conglomeratic limestone composed of angular to subnodular intraclasts (up to several cm in length). These intraclasts consist of different microfacies including those from shoal and back-shoal environments. They are mixed with algal lumps, crinoids, brachiopods, dissolved molluscan shells and red algal remains (up to 1 cm thick, in the lower left part of the picture). Thin section KYA 92. Scale bar 0,5 cm.

Fig. 6 - Microfacies 11 (or MF11): monogenic micro-conglomerate consisting of mudstones intraclasts (up to several cm in length) containing few calcispheres and sponge spicules. Intraclasts are embedded in a spar cement which contains scarce brachiopods. The morphology of spar crystals indicates a sulphate origin (not visible at this scale). Thin section KYA 97. Scale bar 0,5 cm.

Plate VI



CHAPITRE 9

CONCLUSIONS

Chapitre 9

Les Conclusions

9.1. L'extinction F/F: un scénario complexe 'peu médiatique'

Parmi les cinq extinctions majeures, celle de la limite Frasnien-Famennien (FF) est une des moins connue des médias. Pourtant c'est bien pour cette limite, il y a presque 30 ans, que fût pressenti la possibilité d'un impact météoritique (McLaren, 1970). Les études chimiques (présence d'iridium, etc...) ont rapidement montré qu'un tel impact était improbable. Par contre, l'idée de l'impact a fait son chemin et aboutit une dizaine d'années plus tard (Alvarez et al., 1980) comme étant la cause la plus probable pour expliquer la fameuse crise biologique à la limite Crétacé/Tertiaire ou 'K/T'. Le scénario catastrophique de la disparition 'médiatique' des dinosaures ne cesse depuis de se confirmer par la découverte de nouvelles preuves. Cette crise 'K/T' a quelque peu laissé dans l'ombre les géologues travaillant sur les autres extinctions majeures.

C'est particulièrement le cas de la crise FF pour laquelle aucun scénario ni médiatique, ni même cohérent n'existe à l'heure actuelle. La plupart des acteurs privilégient une piste à l'exclusion des autres ou tout simplement ne se prononcent pas. Ayant parcouru l'ensemble de la littérature consacrée à ce sujet il m'est en effet apparu qu'aucun mécanisme simple n'était à même de rendre compte de la complexité de cette crise. Parmi l'ensemble des disciplines envisagées, il apparaît clairement que peu d'études ont privilégié l'approche sédimentologique dans les coupes de la limite FF. Ces coupes sont pourtant mondialement connues (Montagne Noire en France, Massif Schisteux Rhénan en Allemagne), fortement étudiées, mais presque exclusivement d'un point de vue paléontologique et géochimique. L'accent ayant apparemment été mis sur la disparition des organismes au voisinage de la limite FF. Sur cet aspect une recherche des problèmes paléoenvironnementaux a bien été développée comme en témoigne les multiples études paléoécologiques de nombreux groupes fossiles. Force est de constater que les conditions même à l'origine de la sédimentation n'ont pas fait l'objet d'analyses systématiques.

Suite aux découvertes de l'iridium dans de nombreuses coupes 'K/T' dans les années 80, la recherche de cet élément a été entreprise de manière systématique pour toutes les extinctions majeures y compris celle de la transition FF. Les résultats bien que négatifs apparaissent très contradictoires: certains auteurs ont trouvé de l'iridium, d'autres estiment que cet iridium n'est pas significatif. Il m'apparaît que cette controverse est en grande partie liée à la méconnaissance des conditions de dépôt des sédiments FF: les teneurs en iridium peuvent par exemple s'interpréter différemment suivant les taux de sédimentation. Ces problèmes sont rarement discutés dans les publications concernant la découverte d'anomalies géochimiques. Le problème reste donc entier avec l'analyse paléontologique: l'étude des différents groupes fossiles infère sur des paramètres sédimentologiques majeurs (eustatisme, paléoenvironnement, chimie océanique,...) pour lesquels aucuns critères sédimentologiques n'existent de sorte que la confrontation pluridisciplinaire fait le plus souvent défaut. Il en résulte de nombreuses erreurs d'interprétation ou de nombreuses incohérences non résolues.

9.2. L'extinction F/F: sédimentologie en milieux peu profonds et profonds

Ce travail tente d'apporter des données sédimentologiques systématiques à partir de nombreuses coupes FF. Ces données sont alors confrontées à celles des autres disciplines et des modèles d'explication de la crise qui y sont associés. La compréhension de la 'totalité' des phénomènes sédimentologiques présents au moment de la crise implique l'étude des séries marines tant peu profondes que profondes. Cette manière d'aborder le problème permet de cerner l'ensemble des évolutions depuis les milieux de plates-formes internes jusqu'aux milieux de bassins profonds. Les séries FF de Belgique (5 coupes), de Pologne (2 coupes) et du Canada (2 coupes) furent retenues et se caractérisent par des lithologies fort différentes: siliciclastiques en Belgique et carbonates dans les autres. Les environnements sont de rampe externe à médiane (Belgique) et de plates-formes internes (Pologne et Canada). Ces domaines peu profonds sont régulièrement soumis à des tempêtes qui ont déplacé de nombreux organismes. Leur étude paléontologique hors contexte est à la base d'interprétations sujettes à discussion voire à controverse. Au total 11 microfaciès sont reconnus depuis les milieux marins situés sous la zone d'action des vagues (wackestones et packstones à fragments de dascycladacées) jusqu'aux milieux supratidaux pré-évaporitiques (packstones et conglomérats monogéniques à calcisphères). L'analyse séquentielle de la coupe de Kostomloty (Pologne) souligne une évolution régressive très nette à la base du Famennien. Cette baisse eustatique a également été mise en évidence dans les autres coupes peu profondes, et a pu être estimée à une dizaine de mètres à Kostomloty. Le passage FF dans cette dernière coupe montre au moins la superposition de deux événements sédimentaires majeurs: importante baisse eustatique couplée à l'installation d'environnements pré-évaporitiques. Ces deux événements se placent juste après la période d'extinction globale des organismes et malgré leur importance ne doivent pas être pris pour la cause de l'extinction. Ils jouent cependant un rôle dans la distribution des organismes en maintenant sur de plus longues périodes de 'fausses disparitions'.

Les séries profondes sont hémipélagiques à pélagiques et ont été étudiées en Montagne Noire (2 coupes), dans le Massif Schisteux Rhénan (2 coupes) et en Pologne (1 coupe). La coupe de Coumiac (Montagne Noire) est sans conteste la plus célèbre puisqu'elle constitue le limitotype FF. Ces séries plus profondes sont fortement condensées et recouvrent donc une large gamme de temps ce qui permet de comprendre l'évolution des processus sédimentaires à plus long terme et leurs liens éventuels avec les données des autres disciplines. Leur analyse a montré la présence de seulement quatre microfaciès majeurs dont la courbe d'évolution permet pour certaines d'identifier les cortèges sédimentaires au niveau du 3^{ème} ordre eustatique. Les microfaciès reconnus sont les suivants: le MF1 est constitué de mudshales et de mudstones à radiolaires, le MF2 consiste en wackestone et bafflstones à éponges, le MF3 est laminaire et composé de wackestones et packstones riches en tentaculites, ammonoïdes et lamellibranches, le MF4 consiste en packstones crinoïdiques. La séquence standard des microfaciès est surtout basée sur l'interprétation des principales structures sédimentaires (tempestites, granoclassements, granulométrie) et représente une évolution suivant un gradient de type distal-proximal. Le MF1 représente l'environnement le plus profond situé sous la zone d'action des vagues de tempêtes (ou ZAT) et en dehors de tout système de turbidite. Les MF 2 et 3 représentent des milieux situés à proximité de la base de la ZAT. Le MF4 est situé dans la ZAT. La plupart des bafflstones à éponges du MF2 sont en place alors

que les MF3 consistent en communautés hémipélagiques (tentaculites-ammonoïdes) fortement remaniées. Ces faciès sont situés sous la zone photique. L'analyse détaillée des microfaciès montre que l'environnement est sensiblement plus profond dans les coupes allemandes ainsi qu'à La Serre par rapport à celui de Coumiac. Les Horizons Kellwassers, d'extension mondiale, ont d'ailleurs été définis en Allemagne et correspondent dans ce contexte aux faciès les plus profonds et caractérisent des environnements anoxiques très marqués.

9.3. L'extinction F/F: stratigraphie séquentielle et résolution temporelle

La stratigraphie séquentielle des coupes profondes est difficile suite aux problèmes de condensation des séries. Néanmoins, un modèle a pu être développé dans les coupes allemandes: les couches de transition FF, épaisses d'une dizaine de mètres seulement, montre la succession de 7 cortèges sédimentaires: cortège transgressif (TST, Zone à Early *rhenana pro parte*), cortège de haut niveau marin (HST, base de la Zone à Late *rhenana*), cortège de bas niveau marin (LST, Zone à Late *rhenana pro parte*), cortège transgressif (TST, sommet de la Zone à Late *rhenana* et Zone à *linguiformis pro parte*), cortège de haut niveau marin (HST, sommet de la Zone à *linguiformis*), cortège de bas niveau marin (LST, depuis la limite FF jusqu'au milieu de la Zone à Middle *triangularis*) et cortège transgressif (TST, fin de la Zone à *triangularis*). Deux limites de séquences de 3^{ème} ordre sont donc présentes, elles coïncident avec le sommet des Horizons Kellwassers. Une limite de séquence à l'échelle du 3^{ème} ordre est observée à la limite FF. Les horizons Kellwassers correspondent dans ce modèle à des cortèges de haut niveau marin. Il faut insister ici sur le fait que c'est la première fois qu'un modèle séquentiel est établi en Europe dans les séries condensées de la limite FF. Sur base d'analyses géochimiques et d'approches sédimentologiques, les Kellwassers avaient été interprétés auparavant comme représentant des niveaux transgressifs. Notre interprétation séquentielle montre exactement la place qu'ils occupent dans l'évolution eustatique du 3^{ème} ordre. L'analyse des microfaciès a également mis en évidence la succession de cycles transgressifs et régressifs d'échelle inframétrique. Ces cycles du 4^{ème} ou du 5^{ème} ordre ne peuvent être interprétés en terme séquentiel à ces échelles suite à la condensation des séries. Généralement, une zone à conodontes renferme de 1 à 3 cycles. L'enregistrement temporel est donc très mauvais comme l'indique également l'abondance des niveaux de hardgrounds à Coumiac et des joints argileux en Allemagne. Ainsi, le limitotype de Coumiac où plus d'une vingtaine de hardgrounds ont été mis en évidence dans ce travail constitue sans nul doute un mauvais choix: la série étant largement incomplète et discontinue. Le parastratotype de Steinbruch Schmidt de par l'abondance des joints argileux séparant les bancs présente également une série incomplète.

La stratigraphie séquentielle des coupes 'profondes' incite donc à la plus grande prudence pour l'étude de l'évolution et de l'extinction des organismes. La condensation ces séries donne l'impression de bien observer les évolutions majeures des organismes alors qu'une analyse prenant en compte les nombreuses lacunes pourrait révéler un autre schéma. Rappelons que les cycles du 4^{ème} ou du 5^{ème} ordre sont dans les séries étudiées d'épaisseur inframétriques et correspondent à des durées 'virtuelles' allant de plusieurs 100.000 ans (une partie d'une zone à conodontes) à 500.000 - 700.000 ans pour certains d'entre eux en fonction des zones à conodontes.

A partir de l'analyse stratigraphique du 3^{ème} ordre, l'évolution eustatique du 2^{ème} ordre a pu être établie. Elle recoupe celle mise en évidence par Johnson et al. (1985) pour l'ensemble de la plaque euraméricaine. La limite FF se situe au maximum transgressif du Dévonien et constitue un haut niveau marin à l'échelle mondiale. Une régression caractérise le Famennien Inférieur.

9.4. L'extinction F/F: stratigraphie séquentielle et ré-évaluations paléontologiques

L'ensemble de nos données de stratigraphie séquentielle permet de reconsidérer ou d'éclaircir certains travaux paléontologiques récemment publiés. En ce qui concerne par exemple les conodontes, l'arrivée brutale des *Icriodus* à la transition FF des coupes profondes (Sandberg *et al.*, 1988 ; Girard et Feist, 1997) et le changement de biofaciès observé de part et d'autre de la limite s'accorde bien avec l'évolution des cortèges sédimentaires. Le changement de biofaciès correspond à la régression de la base du Famennien qui montre le passage d'un HST à un LST. L'augmentation du pourcentage d'*Icriodus* au sein de l'UKH et le pourcentage maximal observé à la base du Famennien souligne la diminution du niveau marin à la transition HST/LST. La régression démarre déjà dans le cortège de haut niveau marin (Van Wagoner *et al.*, 1988) et culmine à la base du Famennien dans le cortège de bas niveau marin.

L'analyse des biofaciès de Girard et Feist (1997) a également été réinterprété à la lumière de nos résultats. Considérons uniquement les bancs ceinturant la limite FF à Coumiac où une augmentation en *Palmatolepis* sous l'UKH indique selon ces auteurs un approfondissement du niveau marin, où un biofaciès à Polygnathidés-Icriodidés apparaît pendant le dépôt de l'UKH et indique une diminution du niveau marin, et où le premier banc famennien s'accompagne d'une nouvelle augmentation des *Palmatolepis* indiquant une seconde transgression. Les données de stratigraphie séquentielle de notre étude confrontée aux données des conodontes montrent, au contraire, que le changement de biofaciès se produit à la transition FF et qu'il correspond au passage HST/LST et donc qu'il indique une régression. Celle-ci est d'ailleurs confirmée par l'apparition et l'augmentation en *Icriodus* dans l'UKH ainsi que par le pourcentage maximal en *Icriodus* observé à la base du Famennien. L'UKH et la base du Famennien ne correspondent donc pas, respectivement, à une chute du niveau marin et à un événement transgressif comme le suggérait Girard et Feist (1997).

9.5. L'extinction F/F: approche pluridisciplinaire (susceptibilité magnétique - argiles)

Les résultats sédimentologiques ont ensuite été complétés ou élargis par des analyses systématiques du cortège argileux et par l'analyse de la susceptibilité magnétique.

Le cortège argileux est très peu diversifié et dominé par l'illite et la kaolinite qui représentent environ 85 % des minéraux de la fraction argileuse associée aux carbonates. Le cortège des shales est de même type avec plus d'illite. Les autres minéraux argileux consistent en interstratifiés illite/smectite, en chlorite et pseudo-smectite (ce dernier minéral uniquement à Coumiac). Quelle que soit l'indice de cristallinité des illites mesurés dans

consistent en interstratifiés illite/smectite, en chlorite et pseudo-smectite (ce dernier minéral uniquement à Coumiac). Quelle que soit l'indice de cristallinité des illites mesurés dans toutes les coupes, la composition des illites reste la même, à savoir celle de phengite. Le matériel illitique correspond dans tous les cas à un mélange d'illite et d'interstratifiés I/S avec un type d'interstratification ISII < 15 % en feuillets gonflants. Ce cortège argileux pourrait traduire à l'échelle globale, qui est celle de l'ensemble des coupes, un climat chaud et humide. Le matériel argileux est délivré dans les bassins sous forme de détritiques dans les plate-formes internes avant d'être remis en mouvement lors des tempêtes et déposés plus au large. Ces derniers ne sont que peu affectés par l'évolution diagénétique bien que dans les cas extrêmes d'enfouissement l'illite devient encore plus abondante et s'accompagne de chlorite ferrifère (exemple de la coupe de Steinbruch Benner). L'évolution diagénétique des différentes coupes a également été contrainte par les indices d'altération des conodontes d'après la littérature. L'examen détaillé des cortèges argileux montre que le seul changement significatif a lieu au Frasnien Moyen où la kaolinite devient plus abondante. Cette période souligne un changement climatique vers un pôle plus humide. La limite FF ne montre par contre aucun changement significatif du cortège argileux à l'exception des coupes polonaises où la kaolinite semble disparaître du cortège argileux. L'épaisseur des coupes étudiées est trop faible et ne permet pas d'établir l'assemblage minéralogique plus haut dans le Famennien.

Les mesures de susceptibilité magnétique mettent en évidence de nombreuses fluctuations de 2^{ème} ordre (de susceptibilité magnétique) qui peuvent s'interpréter en termes de variations eustatiques du niveau au 3^{ème} ordre (cortèges sédimentaires). Ces interprétations se sont révélées précieuses pour suivre les variations du niveau marin surtout dans les coupes situées dans les milieux condensés. L'analyse de stratigraphie séquentielle a montré ses limites dans ce type de séries et l'outil de susceptibilité magnétique non seulement permet de résoudre ce point dans la majorité des cas, mais ouvre une nouvelle voie dans la recherche de corrélations chronostratigraphiques à toutes les échelles possibles. A l'échelle du 1^{er} ordre de susceptibilité magnétique, la série FF présente la même évolution du signal magnétique à l'échelle globale: valeurs décroissantes et faibles au Frasnien et croissantes et élevées au Famennien. Ces données rejoignent l'évolution de la courbe eustatique de 2^{ème} ordre de Johnson *et al.* (1985) : transgression au Frasnien et régression au Famennien. L'analyse des argiles permet d'écarter les minéraux diamagnétiques comme étant responsables du signal magnétique, et en l'absence des minéraux paramagnétiques liés aux roches magmatiques, ce sont bien les minéraux ferromagnétiques (magnétite, goethite, hématite notamment) qui rendent compte des valeurs de susceptibilité magnétique. Ces minéraux sont bien connus en tant que détritiques dans d'autres séries géologiques (Quaternaire ou Dévonien ...) et leur présence dans les sédiments marins est liée à une reprise de l'érosion continentale. Cette dernière résulte soit d'une activité tectonique majeure, soit de l'altération climatique principalement sous climats froids et glaciaires. Bien que nos coupes étaient toutes situées en zones intertropicales, les données de la littérature ne mentionnent pas d'événements glaciaires avant le Famennien terminal. Il reste donc l'hypothèse tectonique qui dans ce cas pourrait être liée à l'orogénèse acadienne lors du soulèvement des Appalaches. La baisse eustatique de 2^{ème} ordre à la base du Famennien pourrait également souligner cet événement tectonique.

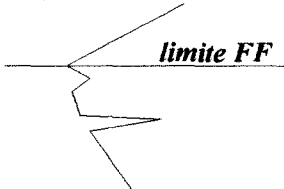

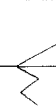

9.6. L'extinction F/F: synthèse en tableaux

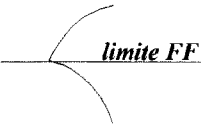


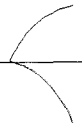
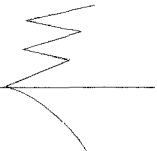
<i>Critères</i>	<i>Coumiac</i>	<i>La Serre</i>	<i>St. Schmidt</i>	<i>St. Benner</i>
<i>milieu de dépôt</i>	rampe distale hémipélagique	bassin	rampe distale hémipélagique	rampe distale hémipélagique
<i>bathymétrie</i>	inférieure à 200 m	supérieure à 200 m	environ 200 m	environ 200 m
<i>condensation</i>	forte	moins forte	forte	forte
<i>hardgrounds</i>	abondants	peu	peu	peu
<i>joints argileux</i>	peu	peu	abondants	abondants
<i>épaisseur de l' intervalle entre les Kellwassers</i>	3,7 m	au moins 4 m	2,3 m	1,2 m
<i>bactéries: présence</i>	ferro-oxydantes abondantes	oui	non	non
<i>microfaciès</i>	4 microfaciès	4 microfaciès	4 microfaciès	4 microfaciès
<i>caractéristique de la limite FF</i>	brèche à nodules d'éponges	?	brèche à nodules d'éponges	brèche à nodules d'éponges
<i>nombre de cycles/nombre de cortèges sédimentaires</i>	impossible à déterminer	?cycles / 4 cortèges	11 cycles / 7 cortèges	8 cycles / 7 cortèges

<i>Critères</i>	<i>Kostomloty</i>	<i>Psie Gorki</i>	<i>Kowala</i>	<i>Belgique</i>	<i>Canada</i>
<i>milieu de dépôt</i>	plate-forme interne	plate-forme interne	talus-bassin	rampe externe à médiane	plate-forme interne
<i>bathymétrie</i>	0-30 m	10-40 m	> 100 m	50-100 m	1-50 m
<i>condensation</i>	non	non	non	non	non
<i>hardgrounds</i>	aucun	1 à la limite FF	aucun	aucun	aucun
<i>joints argileux</i>	aucun	aucun	aucun	aucun	aucun
<i>épaisseur de l' intervalle entre les Kellwassers</i>	impossible à déterminer	impossible à déterminer	> 40 m	> 50 m	> 70 m
<i>bactéries: présence</i>	non	non	non	non	oui
<i>microfaciès</i>	11 microfaciès	4 microfaciès	4 microfaciès	7 microfaciès	11 microfaciès
<i>caractéristique de la limite FF</i>	niveaux conglomératiques	hiatus	tempestites distales	tempestites proximales	stromatolithes et oncoïdes
<i>nombre de cycles/nombre de cortèges sédimentaires</i>	? cycles/ 2 cortèges	? cycles / 2 cortèges	? cycles / 2 cortèges	? cycles / 2 cortèges	? cycles/ 6 (?) cortèges

<i>Critères</i>	<i>Coumiac</i>	<i>La Serre</i>	<i>St. Schmidt</i>	<i>St. Benner</i>
<i>cortège minéralogique (argiles)</i>	illite 65-100 % kaolinite 0-30 % interstratifiés I/S 0-10 % smectite 0-10 %	illite 90-100 % kaolinite 0-10 % interstratifiés I/S 0-10 %	illite 50-90 % kaolinite 10-50 % interstratifiés I/S 0-30 % chlorite 0-5 %	illite 75-90 % interstratifiés I/S 0-15 % chlorite 10-25 %
<i>climat</i>	chaud et humide	chaud et humide	chaud et humide	influence diagénétique
<i>composition illite</i>	IC 0,79 Ei phengite Ir illite et I/S type ISII < 15 % en feuillets smectitiques	IC > 1.0 Ei phengite Ir illite et I/S type ISII < 15 % en feuillets smectitiques	IC 0,47 Ei phengite/muscovite Ir illite et I/S type ISII < 15 % en feuillets smectitiques	IC 0,42 Ei phengite Ir illite et I/S type ISII < 15 % en feuillets smectitiques
<i>CAI (littérature)</i>	2-2.5	< 2	3-4	3.5
<i>T° d'enfouissement</i>	< à 80-100°C	< à 80-100°C	< à 210°C	proche de 210°C
<i>origine des argiles</i>	détritisme (en grande partie)	détritisme (en grande partie)	détritisme (en grande partie)	diagenèse

Critères	Kostomloty	Psie Gorki	Kowala	Belgique	Canada
cortège minéralogique (argiles)	illite 65-100 % kaolinite 0-35 % interstratifiés I/S 0-5 % chlorite 0-5 %	illite 70-100 % kaolinite 0-25 % interstratifiés I/S 0-15 %	illite 55-100 % kaolinite 0-30 % interstratifiés I/S 0-10 % chlorite 0-10 %	illite 40-75 % chlorite 25-40 %	illite 85-100 % kaolinite 0-10 % interstratifiés I/S 0-5 % chlorite 0-10 %
climat	chaud et humide	chaud et humide	chaud et humide	influence diagénétique	influence diagénétique - chaud -
composition illite	IC 0,71 Ei phengite Ir illite et I/S type ISII < 15 % en feuillets smectitiques	IC 0,684 Ei phengite Ir illite et I/S type ISII < 15 % en feuillets smectitiques	IC 0,684 Ei phengite Ir illite et I/S type ISII < 15 % en feuillets smectitiques		
CAI (littérature)	1.5	2	3-3.5	à déterminer	inconnu
T° d'enfouissement	< à 80-100°C	< à 80-100°C	< à 80-100°C	< à 210°C	à déterminer
origine des argiles	détritisme (en grande partie)	détritisme (en grande partie)	détritisme (en grande partie)	diagenèse	diagenèse

<i>Critères</i>	<i>Coumiac</i>	<i>La Serre</i>	<i>St. Schmidt</i>	<i>St. Benner</i>
<i>courbe de SM</i>				
<i>gamme de SM</i>	18.5 à 2050 $10^{-10} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$	-0.778 $10^{-10} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ à 814 $10^{-10} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$	61.2 à 444 $10^{-10} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$	172 à 1010 $10^{-10} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$
<i>évolution de la SM</i>	décroissante au Frasnien croissante au Famennien	décroissante au Frasnien croissante au Famennien	décroissante au Frasnien croissante au Famennien	décroissante au Frasnien
<i>évolution de la SM et comparaison avec le 2e ordre eustatisme</i>	transgression (Frasnien) régression (Famennien)	transgression (Frasnien) régression (Famennien)	transgression (Frasnien) régression (Famennien)	transgression (Frasnien) régression (Famennien)
<i>évolution de la SM et comparaison avec le 3e ordre eustatisme</i>	bon accord au Frasnien	bon accord au Frasnien	bon accord au Frasnien	bon accord au Frasnien

Critères	Kostomloty	Psie Gorki	Kowala	Belgique	Canada
courbe de SM					
gamme de SM	-1.15 10 ⁻⁹ m ³ kg ⁻¹ à 111 10 ⁻¹⁰ m ³ kg ⁻¹	-3.08 10 ⁻⁹ m ³ kg ⁻¹ à 5.15 10 ⁻¹⁰ m ³ kg ⁻¹	-7.77 10 ⁻¹⁰ m ³ kg ⁻¹ à 535 10 ⁻¹⁰ m ³ kg ⁻¹	39 à 242 10 ⁻¹⁰ m ³ kg ⁻¹	-2.26 10 ⁻⁹ m ³ kg ⁻¹ à 1390 10 ⁻¹⁰ m ³ kg ⁻¹
évolution de la SM	décroissante au Frasnien croissante au Famennien	décroissante au Frasnien et décroissante au Famennien	décroissante au Frasnien croissante au Famennien	décroissante au Frasnien croissante au Famennien	décroissante au Frasnien croissante au Famennien
évolution de la SM et comparaison avec le 2e ordre eustatisme	transgression (Frasnien) régression (Famennien)	transgression (Frasnien) ? (Famennien)	transgression (Frasnien) régression (Famennien)	transgression (Frasnien) régression (Famennien)	transgression (Frasnien) régression (Famennien)
évolution de la SM et comparaison avec le 3e ordre eustatisme	bon accord	bon accord au Frasnien	bon accord	bon accord	bon accord

9.7. L'extinction FF: conclusion principale

Au terme de ce travail, il apparaît que l'extinction des organismes est lié à un ensemble de facteurs se chevauchant probablement dans le temps et l'espace. Les faibles résolutions temporelles (biozonations) ne permettent pas un suivi précis des événements à l'échelle globale. Néanmoins il apparaît que l'évolution tectonique d'une orogénèse ai joué un rôle majeur dans la distribution des organismes à la limite FF en affectant les conditions chimiques de l'océan (anoxies), par une augmentation du détritisme (minéraux ferromagnétiques, argiles, etc...), par les variations eustatiques engendrées, et par des changements climatiques. Ces derniers commençant au Frasnien Moyen avec le développement de sols kaolinitiques indiquant la présence de reliefs marqués. Ces derniers suggèrent que les effets de l'orogénèse étaient déjà perceptibles à grande échelle dès le Frasnien Moyen. La distribution des organismes a donc été perturbée dès cette période. Bien entendu le problème reste toujours posé quant à l'influence d'autres causes possibles: les données de la littérature ne permettent pas à l'heure actuelle de prendre en considération les hypothèses volcaniques, météoritiques et climatiques (glaciations).

Le scénario tectonique (plaques et microplaques) a le mérite de rendre compte de l'ensemble des faits rapportés dans ce travail. Sa démonstration ultime reste à faire suite aux problèmes de résolutions temporelles des séries étudiés: pour ne prendre que l'exemple des limitotype et parastratotype et des coupes situés dans un même contexte sédimentaire. Il suffit de rapporter les épaisseurs de la série de bancs entre les deux Horizons Kelwassers: 1,2 m à Benner et 3,7 m à Coumiac. Dans de telles séries condensées 2,5 m représenterait donc approximativement 500.000 ans (sur base de l'estimation de la durée de la Zone à Late *Rhenana*), ce qui correspond à la différence d'épaisseur des deux séries. Autrement dit il y aurait environ 500.000 ans qui ont 'disparus' dans les joints argileux de Benner. Le problème est encore plus accru si l'on compare les épaisseurs de ces intervalles entre séries condensées et non condensées: 1,2 m pour Benner (voir ci-dessus) et 80 m (estimation) pour Roche Miette (Canada).

CHAPITRE 10

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Chapitre 10

Références Bibliographiques

A

Aigner, T. (1985).

Storm depositional systems. In: Coated Lecture Notes in Earth. Sci., 3, Springer-Verlag, 174 p.

Aldridge, R. J. (1988).

Extinction and survival in the Conodonts. In: Larwood, G. P. (editor) Extinction and Survival in the Fossil Record, Systematics Association Special Volume, 34, 231-256.

Albrecht, P., Vandembroucke, M. & Mandenque, M. (1976).

Geochemical studies on the organic matter from the Douala Basin (Cameroon). I. Evolution of the extractable organic matter and the formation of petroleum. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 40, 791-799.

Algeo, T. J. (1993).

The Middle-Late Devonian increase of land plant biomass: Source of a global biogeochemical crisis. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Abstracts*, 38.

Algeo, T. J. & Maynard, J. B. (1994).

Late Devonian black shales and extinction events : "Rooted" in the evolution of vascular land plants? *Geochemical Event Markers in the Phanerozoic, Abstracts*, 122, p. 3.

Algeo, T. J., Berner, R. A., Maynard, J. B. & Scheckler, S. E. (1995).

Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crises: "rooted" in the evolution of vascular land plants. *GSA Today*, 5 (3), 45-66.

Allan, J. R. & Matthews, R. K. (1982).

Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29, 797-817.

Alonzo-Ascarate, J., Barrenechea, J. F., Rodas, M. & Mas, J. R. (1995).

Comparative study of the transition between very low-grade and low-grade metamorphism in siliciclastic and carbonate sediments: Early Cretaceous, Cameros Basin (northern Spain). *Clay Minerals*, 30, 407-419.

Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., & Michel, H. V. (1980).

Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095-1108.

Antropov, I. (1959).

Foraminifères dévoniens de Tatarie (en russe, traduit). *Izvestia Kazansk. Filial. Akad. Nauk. SSSR, Kazan Ser. Geol.*, 7, 11-33.

Armstrong, A. K. & Mamet, B. (1977).

Carboniferous Microfacies, Microfossils and Corals, Lisburne Group, Arctic Alaska. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 849, 144p.

Arthur, M. A., Schlanger, S. O. & Jenkyns, H. C., 1987.

The Cenomannian-Turonian oceanic anoxic event, II: Palaeoceanographic controls on organic matter production and preservation. In: Brooks J. and Fleet A. J. (Editors), *Marine petroleum reservoirs*, Geological Society of London Special Publication, 26, pp. 401-420.

B

Baker, P. A., Gieskes, J. M. & Elderfield, H. (1982).

Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments – Evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr²⁺ data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 71-82.

Bandel, K. (1974).

Deep-water limestones from the Devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. *Spec. Pubs Int. Ass. Sediment.*, 1, 93-115.

Baumgartner, P. O. (1987).

Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. *Eclogae Geologiae Helvetica*, 80, 831-879.

Baumgartner, P. O. (1990).

Genesis of Jurassic Tethyan radiolarites - The example of Monte Nerone (Umbria-Marche Apennines). In: Pallini, G. *et al.* (Editors), *Atti II Conv. Int. F.E.A.*, Pergola 1987, pp. 19-32.

Bauluz Lazaro, B., Burillo, M. J. M., Fernandez-Nieto, C. & Lopez, J. M. G. (1995).

Mineralogy and geochemistry of Devonian detrital rocks from the Iberian range (Spain). *Clay Minerals*, 30, 381-394.

Becker, R. T. (1986).

Ammonoid evolution before, during, and after the "Kellwasser Event"-review and preliminary new results. In: Walliser, O. H. (Editor), *Global Bioevents. Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag, 8, pp. 181-188.

Becker, R. T. & House, M. R. (1994).

Kellwasser events and goniatite successions in the Devonian of the Montagne Noire with comments on possible causations. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 169, 45-77.

Becker, R. T., Feist, R., Flajs, G., House, M.R., & Klapper, G. (1989).

Frasnian-Famennian extinction events in the Devonian at Coumiac, southern France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 309, 259-266.

Becker, R. T., House, M. R., & Kirchgasser, W. T. (1993).

Devonian goniatite biostratigraphy and timing of facies movements in the Frasnian of the Canning Basin, western Australia. In: Hailwood E. A. & Kidd, R. B (Editors), *High Resolution Stratigraphy. Geological Society Special Publication*, 70, 293-321.

Belka, Z. (1990).

Thermal maturation and burial history from conodont colour alteration data, Holy Cross Mountains, Poland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 118, 241-251.

Berger, W. H. & Vincent, E. (1986).

Deep-sea carbonates: reading the carbon-isotope signal. *Geologische Rundschau*, 75, 249-269.

Berner, R. A. (1990).

Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic time. *Science*, 249, 1382-1386.

Berry, W. B. N., Wilde, P., & Quinby-Hunt, M. S. (1989).

Paleozoic (Cambrian through Devonian) anoxic biotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74, 3-13.

Bigey, F. P. (1986).

Biogeography of Devonian Bryozoa. In: C. Nielson & G. P. Larwood, (Editors), *Bryozoa : Ordovician to Recent*, pp. 9-23.

Bloemendal, J., King, J. W., Hall, F. R. & Doh, S.-J. (1992).

- Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: relationship to sediment source, diagenetic processes and sediment lithology, *Journal of Geophysical Research*, 97, 4361-4375.
- Böhm, R. (1935).**
Etude sur les faunes du Dévonien supérieur et du Carbonifère de la Montagne Noire. Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences, Montpellier, 203 p.
- Boles, J. R. & Franks, S. G. (1979).**
Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *J. Sed. Petrol.*, 49, 55-70.
- Boström, K., Joensuu, O., Moore, C., Boström, B., Dalziel, M. & Horowitz, A. (1973).**
Geochemistry of barium in pelagic sediments. *Lithos*, 6, 159-174.
- Boucot, A. J. (1975).**
Evolution and Extinction Rate Controls. Amsterdam, Elsevier.
- Boulvain, F. (1993).**
Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques "F2j" du Frasnien de l'Ardenne. Prof. Paper, Ministère des Affaires Economiques, 2 fasc., n° 260, 427p.
- Bourrouilh, R. (1981).**
'Orthoceratitico-Rosso' et 'Goniatitico-Rosso' : Faciès marqueurs de la naissance et de l'évolution de paléomarges au Paléozoïque. In : Farinacci, A., Elmi, S. (Editors). Rosso Ammonitico Symposium Proceedings. *Technoscienza*, 39-59.
- Boyer, F., Krylatov, S., Le Fevre, J. & Stoppel, D. (1968).**
Le Dévonien supérieur et la limite Dévono-Carbonifère en Montagne Noire (France). Lithostratigraphie-Biostratigraphie (Conodontes). *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, 2, 5-33.
- Brand, U. (1989).**
Global climatic changes during the Devonian-Mississippian: stable isotope biogeochemistry of brachiopods. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 75, 311-329.
- Brasier, M. D. (1988).**
Foraminiferal extinction and ecological collapse during global biological events. In: Larwood, G. P. (Editor), *Extinction and Survival in the Fossil Record*. Systematics Association Special Volume, 34, 37-64.
- Briggs, D. E. G., Fortey R. A., & Clarkson, E. N. K. (1988).**

Extinction and fossil record of the arthropods. In: Larwood, G. P. (Editor), Extinction and Survival in the Fossil Record. Systematics Association Special Volume 34, 171-209.

Brown, G. & Brindley, G. W. (1980).

X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In: Brindley, G. W. and Brown, G. (Editors), Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, London, pp. 305-359.

Buggisch, W. (1972).

Zür Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 62, 1-68.

Buggisch, W. (1991).

The global Frasnian-Famennian "Kellwasser Event". Geologische Rundschau, 80 (1), 9-72.

Bultynck, P. & Martin, F. (1995).

Assessment of an old stratotype: the Frasnian-Famennian boundary at Senzeilles, Southern Belgium. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la terre, 65, 5-34.

C

Casier, J.-G. & Lethiers, F. (1997).

Les ostracodes survivants à l'extinction du Dévonien Supérieur dans la coupe du col de Devils Gate (Nevada, USA). Geobios, 30 (6), 811-821.

Casier, J.-G. & Lethiers, F. (1998a).

The recovery of the ostracod fauna after the Late Devonian mass extinction: the Devils Gate Pass section example (Nevada, USA). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 327, 501-507.

Casier, J.-G. & Lethiers, F. (1998b).

Les ostracodes du Frasnien terminal (Zone à linguiformis des Conodontes) de la coupe de Devils Gate (Nevada, USA). Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, 68, 77-95.

Casier, J.-G. & Lethiers, F. (1998c).

L'extinction en masse des Ostracodes du Dévonien Supérieur: le parastratotype de la carrière de Schmidt (Kellerwald, Allemagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 326, 71-78.

Casier, J.-G. & Prétat, A. (1996).

Ostracodes et sédimentologie au passage Eifélien-givétien dans la marbrière du Pic de Vissou (Montagne Noire, France). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 20/2, 367-387.

Caputo, M. V. (1985).

Late Devonian glaciation in South America. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 51, 291-317.

Caputo, M. V. & Crowell, J. C. (1985).

Migration of glacial centers across Gondwana during the Paleozoic era. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1020-1036.

Chamley, H. (1988).

Minéralogie des argiles dans le Givétien de Ferques (Boulonnais – France), nature et signification. In: Brice, D. (Editeur), *Le Dévonien de Ferques, Bas Boulonnais (Nord de la France)*. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, 7, pp. 37-42.

Chamley, H. (1989).

Clay Sedimentology. Springer-Verlag, 623 p.

Chamley, H. & Debrabant, P. (1984).

Paleoenvironmental history of the North Atlantic region from mineralogical and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 40, 151-167.

Chamley, H., Proust, J.-N., Mansy, J.-L. & Boulvain, F. (1997).

Diagenetic and palaeogeographic significance of clay, carbonate and other sedimentary components in the middle Devonian limestones of western Ardenne, France. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 129, 369-385.

Chlupac, L. (1994).

Devonian trilobites-evolution and events. *Geobios*, 27 (4), 487-505.

Chlupac, I. & Kukal, Z. (1994).

Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian area, C.S.S.R. In: Walliser, O. H. (Editor), *Global bio-events*. Springer-Verlag, pp. 169-179.

Cebulak, S., Karwowski, L. & Racki, G. (1993).

Geochemical and ecological study around the Frasnian/Famennian boundary at Kowala, Holy Cross Mountains. Global boundary events, an Interdisciplinary Conference, Kielce, Abstracts, p.11.

Claeys, P. & Casier, J.-G. (1994).

Microtektite-like impact glass associated with the Frasnian-Famennian boundary mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 122, 303-315.

Claeys, P., Casier, J.-G & Margolis, S. V. (1992a).

A link between microtektites and Late Devonian mass extinctions. *EOS Transactions, American Geophysical Union Abstracts Supplement*, 73 (43), 328.

Claeys, P., Casier, J.-G. & Margolis, S. V. (1992b).

Microtektites and mass extinctions from the Late Devonian of Belgium : Evidence for a 367 Ma asteroid impact. *Science*, 257, 1102-1104.

Claeys, P., Kyte, F. T. & Casier, J.-G. (1994).

Frasnian-Famennian boundary : mass extinctions, anoxic oceans, microtektite layers, but not much iridium? In: *New Developments Regarding the K/T Event and Other Catastrophes in History*, LPI Contribution, 825, 22-24.

Claeys, P., Kyte, F. T., Herbolch, A. & Casier, J.-G. (1996).

Geochemistry of the Frasnian-Famennian boundary in Belgium: Mass extinction, anoxic oceans and microtektite layer, but not much iridium? In: *Ryder, G., Fastovsky, D. and Gartner, G. (Editors), The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history. Geological Society of America, Special Paper*, 307, 491-504.

Claoué-Long, J. C., Jones P. J., Roberts, J. & Maxwell S. (1992).

The numerical age of the Devonian-Carboniferous boundary, *Geological Magazine*, 129, 281-291.

Colin, C., Kissel, C., Blamart, D. & Turpin, L. (1998).

Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and the Andaman Sea: impact of rapid North Atlantic Ocean climate events on the strength of the Indian monsoon. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 623-635.

Copper, P. (1974).

Structure and development of early Paleozoic reefs. *Proceedings of the second International Coral Reef Symposium*, 1, 365-384.

Copper, P. (1977).

Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 21, 165-207.

Copper, P. (1986).

Frasnian-Famennian mass extinction and cold-water oceans. *Geology*, 14, 835-839.

Crick, R. E., Ellwood, B. B. & El Hassani, (1994).

Integration of biostratigraphy, magnetic susceptibility and relative sea-level change : a new look at high resolution correlation, Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter, 11, 59-66.

Crick, R. E., Ellwood, B. B., El Hassani, A., Feist, R. & Hladil, J. (1997a).

Magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in north Africa and Europe, *Episodes*, 20 (3), 167-175.

Crick, R. E. & Ellwood, B. B., (1997b).

Magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC), Subcommission on Devonian Stratigraphy, Newsletter, 14, 37-48.

D

Dahanayake, H. & Krumbein, W. (1986).

Microbial structures in oolitic iron formations. *Mineral. Deposita*, 21, 85-94.

Dalziel, I. W., Dalla Salda, L. H. & Gahagan, L. M.. (1994).

Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 243-252.

Dao-Yi, X. & Zheng, Y. (1993).

Carbon isotope and iridium event markers near the Permian/Triassic boundary in the Meishan section, Zhejiang Province, China. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 104, 171-176.

de Bonis, L. (1991).

Evolution et extinction dans le règne animal. Edition Masson, 192 p.

De Graciansky, P. Ch., Brosse, E., Deroo, G., Herbin, J. P., Montadert, L., Müller, C., Schaaf, A. & Sigal, A. (1987).

Organic rich sediments and paleoenvironmental reconstructions of the Cretaceous North Atlantic. In: Brooks, J. & Fleet, A. J. (Editors), Marine Petroleum source rocks. Geological Society of America, Special Publication, 26, pp. 71-108.

DeMenocal, P. B., Bloemendal, J. & King, J. (1991).

A rock-magnetic record of monsoonal dust deposition to the Arabian Sea: evidence for a shift in the mode of deposition at 2.4 Ma. *Proc. Ocean Drill. Prog. Sci. Results*, 117, 389-401.

Decarreau, A., Sautereau, J. P. & Steinberg, M. (1975).

Genèse des minéraux argileux du Bartonien moyen du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, 98, 142-151.

Deconinck, J.-F. (1987).

Minéraux argileux des faciès purbeckiens: Jura suisse et français, Dorset (Angleterre) et Boulonnais (France). *Annales de la Société géologique du Nord*, CVI, 285-297.

Deconinck, J.-F. & Strasser, A. (1987).

Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of purbeckian green marls (Swiss and French Jura). *Eclog. Geol. Helv.*, 80(3), 753-772.

Deconinck, J.-F., Strasser, A. & Debrabant, P. (1988).

Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay Minerals*, 23, 91-103.

Devleeschouwer, X., Prétat, A., Averbuch, O. & Herbosch, A. (1999).

Magnetic susceptibility through the Frasnian-Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany and Coumiac, France). 19th Regional European Meeting of Sedimentology, IAS Copenhagen, Abstracts, pp. 71-72.

D'Hondt, S., King, J. & Gibson C. (1996).

Oscillatory marine response to the Cretaceous-Tertiary impact. *Geology*, 24 (7), 611-614.

Duba, D. & William-Jones, A. E. (1983).

The application of illite crystallinity, organic matter reflectance and isotopic techniques to mineral exploration: a case study in southwestern Gaspé, Quebec. *Economic Geology*, 78, 1350-1368.

Dunoyer de Segonzac, G. (1970).

The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15, 281-346.

Dvorak, J., Galle, A., Herbig, H.-G., Krejci, Z., Malec, J., Paszkowski, M., Racki, G., Skompski, S., Szulczewski, M. & Zakowa, H. (1995).

Evolution of the Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mountains, Krakow Upland, Moravian Karst. XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Krakow, Poland, Guide to Excursion B4, 35 p.

E

Echtler, H. & Malavieille, J. (1990).

Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177, 125-138.

Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (Editors) (1991).

Cycles and Events in Stratigraphy. Springer Verlag, 955 p.

Ellwood, B.B., Crick, R.E. & El Hassani, A. (1999).

The magneto-susceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) method used in geological correlation of Devonian rocks from Anti-Atlas Morocco, *A.A.P.G.*, 83 (7), 1119-1134.

Engel, W., Feist, R. & Franke, W. (1982).

Le Carbonifère antéstéphanien de la Montagne Noire: rapport entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bulletin du BRGM*, 4, 341-389.

Engel, W., Franke, W. & Langenstrassen, F. (1983).

Palaeozoic sedimentation in the northern branch of the Mid-European Variscides – Essay of an Interpretation. In: Martin, H. & Eder, F. W. (Editors), *Intracontinental fold belts*. Springer-Verlag, pp. 9-41.

English, L. T. P. (1999).

The use of magnetic susceptibility and trace element geochemistry for the correlation of fine-grained siliclastic sequences: a Late Llandovery example from northwest England. *Geological Magazine*, 136 (4), 423-436.

Epstein, A. G., Epstein, J. B. & Harris, L. D. (1977).

Conodont color alteration - an index to organic metamorphism. Geological Survey, Professional Paper, 995, 27 p.

Espitalié, J. (1986).

Use of Tmax as a maturation index for different types of organic matter. Comparison with vitrinite reflectance. In: Burrus, J. (Editor), Thermal modelling in Sedimentary Basin. Edition Technip, pp. 475-496.

Esquevin, J. (1969).

Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bulletin du Centre de Recherche de Pau, S.N.P.A., 3, 147-154.

Esteoule-Choux, J. (1984).

Palygorskite in the Tertiary deposits of the Armorican massif. Dev. Sedimentology, 37, 75-85.

F

Farsan, N.M. (1986).

Frasnian mass extinction-a single catastrophic event or cumulative? In: Walliser, O. H. (Editor). Global Bio-events. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, 8, 189-197.

Farina, M., Esquivel, D. M. & Lins de Barros, H. G. P. (1990).

Magnetic iron-sulphur crystals from a magnetotactic microorganism. Nature, 343, 256-258.

Feist, R. (1976).

Systématique, phylogénie et biostratigraphie de quelques Tropidocoryphinae (Trilobita) du Dévonien français. Geobios, 9(1), 47-80.

Feist, R. (1985).

Devonian Stratigraphy of the Southeastern Montagne Noire (France). Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 75, 331-352.

Feist, R. (Editor) (1990).

The Frasnian-Famennian boundary and adjacent strata of the Eastern Montagne Noire, France. Guidebook of the Field Meeting, Montagne Noire 1990, Int. Union Geol. Sc. Subcomm. Dev. Str. Montpellier, 69 p.

Feist, R. & Flajs, G. (Editors) (1987).

Devonian and Carboniferous of the south-eastern Montagne Noire. International Union of Geological Sciences, Commission on Stratigraphy, Guidebook, 91 p.

Feist, R. & Klapper, G. (1985).

- Stratigraphy and conodonts in pelagic sequences across the Middle-Upper Devonian boundary, Montagne Noire, France. *Palaeontographica Abt. A*, 188, 1-18.
- Feist, R. & Schindler, E. (1994).**
Trilobites during the Frasnian Kellwasser Crisis in European Late Devonian cephalopod limestones, *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 169, 195-223.
- Fischer, A. G. (1984).**
The two Phanerozoic supercycles. In: Berggren, W. A. and Van Couvering, J. A. (Editors), *Catastrophes and earth History*. Princeton, Princeton University Press, pp. 129-150.
- Fischer, A. G & Arthur, M. A. (1977).**
Secular variations in the pelagic realm. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 25, 19-50.
- Föllmi, K. B., Weissert, H., Bisping, M. & Funk, H. (1994).**
Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 729-746.
- Frakes, L. A. (1979).**
Climates Throughout Geologic Time. Amsterdam, Elsevier, 310 p.
- Frakes, L. A., Francis J. E. & Syktus J. I. (1992).**
Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge, Cambridge University Press. 274 p.
- Frech, F. (1887).**
Die palaeozoischen bildungen von Cabrieres. *Z. dt. Geol. Ges.*, XXXIX(2), 360-485.
- Frey, M. (1987).**
Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: M. Frey (Editor), *Low-Temperature Metamorphism*, Blackie and Sons, Scotland, 9-58.
- Friedman, G.M. & Sanders, J.E. (1978).**
Principles of sedimentology, Wiley, New York, 792 p.

G

- Garcia-Lopez, S., Brime, C., Bastida, F. & Sarmiento, G.N. (1997).**

Simultaneous use of thermal indicators to analyse the transition from diagenesis to metamorphism : an example from the Variscan Belt of northwest Spain. *Geological Magazine*, 134 (3), 323-334.

Geldsetzer, H. H. J., Goodfellow, W. D. & McLaren, D. J. (1993).

The Frasnian-Famennian extinction event in a stable cratonic shelf setting : Trout River, North-west Territories, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104, 81-95.

Geldsetzer, H. H. J., Goodfellow, W. D., McLaren, D. J. & Orchard, M. J. (1987).

Sulfur-isotope anomaly associated with the Frasnian-Famennian extinction, Medicine Lake, Alberta, Canada. *Geology*, 15, 393-396.

Ginter & Ivanov, (1992).

Devonian phoeodont shark teeth. *Acta Palaeontologica Polonica*, 37 (1), 55-75.

Girard, C. (1995).

Les biofaciès à conodontes à la limite Frasnien/Famennien en Montagne Noire (France). Implications stratigraphiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 321, 689-692.

Girard, C. & Albarede, F. (1996).

Trace elements in conodont phosphates from the Frasnian/Famennian boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 126, 195-209.

Girard, C. & Feist, R. (1997).

Eustatic trends in conodonts diversity across the Frasnian-Famennian boundary in the stratotype area, Montagne Noire, Southern France. *Lethaia*, 29, 329-337.

Girard, C. & Renaud, S. (1997).

Size variation in conodonts in response to the Kellwasser crisis (Upper Devonian of the Montagne Noire, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 323, 435-442.

Girard, C., Robin, E., Rocchia, R., Froget, L. & Feist, R. (1997).

Search for impact remains at the Frasnian-Famennian boundary in the stratotype area, southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132 (1-4), 391-397.

Goodfellow, W.D., Geldsetzer, H.H.J., McLaren, D.J., Orchard, M.J. & Klapper, G. (1988).

The Frasnian-Famennian extinction : Current results and possible causes. In N. J. McMillan, A.F. Embry & D. J. Glass (Editors), Devonian of the World. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14 (3), 9-21.

Grandjean, P., Feist, R. & Albarede, F. (1993).

Significance of rare earth elements in old biogenic apatites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 57, 2507-2514.

Grieve, R. A. F. & Robertson, P. B. (1987).

Terrestrial impact structures. Geological Survey of Canada Map, 1658A.

Grossman, E. L., Mii, H.-S., Yancey, T. E. (1993).

Stables isotopes in Late Pennsylvanian brachiopods from the United States : Implications for Carboniferous paleoceanography. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 1284-1296.

Grotzniger, J. P. & Knoll, A. H. (1995).

Anomalies carbonate precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian. *Palaios*, 10, 578-596.

Guernet, C. & Lethiers, F. (1989).

Ostracodes et recherches des milieux anciens : possibilités et limites. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5 (3), 577-588.

Guillocheau, F. & Hoffert, M. (1988).

Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, 1909-1916.

Guterch, A., Grad, M., Materzok, R. & Perchuc, E. (1976)

Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Paleozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist-Teysse Zone). *Tectonophysics*, 128, 251-279.

H

Halas, S., Balinski, A., Gruszczynski, M., Hoffman, A. A., Malkowski, K. & Narkiewicz, M. (1992).

Stable isotope record at the Frasnian-Famennian boundary in southern Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatsheft*, 3, 129-138.

Hallam, A. (1981).

Facies Interpretation and the Stratigraphic Record. Oxford.

Helsen, S. (1992).

Conodont colour alteration maps for paleozoic strata in Belgium, northern France and westernmost Germany – Preliminary results. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 115/1, 135-143.

Hillier, S. (1993).

Origin, diagenesis, and mineralogy of chlorite minerals in Devonian Lacustrine mudrocks, Orcadian basin, Scotland. *Clays and clay minerals*, 41/2, 240-259.

Hoffman, J. & Hower J. (1979).

Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. In: Scholle, P. A. and Schluger, P. R. (Editors), *Aspects of diagenesis*. SEPM Special Publication, 26, pp. 55-79.

Holser, W. T. (1977).

Catastrophic chemical events in the history of the ocean. *Nature*, 267, 403-408.

Holser, W. T. & Magaritz, M. (1987).

Events near the Permian/triassic boundary. *Modern Geology*, 11, 155-180.

Holtzapffel, T. (1985).

Les minéraux argileux. Préparation . Analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique du Nord*, 12, 136 p.

Horowitz, A. S. & Pachut, J. F. (1993).

Specific, generic, and familial diversity of Devonian bryozoans. *Journal of Paleontology*, 67, 42-52.

Hou, H., Zhou, H. & Muchez, P. (1992).

Frasnian-Famennian event stratigraphy in South China. Fifth International Conference on global Bioevents (International Geological Correlation Program 216) Abstracts, p. 52.

House, M. R. (1975).

Faunas and time in the marine Devonian. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 40, 459-490.

House, M. R. (1979).

Biostratigraphy of the early Ammonoidea. In: House, M. R., Scrutton, C. T. and Basset, M. G. (Editors), *The Devonian System*. Special Papers in Palaeontology, 23, 263-280.

- House, M. R. (1985).**
Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature*, 313, 17-22.
- House, M. R. (1988).**
Extinction and survival in the Cephalopoda. In: Larwood, G. P. (Editor). *Extinction and Survival in the Fossil Record, Systematics Association Special Volume, 34*, 139-154.
- House, M. R. & Kirchgasser, W. T. (1993).**
Devonian goniatite biostratigraphy and timing of facies movements in the Frasnian of eastern North America. In: Hailwood, E. A. & Kidd, R. B. (Editors), *High Resolution Stratigraphy, Geological Society Special Publication, 70*, 267-292.
- House, M. R., Kirchgasser, W. T., Price, J. D. & Wade, G. (1993).**
Goniatites from Frasnian (Upper Devonian) and adjacent strata of the montagne Noire. *Hercynia*, 1, 1-19.
- Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E. & Perry, E. A. (1976).**
Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 725-737.
- Hsü, K. J., Oberhänsli, H., Gao, J. Y., Shu, S., Haihong, C. & Krähenbühl, U. (1985).**
'Strangelove ocean' before the Cambrian explosion. *Nature*, 809-812.
- Hurley, N. F. & Lohmann, K. C. (1989).**
Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59(1), 127-146.
- Hurley, N. F. & Van der Voo, R. (1990).**
Magnetostatigraphy, Late Devonian iridium anomaly, and impact hypotheses, *Geology*, 18, 291-294.
- Hutcheon, I., Oldershaw, A. & Ghent, E. D. (1980).**
Diagenesis of Cretaceous sandstones of the Kootenay Formation at Elk Valley (southeast British Columbia) and Mt. Allan (southwestern Alberta). *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 44, 1425-1435.

I

Izett, G. A., Cobban, W. A., Obradovich, J. D. & Kunk, M. J. (1993).

The Manson impact structure $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and its distal impact ejecta in the Pierre Shale in southeastern South Dakota. *Science*, 262, 729-732.

J

Jansa, L. F. (1993).

Cometary impacts into ocean: Their recognition and the threshold constraint for biological extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104, 271-286.

Jeffrey, D. L. & Stanton, R. J. (1986).

Autochthonous outer-ramp sedimentation: the Alamogordo Member of the Lake Valley Formation, New Mexico. *Facies*, 35, 9-28.

Jenkyns, H. C. & Clayton, C. J. (1986).

Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 31, 87-106.

Joachimski, M. M. & Buggisch, W. (1993).

Anoxic events in the late Frasnian - Causes of the Frasnian/Famennian faunal crisis. *Geology*, 21, 675-678.

Joachimski, M.M. & Buggisch, W. (1994).

The Upper Devonian reef crisis – Insights from the carbon isotope record. In: J. Reitner, F. Neuweiler & F. Gunkel (Editors), *Global and regional controls on biogenic sedimentation. I. Reef evolution. research reports. Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 2, pp. 365-370.

Joachimski, M.M., Buggisch, W. & Anders, T. (1994).

Mikrofazies, conodontenstratigraphie und isotopengeochemie des Frasn/Famenn-Grenzprofils Wolayer Gletscher (Karnische Alpen). *Abh. Geol. B.-A.*, 50, 183-195.

Joachimski, M.M. (1997).

Comparison of organic and inorganic carbon isotope patterns across the Frasnian-Famennian boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132, 133-145.

Johnson, J. G. (1979).

Devonian brachiopod biostratigraphy. In: House, M. R., Scrutton, C. T. & Basset, M. G. (Editors), *The Devonian System. Special Papers in Palaeontology*, 23, 291-306.

Johnson, J.G., Klapper, G. & Sandberg, C. A. (1985).

Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 567-587.

Johnson, J.G. & Sandberg, C.A. (1988).

Devonian eustatic events in the western United States and their biostratigraphic responses. In: McMillan, N. J., Embry, A. F. & Glass, D. J. (Editors), *Devonian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 14 (3), Calgary, Alberta, pp. 172-178.

K

Kalvoda, J. (1986).

Upper Frasnian and lower Tournaisian events and evolution of calcareous foraminifera—close links to climate changes. In: Walliser, O. H. (Editor), *Global Bio-events, Lecture Notes in Earth Sciences*, 8, Springer-Verlag, pp. 225-236.

Kalvoda, J. (1990).

Late Devonian-Early Carboniferous paleobiogeography of benthic foraminifera and climatic oscillations. In: Kauffman, E. G. & Walliser, O. H. (Editors), *Extinction Events in Earth History*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, 30, pp. 183-187.

Killingley, J. S. (1983).

Effects of diagenetic recrystallisation on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ values of deep-sea sediments, *Nature*, 301, 594-597.

Klapper, G. (1988).

The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) Conodont Succession. In: McMillan, N. J., Embry, A. F. & Glass, D. J. (Editors), *Devonian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 14 (3), Calgary, Alberta, pp. 449-478.

Klapper, G., Feist, R., Becker, R. & House, M. R. (1993).

Definition of the Frasnian-Famennian Stage Boundary. *Episodes*, 16 (4), 33-441.

Klapper, G., Kirchgasser, W.T. & Baesemann, J.F. (1995).

Graphic Correlation of a Frasnian (Upper Devonian) composite standard. In: *Graphic Correlation*, SEPM, Special Publication N°53, 177-184.

Klapper, G. & Becker, R. T. (1998).

Comparison of Frasnian (Upper Devonian) Conodont Zonations. *Ecos VII, Abstracts*, 2p.

Knox, R.W.O'B. (1998).

Kaolinite influx within Paleocene/Eocene boundary strata of western Europe. Newsletter Stratigraphy, 36 (1), 49-53.

Koenen, A. von (1886).

Über Clymenienkalk und Mitteldevon resp. Hercynkalk? Bei Montpellier. N. Jb. Mineral., 1, 163-?.

Köningshof, P. (1992).

Der Farbänderungsindex von conodonten (CAI) in paläozoischen gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges eine ergänzung zur vitrinitreflexion. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 146, 1-118.

Kossovskaya, A. G. & Drits, V. A. (1970).

The variability of micaceous minerals in sedimentary rocks. Sedimentology, 15, 83-101.

Krebs, W. (1979).

Devonian basinal facies. Paleontol. Assoc. Spec. Paper, 23, 125-139.

Kübler, B. (1967).

La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Schaer, J. P. (Editor), Colloque sur les étages tectoniques. Neufchâtel, 105-122.

Kübler, B. (1968).

Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite; état des progrès réalisés ces dernières années. Bulletin du Centre de Recherche de Pau, S.N.P.A., 2, 385-397.

L

Lazreq, N. (1992).

The upper Devonian of M'ritt (Morocco). Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 154, 107-123.

Lean, C. M. B. & McCave, I. N. (1998).

Glacial to interglacial mineral magnetic and palaeoceanographic changes at Chatham Rise, SW Pacific Ocean. Earth and Planetary Science Letters, 163, 247-260.

Lefrancois, A., Deconinck, J.-F., Mansy, J.-L. & Proust, J.-N. (1993).

Structure, Sédimentologie et Minéralogie des argiles des formations de Beaulieu et d'Hydrequent (Dévonien Supérieur du Bas Boulonnais), *Annales de la Société Géologique du Nord*, 2, 123-134.

Lethiers, F. (1998).

Evolution de la biosphère et événements géologiques. Gordon and Breach Science Publishers, 321 p.

Lethiers, F. & Casier, J. G. (1994).

Les Ostracodes survivants à l'événement F/F dans le limitotype de Coumiac (Montagne Noire, France), *Annales de la Société géologique de Belgique*, 117, 1, 137-153.

Lethiers, F. & Casier, J. G. (1995).

Les Ostracodes du Frasnien terminal ("Kellwasser" Supérieur) de Coumiac (Montagne Noire, France). *Revue de Micropaléontologie*, 38/1, 63-77.

Lethiers, F. & Casier, J. G. (1996).

Les Ostracodes qui disparaissent avec l'événement Frasnien-Famennien au limitotype de Coumiac (Montagne Noire, France). *Bull. Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, 62, 73-91.

Lethiers, F. & Casier, J. G. (1999).

Les ostracodes du Famennien Inférieur au stratotype de Coumiac (Montagne Noire, France): la reconquête post-événementielle. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, 69, 47-66.

Lethiers, F. & Feist, R. (1991).

La crise des ostracodes benthiques au passage Frasnien-Famennien de Coumiac (Montagne Noire, France méridionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312, 1052-1063.

Lethiers, F., Baudin, F. & Casier, J. G. (1999).

Ostracodes de la limite Frasnien-Famennien en environnement anoxique (La Serre, Montagne noire, France). *Revue de Microplaéontologie*, 41(4), 321-336.

Lethiers, F., Lefevre, J., Vannier, J. & Weyant, M. (1985).

Paléozoïque. In: Oertli, H. (Editor), *Atlas des Ostracodes de France*. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém.* 9, 33-87.

Lethiers, F. & Whatley, R. (1994).

The use of Ostracoda to reconstruct the oxygen levels of Upper Palaeozoic oceans. *Marine Micropaleontology*, 24, 57-69.

Lewandowski, M. (1993).

Paleomagnetism of the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mountains (Central Poland) and the origin of the Variscan orogen. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.*, A-23(265), 1-85.

Lewandowski, M., Jelenska, M. & Halvorsen, E. (1987).

Paleomagnetism of the Lower Devonian sandstones from the Holy Cross Mts, Central Poland: Part 1. *Tectonophysics*, 139, 21-29.

Lys, M. & Serre, B. (1957).

Etudes micropaléontologiques dans le Paléozoïque de la Montagne Noire (Foraminifères, Conodontes). *Rev. Inst. Franç. Petr.*, 12, 783-833.

M

Madi, A., Bourque, P. A. & Mamet, B. (1996).

Depth-related Ecological Zonation of a Carboniferous Carbonate Ramp: Upper Visean of Béchar Basin, Western Algeria. *Facies*, 35, 20-24.

Magaritz, M. (1989).

¹³C minima follow extinction events: A clue to faunal radiation. *Geology*, 17, 337-340.

Mamet, B. & Boulvain, F. (1988).

Remplissages bactériens de cavités biohermales frasniennes. *Bull. Soc. belge Géol.*, 97/1, 63-76.

Mamet, B. & Boulvain, F. (1991).

Micro-organismes ferro-oxydants de Griottes carbonifères espagnoles. *Bull. Soc. belge Géol.*, 99/2, 229-239.

Mamet, B. & Roux, A. (1975).

Algues dévoniennes et carbonifères de la Téthys occidentale. Troisième partie. *Rev. Micropal.*, 18, 134-187.

Mamet, B., Pinard, S. & Armstrong, A. K. (1993).

Micropaleontological Zonation (Foraminifers, Algae) and Stratigraphy, Carboniferous Peratrovich Formation, Southeastern Alaska. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 2031, 64 p.

Mamet, B., Prétat, A. & De Ridder, C. (1997).

Bacterial Origin of the Red Pigmentation in the Devonian Slivenec Limestone, Czech Republic. *Facies*, 36, 173-188.

Marini, F. & Casier, J. G. (1997).

Glass beads from reflective road markings: potential contaminants versus microtektites? First evaluation. In: Raukas, A. (Editor), *Impacts and Extraterrestrial spherules: new tools for global correlation*. International Symposium, Tallinn, juillet 1997, Excursion Guide and abstracts, 31-32.

Martire, L. (1992).

Sequence stratigraphy and condensed pelagic sediments. An example from the Rosso Ammonitico Veronese, northeastern Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94, 169-191.

McGhee, G.R. Jr (1982).

The Frasnian/Famennian extinction event: A preliminary analysis of Appalachian marine ecosystems. In: Silver, L. T. and Schultz, P. H. (Editors), *Geological Implications of impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth*. Geological Society of America Special Paper, 190, 491-500.

McGhee, G.R. Jr (1988).

Evolutionary dynamics of the Frasnian/Famennian extinction event. In: McMillan, N. J., Embry, A. F. & Glass, D. J. (Editors), *Devonian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14(3), 23-28.

McGhee, G.R. Jr (1991).

Extinction and diversification in the Devonian Brachiopoda of New York State : No correlation with sea level ? *Historical Biology*, 5, 215-227.

McGhee, G.R. Jr (1992).

Evolutionary biology of the Devonian Brachiopoda of New York State : No correlation with sea level ? *Lethaia*, 25, 165-172.

McGhee, G.R. Jr (1996).

The Late Devonian Mass Extinction. The Frasnian/Famennian Crisis. Columbia University Press, New York, 303 p.

McGhee, G.R. Jr & Sutton, R. G. (1981).

Late Devonian marine ecology and zoogeography of the central Appalachians and New York. *Lethaia*, 14, 27-43.

McGhee, G. R., Jr., Gilmore, J. S., Orth, L.R., & Olsen, E. J. (1984).

No geochemical evidence for an asteroidal impact at Late Devonian mass extinction horizon. *Nature*, 308, 629-631.

McGhee, G. R., Jr., Orth, C. J., Quintana, L.R., Gilmore, J. S. & Olsen, E. J. (1986a).

Late Devonian "Kellwasser Event" mass-extinction horizon in Germany: No geochemical evidence for a large-body impact. *Geology*, 14, 776-779.

McGhee, G. R., Jr., Orth, C. J., Quintana, L.R., Gilmore, J. S. & Olsen, E. J. (1986b).

Geochemical analyses of the Late Devonian "Kellwasser Event" stratigraphic horizon at Steinbruch Schmids (F.R.G.). In: Walisser O. H. (Editor) *Global Bio-events, Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag, 8, 219-224.

McKinney, M. L. (1985).

Mass extinction patterns of marine invertebrate groups and some implications for a causal phenomenon. *Paleobiology*, 11, 227-233.

McLaren, D. J. (1970).

Time, life, and boundaries. *Journal of Paleontology*, 44, 801-815.

McLaren, D. J. (1983).

Bolides and biostratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 313-324.

Menner, V. V. & Reitlinger, E. A. (1971).

Provintsinalnye osobennosti foraminifer srednego i pozdnego devona severa Sibirskoi platformy. *Vorposy Mikropaeontologii*, 14, 25-37.

Meischner, D. (1971).

Clastic sedimentation in the Variscan geosyncline east of the River Rhine. In: Müller, G. (Editor), *Sedimentology of parts of Central Europe*. International Sedimentological Congress, Guidebook 8, Heidelberg: pp. 9-43.

Millot, G. (1964).

Géologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie. Masson et Cie, 499 p.

Mizerski, W. (1995).

Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts in Central Europe. *Biuletyn Panstwowego Instytutu Geologicznego*, 372, 5-46.

Muchez, P., Boulvain, F., Dreesen, R. & Hou, H.F. (1996).

Sequence stratigraphy of the Frasnian-Famennian transitional strata: a comparison between South China and southern Belgium. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123, 289-296.

Muffler, P. L. J. & White, D. E. (1969).

Active metamorphism of Upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton Trough, southeastern California. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 157-182.

N

Narkiewicz, M. & Hoffman, A. (1989).

The Frasnian/Famennian transition: the sequence of events in southern Poland and its implications. *Acta Geologica Polonica*, 39(1-4), 13-28.

Narkiewicz, M. & Narkiewicz, K. (1992).

Transgressive pulse in the Upper Frasnian of the Janczyce I section (Holy Cross Mts): sedimentology and conodont biofacies. *Geological Quarterly*, 36(3), 281-304.

Nicoll, R. S. & Playford, P. E. (1993).

Upper Devonian iridium anomalies, conodont zonation and the Frasnian-Famennian boundary in the Canning Basin, western Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104, 105-113.

O

Oldfield, F. (1991).

Sediment magnetism: soil erosion or bacteria? *Geology*, 1155-1156.

P

Paul, C. R. C. (1988).

Extinction and survival in the echinoderms. In: Larwood, G. P. (Editor), *Extinction and Survival in the Fossil Record*. Systematics Association Special Volume, 34, 155-170.

Paris, F., Girard, C., Feist, R. & Winchester-Seeto, T. (1996).

Chitinozoan bio-event in the Frasnian-Famennian boundary beds at La Serre (Montagne Noire, France), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121, 131-145.

Peck, J. A., King, J. W., Colman, S. M., Kravchinsky, V. A., (1994).

A rock-magnetic record from Lake Baikal, Siberia : evidence for Late Quaternary climate change, *Earth and Planetary Science Letters*, 122, 221-238.

Pedder, A. E. H. (1982).

The rugose coral record across the Frasnian-Famennian boundary. In: Silver, L. T. & Schultz, P. H. (Editors), *Geological Implications of Impacts of Large Asteroids and Comets on the Earth*, Geological Society of America Special Paper, 190, 485-489.

Playford, P. E., McLaren, D. J., Orth, C. J., Gilmore, J. S. & Goodfellow, W. D. (1984).

Iridium anomaly in the Upper Devonian of the Canning Basin, western Australia, *Science*, 226, 437-439.

Popp, B. N., Anderson, T. F., Sandberg, P. A. (1986).

Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1262-1269.

Porrenga, D. H. (1968).

Non-marine glauconitic illite in the Lower Oligocene of Aardeborg, Belgium. *Clay Minerals*, 7, 421-430.

Préat, A. & Kasimi, R. (1995).

Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eiféliennes-givéliennes franco-belges. Première partie: microfaciès et modèle sédimentaire. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 19/2, 329-375.

Préat, A. & Mamet, B. (1989).

Sédimentation de la plate-forme carbonatée givélienne franco-belge. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13/1, 47-86.

Préat, A., Mamet, B., Bernard, A. & Gillan, D. (1997).

Role of microbial organisms in the formation of red matrices, Devonian, Montagne Noire. *Microbial Mediation in Carbonate Diagenesis. An International Workshop, Chichilianne (France), Sept. 22-24, Publication ASF, Paris, 26, p.61.*

Préat, A., Mamet, B., Bernard, A. & Gillan, D. (1999a).

Rôle des organismes microbiens dans la formation des matrices rougeâtres paléozoïques: exemple du Dévonien, Montagne Noire. *Revue de Microplaéontologie*, 42/2, 161-182.

Préat, A., Mamet, B., Bernard, A. & Gillan, D. (1999b).

Bacterial mediation, red matrices diagenesis, Devonian, Montagne Noire (southern France). *Sedimentary Geology*, 126, 223-242.

Préat, A., Mamet, B., & Devleeschouwer, X. (1998).

Sédimentologie du stratotype de la limite Frasnien-Famennien (Coumiac, Montagne Noire, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 331-342.

R

Racki, G. (1990).

Frasnian-Famennian event in the Holy Cross Mts, central Poland : Stratigraphic and ecological aspects. In Kauffman, E. G. & Walliser, O. H. (Editors), *Extinction Events in Earth History. Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag, 30, pp. 169-181.

Racki, G. (1993a).

Kowala. In: Narkiewicz, M. (Editor), *Excursion Guidebook. Global Boundary Events, Interdisciplinary Conference, Kielce*, pp. 7-10.

Racki, G. (1993b).

Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains . *Acta Geologica Polonica*, 37(2-4), 87-182.

Racki, G. (1998).

Frasnian-Famennian biotic crisis: undervalued tectonic control? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141, 177-198.

Racki, G. (1999).

The Frasnian-Famennian biotic crisis : How many (if any) bolide impacts?, *Geologische Rundschau* 87, 617-632.

Raup, D. M. (1992).

Large-body impact and extinction in the Phanerozoic. *Paleobiology*, 18, 80-88.

Raup, D. M. & Sepkoski, J. J., Jr. (1982).

Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*, 215, 1501-1503.

Raymond, A. P., Kelley, P. H. & Lutken, C. B. (1987).

Comment on « Frasnian-Famennian mass extinction and cold-water oceans. » *Geology*, 15, 777.

Read, J. F. (1985).

Carbonate platform facies models. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, 69/1, 1-21.

Reineck, H.E. & Singh, I.B. (Editor) (1975).

Depositional Sedimentary Environments. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 439p.

Renaud, S. & Girard C. (1999).

Strategies of survival during extreme environmental perturbations: evolution of conodonts in response to the Kellwasser crisis (Upper Devonian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146, 19-32.

Reynolds, R. C., Jr. & Hower, J. (1970).

The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. *Clays and Clay Mineral*, 18, 25-36.

Robert, C. & Chamley, H. (1991).

Development of Early Eocene warm climates, as inferred from clay mineral variations in oceanic sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 89, 315-331.

Roberts, B., Merriman, R.J. & Pratt, W. (1991).

The influence of strain, lithology and stratigraphical depth on white mica (illite) crystallinity in mudrocks from the vicinity of the Corris Slate Belt, Wales: implications for the timing of metamorphism in the Welsh Basin. *Geological Magazine*, 128 (6), 633-645.

Robinson, S. G., Maslin, M. A. & McCave, I. N. (1995).

Magnetic susceptibility variations in upper Pleistocene deep sea-sediments of the NE Atlantic: implications for ice-rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 10, 221-250.

Roemer, F. A. (1850).

Beiträge zur geologischen Kenntnis des nordwestlichen Harzegebirges 1. *Palaeontographica*, 3, Cassel, 67p.

Rogers, J. J. W., (1993).

A history of the Earth. Cambridge University Press, 312 p.

Rolfe, W. I. & Edwards, V. A. (1979).

Devonian Arthropoda (Trilobita and Ostracoda excluded). In House, M. R., Scrutton, C. T. & Basset, M. G. (Editors). *The Devonian System. Special Papers in Palaeontology*, 23, 325-329.

S

Sachs, S. D. & Ellwood, B. B. (1988).

Controls on magnetic grain-size variations and concentration in the Argentine Basin, South Atlantic ocean. *Deep sea-research*, 35, 929-942.

Sandberg, C. A. & Ziegler, W. (1996).

Devonian conodont biochronology in geologic time calibration. *Senckenbergiana lethaea*, 76, 259-265.

Sandberg, C. A., Ziegler, W., Dreesen, R. & Butler, J. L. (1988).

Late Frasnian mass extinction: Conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 102, 263-307.

Sandberg, C. A., Morrow J. R. & Warme J. E. (1997).

Late Devonian Alamo impact event, global Kellwasser events, and major eustatic event, eastern great basin, Nevada and Utah, In: Link, P.K. & Kowallis, B. J. (Editors), *Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico. Geological society of America, Field trip Guide Book, Salt Lake City, Utah*, 42/1, 129-160.

Sandberg, C. A., Poole, F. G. & Johnson, J. G. (1988).

Upper Devonian of Western United States. In: McMillan, N. J. Embry, A.F. & Glass, D. J. (Editors), *Devonian of the World. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoirs*, 14(3), 183-220.

Sandberg, C. A. & Warme, J. E. (1993).

Conodont dating, biofacies, and catastrophic origin of Late Devonian (Early Frasnian) Alamo Breccia, southern Nevada. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 25/3, p. 77

Schindler, E. (1990a).

The late Frasnian (Upper Devonian) Kellwasser crisis. In Kauffman, E. G. & Walliser, O. H. (Editors), *Extinction Events in Earth History. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag*, vol. 30, 150-159.

Schindler, E. (1990b).

Die Kellwasser-Krise (hohe Frasn-Stufe, Ober-Devon). Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie, 46, 1-115.

Schindler, E. (1993).

Event-stratigraphic markers within the Kellwasser Crisis near the Frasnian/Famennian boundary (Upper Devonian) in Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104, 115-125.

Schindewolf, O.H. (1922).

Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevons. *Z. dt. Geol. Ges.*, 73, 137-223.

Schlager, W. (1981).

The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bulletin*, 92, 197-211.

Schmidt, H. (1928).

Exkursion bei Wildungen (Devon, etwas Silur und Karbon). *Paläont. Z.*, 9, 5-8.

Schmitz, B., Charisi, S. D., Thompson, E. I. & Speijer, R. P. (1997).

Barium, SiO₂ (excess), and P₂O₅ as proxies of biological productivity in the Middle East during the Palaeocene and the latest Palaeocene benthic extinction event. *Terra Nova*, 9, 95-99.

Schlager, W. (1969).

Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in der Triadischen Hallstätterkalken des Ostalpen. *Geologische Rundschau*, 59 (1), 289-308.

Scholle, P. A. & Arthur, M. A. (1980).

Carbon isotope fluctuations in the pelagic limestones and petroleum exploration tool, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 67-87.

Scotese, C. R. & Mc Kerrow, W. S. (1990).

Revised world maps and introduction. In Mc Kerrow, W. S. & Scotese, C. R. (Editors), *Palaeogeography and Biogeography*, Geological Society of London Memoir, 51, 1-21.

Scrutton, C. T. (1988).

Patters of extinction and survival in Palaeozoic corals. In: Larwood, G. P. (Editor), *Extinction and Survival in the Fossil Record*, Systematics Association Special Volume, 34, 65-88.

Seddon, G. & Sweet, W. C. (1971).

An ecologic model for conodonts. *Journal of Paleontology*, 45/5, 869-880.

Sepkoski, J. J., Jr. (1982).

A compendium of fossil marine families. *Milwaukee Public Museum Contributions to Biology and Geology*, 51, 1-125.

Sepkoski, J. J., Jr. (1986).

Phanerozoic overview of mass extinction. In : Raup D. M. and Jablonski, D. (Editors), *Patterns and processes in the history of life*. Springer-Verlag, Berlin, 277-295.

Sheridan, R. E. (1987).

Pulsation tectonics as the control of long term stratigraphic cycles. *Paleoceanography*, 2, 97-118.

Sheridan, R. E. (1997).

Pulsation tectonics as a control on the dispersal and assembly of supercontinents. *Journal of Geodynamics*, 23, 173-196.

Shirozu, H. & Higashi, S. (1972).

X-ray examination of sericite minerals associated with the Kuroko deposits. *Clay Science*, 4, 137-142.

Skompski, S. and Szulczewski, M. (1994).

Tide-dominated Middle Devonian sequence from the northern part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Facies*, 30, 247-266.

Spötl, C., Houseknecht, D. W. & Jaques, R. (1993).

Clay mineralogy and illite crystallinity of the Atoka Formation, Arkoma Basin, and Frontal Ouachita Mountains. *Clays and Clay Mineral*, 41/6, 745-754.

Srodon, J. (1978).

Correlation between coal and clay diagenesis in the Carboniferous of the upper Silesian coal basin. In: Mortland, M. M. and Farmer, V. C. (Editors), *Developments in Sedimentology*, 27, 251-260.

Srodon, J. (1980).

Precise identification of illite-smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. *Clay Minerals*, 28, 401-411.

Srodon, J. (1984).

X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32 (5), 337-349.

Srodon, J. & Eberl, D. D. (1984).

Illite. In: Bailey, S. W. (Editor), *Micas. Reviews in Mineralogy*, 13, Mineralogical Society of America, pp. 495-544.

Stachowitsch, M. (1991).

Anoxia in the northern Adriatic Sea: rapid death, slow recovery. In: Tyson, R. V. and Pearson, T. H. (Editors), *Modern and ancient continental shelf anoxia. Geological society, Special Publication*, 58, pp. 119-130.

Stearn, C. W. (1987).

Effect of the Frasnian-Famennian extinction event on the Stromatoporoids. *Geology*, 15, 677-679.

Stoner, J. S., Channell, J. E. T., Hillaire-Marcel, C. (1995).

Magnetic properties of deep-sea sediments off southwest Greenland: Evidence for major differences between the last two deglaciations. *Geology*, 23/3, 241-244.

Streel, M. (1992).

Climatic impact on Famennian miospore distribution. Fifth International Conference on Global Bioevents (International Geological Correlation Program 216) Abstracts, pp. 108-109.

Stupnicka, E. (1992).

The significance of the Variscan orogeny in the Swietokrzyski Mountains (Mid Polish Uplands). *Geologische Rundschau*, 81(2), 561-570.

Szulczewski, M. (1968).

Slump structures and turbidites in Upper Devonian limestones in the Holy Cross Mts, *Acta Geologica Polonica*, 18(2), 303-324.

Szulczewski, M. (1971).

Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial developments in the Holy Cross Mountains. *Acta Geologica Polonica*, 21(1), 1-129.

Szulczewski, M. (1981).

Stratygrafia franu wzgorz kostomlockich. In: Zakowa, H. (Editor), *Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa geologicznego. Wydawnictwa geologiczne*, pp. 222-225.

Szulczewski, M., Belka, Z. & Skompski, S. (1996).

The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian-Carboniferous of the southwestern Holy Cross Mountains, Poland. *Sedimentary Geology*, 106, 21-49.

T

Tappan, H. (1980).

The Paleobiology of Plant Protists. San Francisco, Freeman, W.H.

Thiry, M. & Jacquin, T. (1993).

Clay mineral distribution related to rift activity, sea-level changes and paleoceanography in the Cretaceous of the Atlantic ocean. *Clay Minerals*, 28, 61-84.

Thompson, J. B. & Newton, C. R. (1988).

Late Devonian mass extinction :Episodic climatic cooling or warming? In: McMillan, N. J., Embry, A. F. & Glass, D. J. (Editors), *Devonian of the World*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14(3), 29-34.

Tissot, B., Califet-Debyser, Y., Deroo, G. & Oudin, J. L. (1971).

Origin and evolution of hydrocarbons in Early Toarcian Shales, Paris Basin, France. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, 55, 2177-2193.

Tissot, B., Deroo, G. & Hoods, A. (1971).

Geochemical study of the Uinta Basin: formation of petroleum from the Green River Formation. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 42, 1469-1485.

Tomezyk, H. (1988).

Region lysogorski a platforma wschodnioeuropejska w cyklu kaledonsko-waryscyjskim, *Prz. Geol.*, 1, 9-17.

Tomezyk, H. (1974).

Gory Swietokrzyskie. In: *Budowa geologiczna Polski*, IV (1), pp. 128-197.

Tucker, M. (1973).

Ferromanganese nodules from the Devonian of the Montagne Noire (S. France) and West Germany. *Geologische Rundschau*. 62/1, 137-153.

Tucker, M. (1974).

Sedimentology of Paleozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (southern France) and Cephalopendenkalk (Germany). *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentologists*, 1, 71-92.

Tucker, R. D., Bradley, D. C., Ver Straeten, C. A., Harris, A. G., Ebert, J. R. & McCutcheon, S. R. (1998).

New U-Pb zircon ages and the duration and division of Devonian time. *Earth and Planetary Science Letters*, 158, 175-186.

Turner, S. & Tarling, D.H. (1982).

Thelodont and other agnathan distribution as tests of lower Palaeozoic continental reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 39, 295-311.

V

Vachard, D. (1974). Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique (algues et foraminifères) du Dévonien-Carbonifère inférieur de la partie orientale du versant méridional de la Montagne Noire (Hérault, France), Thèse de Doctorat, Lab. de Micropaléontologie de Paris, 1-408.

Vail, P. R., Audenard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N. & Perez-Cruz, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology – An overview. In: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (Editors), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, 617-659.

Vahrenkamp, V. C. (1996).

Carbon isotope stratigraphy of the Upper Kharai and Shuaiba Formations: implications for the Early Cretaceous evolution of the Arabian Gulf Region. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, 80(5), 647-662.

Van Buchem, F. S. P., Eberli G. P., Whalen M. T., Mountjoy E. W. & Homewood P. W. (1996). The basinal geochemical signature and platform margin geometries in the Upper Devonian carbonate-siliciclastic system of western Canada, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 685-699.

Van der Voo, R. (1988). Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes : Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 311-324.

Vanderaveroet, P., Averbuch, O., Deconinck, J.-F. & Chamley, H. (1999). A record of glacial/interglacial alternations in Pleistocene sediments off New Jersey expressed by clay mineral, grain-size and magnetic susceptibility data. *Marine Geology*, 159, 79-92.

Van Steenwinkel, M. (1993). The Devonian-Carboniferous boundary : comparison between the Dinant Synclinorium and the northern border of the Rhenish Slate Mountains, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115, 665-681.

- Van Wagoner, J.C.,** Posamentier, H.W., Mitchum, P.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St C. Kendall, H.W. Posamentier, C.H. Ross & J.C. Van Wagoner (Editors). *Sea Level Changes: An integrated approach*. Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 42, pp. 39-45.
- Veirman, A. B. & Milanovsky, E. E.** (1993). Famenskii riftogenez i global'nye sobytiya na rubezhe franskogo i famenskogo vekov. In: Milanovsky, E. E. (Editor), *Problemy geologii i metallogenii Centralnogo Kazakhstana*. Mosk. Obsch. Ispyt. Prirody, Moscow, 108-118.
- Veirman, A. B.,** Kuzmin, A. V., Kononova, L. I., Baryshev, V. N. & Vorontsova, T. N. (1996). Rubezh franskogo i famenskogo vekov v Timano-Pechorskoj provincii, na Urale i v Kazakhstane (geologicheskie sobytiya i ich interpretatsiya). *Biul. Mosk. Obsch. Ispyt. Prirody, Otd. Geol.*, 71, 42-55.
- Veirman, A. B.,** Kuzmin, & Vorontsova, T. N. (1997). Geologicheskie sobytiya v Kazakhstane na rubezhe franskogo i famenskogo vekov i ich znachene v ryadu global'nykh sobytii etogo vremeni. *Biul. Mosk. Obsch. Ispyt. Prirody, Otd. Geol.*, 72/4, 35-46.
- Veizer, J.** (1983a).
Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In: Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J., Land, L. S. (Editors), *Stable isotope in sedimentary geology*. SEPM Short Course Notes, 10, III, pp. 1-100.
- Veizer, J.** (1983b).
Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Rev. Mineral.*, 11, 265-300.
- Velde, B.** (1995). *Origin and mineralogy of clays*. Berlin, Springer, 334 p.

W

- Walliser, O. H.** (1981).
The Geosynclinal development of the Rheinische Schiefergebirge (Renohercynian Zone of the Variscides, Germany). *Geologie en Mijnbouw*, 60, 89-96.
- Walliser, O. H.** (1984).
Geologic processes and global events. *Terra Cognita*, 4, 17-20.

Walliser, O.H. (1988).

Proposal for a Frasnian/Famennian Boundary Stratotype. Document submitted to the Devonian Subcommittee, I.U.G.S., Rennes, August 1988.

Walliser, O. H. (1996a).

Global events in the Devonian and Carboniferous. In: Walliser, O.H. (Editor). Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. Springer-Verlag Berlin, pp. 226-249.

Walliser, O.H. (1996b).

Phanerozoic development of selected global environmental features. In: Walliser, O.H. (Editor), Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Springer-Verlag Berlin, Germany, pp. 53-61.

Walliser, O.H., Groos-Uffenorde, H., Schindler, E. & Ziegler, W. (1989).

On the Upper Kellwasser Horizon (Boundary Frasnian/Famennian). Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 110, 247-255.

Wang, K. (1992a).

Late Devonian (early Famennian) microtektites. Fifth International Conference on Global Bioevents (International Geological Correlation Program 216) Abstracts, pp. 120. Universität Göttingen, Göttingen, Germany.

Wang, K. (1992b).

Glassy micropherules (microtektites) from an Upper Devonian limestone. *Science*, 256, 1547-1550.

Wang, K., Geldsetzer, H. H. J. & Chatterton, B. D. E. (1994).

A Late Devonian extraterrestrial impact and extinction in eastern Gondwana: Geochemical, sedimentological, and faunal evidence, Geological Society of America, Special paper, 293, 111-120.

Warne, J. E. & Sandberg, C. A. (1995).

The catastrophic alamo breccia of southern Nevada. Record of a Late Devonian extraterrestrial impact. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 188, 31-57.

Warr, L.N., 1996. Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. *European Journal of Mineralogy*, 8, 115-127.

Warr, L.N. & Rice, A.H., 1993.

Crystallinity Index Standard. Unpublished report, 45 pp.

Warr, L.N. & Rice, A.H., 1994.

Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 141-152.

Warr, L.N., Primmer, T. J. & Robinson, D. (1991). Variscan very low-grade metamorphism in southwest England: a diastathermal and thrust-related origin. *Journal of Metamorphic geology*, 9, 751-764.

Weaver, C. E. & Broekstra, B. R., 1984. Illite-mica. In: Weaver C. E. & Associates (Editors), *Shale Slate Metamorphism in Southern Appalachians*. Elsevier, Amsterdam, pp. 67-199.

Weaver, C. E. (1960). Possible uses of clay minerals in search for oil. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 44, 1505-1518.

Weissert, H. (1989).

C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: A case study from the Early Cretaceous. *Surv. Geophys.*, 10, 1-161.

Wendt, J., Aigner, T. & Neugebauer, J., 1984. Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: the Tafilalt Platform (upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Morocco), 31, 601-625.

Wendt, J. & Belka, Z. (1991).

Age and Depositional Environment of Upper Devonian (Early Frasnian to Early Famennian) Black Shales and Limestones (Kellwasser Facies) in the Eastern Anti-Atlas, Morocco, *Facies*, 25, 51-90.

Wilde, P. & Berry, B. N. (1984).

Destabilization of the oceanic density structure and its significance to marine « extinction » events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 48, 143-162.

Wilde, P. & Berry, B. N. (1986).

The role oceanographic factors in the generation of global bio-events. In Walliser, O. H., ed., *Global Bio-events, Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag, vol. 8, pp. 75-91.

Wilson, J.L. (1975).

Carbonate Facies in Geology History. Springer Verlag, Berlin, 471p.

Wilson, M.D. & Pittman, E.D. (1977).

Authigenic clay in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47/1, 3-31.

Wilson, M. & Lyashkevitch, Z. M. (1996).

Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets Rift East European Platform. *Tectonophysics*, 268, 65-81.

Winkler, H.G.F. (1964).

Das T.P. Feld der diagenese und niedrigtemperierten metamorphose auf grund von mineralreaktionen. *Bertr. Min. Petr.*, 10, 70-93.

Y

Yang, C. & Hesse, R. (1991).

Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic grade in an overthrust belt, external domain of southern Canadian Appalachians. *Clay Minerals*, 26, 211-231.

Yans, J. (1995).

Stratigraphie, sédimentologie et minéralogie des argiles du Dévonien Moyen dans la coupe de Remouchamps (bord nord-est du Bassin de Dinant, Belgique). *Mémoire de l'Université Libre de Bruxelles* (non publié), 124 p.

Young, G. C. (1981).

Biogeography of Devonian Vertebrates, *Alcheringa*, 5, 225-243.

Z

Zachos, J. C. & Arthur, M. A. (1986).

Paleoceanography of the Cretaceous/Tertiary boundary event: inferences from stable isotopic and other data. *Paleoceanography*, 1, 5-26.

Ziegler, P. A. (1988).

Laurussia - The Old Red Continent. In: McMillan, N. J., Embry, A. F., Glass, D. J. (Editors), *Devonian of the World*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14(1), 15-48.

Ziegler, P. A. (1990).

Geological Atlas of western and central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., 329 p.

Ziegler, W. & Sandberg, C. A. (1990).

The late Devonian standard conodont zonation. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 121, 1-115.

Ziegler, W. & Sandberg, C. A. (1996).

Reflexions on Frasnian and Famennian Stage boundary decisions as a guide to future deliberations. Newsletter Stratigraphica, 33(3), 157-180.

CHAPITRE 11

ANNEXES

Tableau 1 : Minéralogie des argiles à Steinbruch Schmidt.

Dans les différentes colonnes sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon (sample), le pourcentage en illite (I%), le pourcentage en kaolinite (K%), le pourcentage en interstratifiés illite/smectite (M%), le pourcentage en chlorite (C%), la présence (P) de quartz (Qz), de feldspaths potassiques (F.K.) et de goethite (Goeth.), l'indice de cristallinité glycolé et calibré ou IC(cal), l'indice d'Esquevin glycolé ou Esq(g), le rapport (001)/(002) glycolé noté R(g), l'indice IR de Srodon, et enfin les indices de Shirozu mesurés sur l'essai glycolé notés W1(g) et W2(g).

N.B. Se reporter à la colonne lithologique pour connaître la position stratigraphique des échantillons.

Sample	I(%)	K(%)	M(%)	C(%)	Qz	F.K.	Goeth.	IC (cal)	Esq(g)	R(g)	IR	W1(g)	W2(g)
SQ1	50	50						0,43	0,38	2,6	0,87	0,3	0,35
SQ8	60	40			P			0,34	0,37	2,7	1,17	0,25	0,28
SQ15	60	40			P			0,43	0,46	2,18	1,1	0,3	0,3
SQ21	70	25	5		P		P	0,465	0,3	3,38	1,23	0,32	0,6
SQ22	75	20	5		P		P	0,62	0,43	2,32	1,33	0,41	0,42
SQ25	75	15	10				P	0,4	0,4	2,5	1,43	0,28	0,4
SQ30	70	25	5		P			0,5	0,5	2,02	0,85	0,34	0,34
SQ31	65	35			P			0,43	0,42	2,36	1,27	0,3	0,3
SQ38	55	40		5	P			0,43	0,32	3,14	1,29	0,3	0,3
SQ42	50	45		5	P			0,43	0,42	2,38	1,41	0,35	0,35
SQ44	70		30		P	P			0,41	2,43	1,98		
SQ45	55	45			P		P	0,465	0,42	2,39	1,27	0,32	0,3
SQ55	60	35		5	P			0,43	0,33	3	1,31	0,3	0,35
SQ63	65	35			P	P	P	0,43	0,48	2,09	1,23	0,3	0,32
SQ71	70	30				P	P	0,43	0,46	2,18	1,22	0,3	0,31
SQ78	80	20			P		P	0,6	0,47	2,16	1,42	0,4	0,3
SQ80	90	10				P	P	0,48	0,4	2,5	1,51	0,33	0,3
SQ84	90	10			P	P		0,515	0,37	2,69	1,15	0,35	0,32
SQ84b	75	25				P	P	0,45	0,42	2,37	1,58	0,31	0,35
SQ90	65	35			P	P	P	0,43	0,38	2,63	1,42	0,3	0,32
SQ91	65	35			P			0,515	0,38	2,62	1,32	0,35	0,4
SQ97	70	30			P			0,6	0,3	3,35	1,30	0,4	0,32
SQ103	55	45			P		P	0,43	0,32	3,16	1,25	0,28	0,2
SQ106	60	40			P		P	0,52	0,37	2,71	0,91	0,3	0,2
SQ113	50	50			P		P	0,43	0,39	2,58	1,1	0,3	0,25

Tableau 2: Mesures de susceptibilité magnétique à Steinbruch Schmidt

Dans les différentes colonnes, sont reportés successivement de la gauche vers la droite: le numéro d'échantillon analysé, le poids (en grammes), le calibre utilisé lors de la mesure par le Kappabridge, le coefficient de correction, la mesure à vide du porte échantillons, trois mesures successives du signal, la valeur volumique et enfin la valeur calculée de la susceptibilité magnétique (correspondant à la susceptibilité massique). La position stratigraphique des échantillons est figurée en regard de la colonne lithologique.

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnét.
SQ2	16,601	1	0,05	-190	263	266	263	22,7	1,37E-08
SQ4	15,206	1	0,05	-190	638	638	632	41,3	2,72E-08
SQ5	13,999	1	0,05	-190	263	263	261	22,6166667	1,62E-08
SQ6	14,275	1	0,05	-190	222	211	224	20,45	1,43E-08
SQ7	11,911	1	0,05	-190	178	175	177	18,3333333	1,54E-08
SQ9	10,154	1	0,05	-190	198	200	198	19,4333333	1,91E-08
SQ10	6,715	1	0,05	-190	120	120	120	15,5	2,31E-08
SQ11	12,122	1	0,05	-190	251	250	251	22,0333333	1,82E-08
SQ12	9,715	1	0,05	-190	122	122	123	15,6166667	1,61E-08
SQ14	14,876	1	0,05	-190	381	382	382	28,5833333	1,92E-08
SQ15	14,973	1	0,05	-190	524	519	519	35,5333333	2,37E-08
SQ16	16,139	1	0,05	-190	170	168	169	17,95	1,11E-08
SQ17	15,397	1	0,05	-190	281	257	255	22,7166667	1,48E-08
SQ18	11,963	1	0,05	-190	100	102	101	14,55	1,22E-08
SQ19	15,697	1	0,05	-190	224	227	227	20,8	1,33E-08
SQ20	15,644	1	0,05	-190	66	67	66	12,8166667	8,19E-09
SQ21	16,504	1	0,05	-190	236	235	236	21,2833333	1,29E-08
SQ22	15,146	1	0,05	-190	1060	1061	1061	62,5333333	4,13E-08
SQ23	13,952	1	0,05	-190	-20	-18	-20	8,5333333	6,12E-09
SQ24	12,578	1	0,05	-190	225	227	222	20,7333333	1,65E-08
SQ26	14,959	1	0,05	-190	237	243	244	21,5666667	1,44E-08
SQ27	14,638	1	0,05	-190	618	620	620	40,4666667	2,76E-08
SQ28	11,279	1	0,05	-190	0	2	0	9,5333333	8,45E-09
SQ29	13,36	1	0,05	-190	448	449	444	31,85	2,38E-08
SQ30	14,732	1	0,05	-190	192	192	192	19,1	1,30E-08
SQ31	12,553	1	0,05	-190	373	368	371	28,0333333	2,23E-08
SQ32	17,064	1	0,05	-190	310	309	313	25,0333333	1,47E-08
SQ32'	15,813	1	0,05	-190	255	253	276	22,5666667	1,43E-08
SQ33	14,639	1	0,05	-190	-240	241	240	21,5166667	1,47E-08
SQ34	15,478	1	0,05	-190	282	282	280	23,5666667	1,52E-08
SQ35	12,411	1	0,05	-190	269	269	270	22,9666667	1,85E-08
SQ36	15,197	1	0,05	-190	349	348	347	26,9	1,77E-08
SQ37	14,396	1	0,05	-190	219	221	221	20,5166667	1,425E-08
SQ38	13,258	1	0,05	-190	179	180	180	18,4833333	1,39E-08
SQ39	8,525	1	0,05	-190	68	68	69	12,9166667	1,52E-08
SQ40	13,699	1	0,05	-190	301	300	301	24,5333333	1,79E-08
SQ41	11,532	1	0,05	-190	345	346	346	26,7833333	2,32E-08

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnét.
SQ43	17,153	1	0,05	-190	584	587	585	38,7666667	2,26E-08
SQ44	16,893	1	0,05	-190	323	324	322	25,65	1,52E-08
SQ46	14,65	1	0,05	-190	269	274	275	23,1333333	1,58E-08
SQ47	16,557	1	0,05	-190	202	202	203	19,6166667	1,18E-08
SQ49	10,952	1	0,05	-190	185	189	188	18,8666667	1,72E-08
SQ50	11,361	1	0,05	-190	37	38	39	11,4	1,00E-08
SQ51	14,475	1	0,05	-190	156	157	154	17,2833333	1,19E-08
SQ52	15,673	1	0,05	-190	281	285	284	23,6666667	1,51E-08
SQ53	11,581	1	0,05	-190	28	28	27	10,8833333	9,40E-09
SQ54	13,198	1	0,05	-190	212	211	214	20,1166667	1,52E-08
SQ56	15,904	1	0,05	-190	245	244	245	21,7333333	1,37E-08
SQ57	16,21	1	0,05	-190	381	381	379	28,5166667	1,76E-08
SQ58	8,507	1	0,05	-190	46	46	47	11,8166667	1,39E-08
SQ60	10,396	1	0,05	-190	71	72	71	13,0666667	1,26E-08
SQ61	14,086	1	0,05	-190	190	190	195	19,0833333	1,35E-08
SQ61-62	14,135	1	0,05	-190	197	197	190	19,2333333	1,36E-08
SQ62	13,805	1	0,05	-190	140	141	141	16,5333333	1,20E-08
SQ63	17,736	1	0,05	-190	189	193	190	19,0333333	1,07E-08
SQ64	14,087	1	0,05	-190	166	162	158	17,6	1,25E-08
SQ65	14,364	1	0,05	-190	138	136	137	16,35	1,14E-08
SQ66	17,144	1	0,05	-190	362	360	361	27,55	1,61E-08
SQ67	13,412	1	0,05	-190	148	147	148	16,8833333	1,26E-08
SQ68	9,436	1	0,05	-190	59	58	58	12,4166667	1,32E-08
SQ69	12,839	1	0,05	-190	84	87	85	13,7666667	1,07E-08
SQ70	11,45	1	0,05	-190	92	93	92	14,1166667	1,23E-08
SQ72	6,442	1	0,05	-190	-14	-13	-13	8,8333333	1,37E-08
SQ73	9,632	1	0,05	-190	59	60	62	12,5166667	1,30E-08
SQ74	15,784	1	0,05	-190	399	400	399	29,4666667	1,87E-08
SQ75	11,563	1	0,05	-190	345	324	325	26,0666667	2,25E-08
SQ76	13,216	1	0,05	-190	512	503	511	34,9333333	2,64E-08
SQ78	14,274	1	0,05	-190	556	557	558	37,35	2,62E-08
SQ79	15,897	1	0,05	-190	218	221	215	20,4	1,28E-08
SQ80	10,554	1	0,05	-190	134	134	135	16,2166667	1,54E-08
SQ81	13,684	1	0,05	-190	397	394	394	29,25	2,14E-08
SQ82	9,005	1	0,05	-190	191	190	190	19,0166667	2,11E-08
SQ83	12,505	1	0,05	-190	371	371	369	28,0166667	2,24E-08
SQ84	13,845	1	0,05	-190	345	345	347	26,7833333	1,93E-08
SQ85	15,386	1	0,05	-190	518	517	520	35,4166667	2,30E-08
SQ86	16,367	1	0,05	-190	495	495	499	34,3166667	2,10E-08
SQ88	16,358	1	0,05	-190	483	482	482	33,6166667	2,06E-08
SQ91	7,906	1	0,05	-190	112	113	112	15,1166667	1,91E-08
SQ92	15,983	1	0,05	-190	415	417	418	30,3333333	1,90E-08
SQ93	14,896	1	0,05	-190	319	320	319	25,4666667	1,71E-08
SQ94	17,179	1	0,05	-190	377	380	378	28,4166667	1,65E-08
SQ95	14,176	1	0,05	-190	502	502	499	34,55	2,44E-08
SQ96	11,253	1	0,05	-190	322	325	324	25,6833333	2,28E-08
SQ97	17,327	1	0,05	-190	650	651	651	42,0333333	2,43E-08
SQ98	12,82	1	0,05	-190	512	512	509	35,05	2,73E-08
SQ99	13,352	1	0,05	-190	735	738	735	46,3	3,47E-08

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnét.
SQ100	15,481	1	0,05	-190	739	739	736	46,4	3,00E-08
SQ103	16,816	1	0,05	-190	1036	1031	1036	61,2166667	3,64E-08
SQ104	17,236	1	0,05	-190	1198	1197	1194	69,3166667	4,02E-08
SQ105	12,451	1	0,05	-190	693	696	688	44,1166667	3,54E-08
SQ106	10,471	1	0,05	-190	631	626	630	40,95	3,91E-08
SQ107	18,544	1	0,05	-190	1457	1457	1458	82,3666667	4,44E-08
SQ108	10,097	1	0,05	-190	661	659	654	42,4	4,20E-08
SQ109	18,9	1	0,05	-190	1159	1161	1165	67,5833333	3,58E-08
SQ110	17,681	1	0,05	-190	1190	1182	1190	68,8666667	3,89E-08
SQ111	19,739	1	0,05	-190	1212	1213	1217	70,2	3,56E-08
SQ112	17,4	1	0,05	-190	1293	1298	1297	74,3	4,27E-08
SQ113	14,718	1	0,05	-190	933	933	926	56,0333333	3,81E-08
SQ114	16,234	1	0,05	-190	698	697	700	44,4166667	2,74E-08
SQ115	9,219	1	0,05	-190	448	453	453	32,0666667	3,48E-08

Tableau 3 : Minéralogie des argiles à Steinbruch Benner.

Dans les différentes colonnes sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon (sample), le pourcentage en illite (I%), le pourcentage en chlorite (C%), le pourcentage en interstratifiés illite/smectite (I/S%), la présence (P) de quartz (Qz), l'indice de cristallinité calibré (IC(cal)), l'indice d'Esquevin glycolé (Esq (g)), l'indice IR de Srodon, le rapport (001)/(002) glycolé noté R(g) et enfin les indices de Shirozu mesurés sur l'essai glycolé et notés W1(g) et W2 (g). La position stratigraphique est reportée en regard de la colonne lithologique.

sample	I (%)	C (%)	I/S (%)	Qz	IC(cal)	Esq(g)	Ir	R(g)	W1 (g)	W2 (g)
SB 15	75	25			0,35	0,36	1,17	2,78	0,25	0,25
SB 23	80	20		P	0,36	0,35	1,14	2,86	0,26	0,27
SB 25a	75	25		P	0,43	0,4	1,27	2,5	0,3	0,3
SB 26	90	10		P	0,43	0,35	1,27	2,83	0,3	0,28
SB 28	90	10		P	0,39	0,42	1,05	2,38	0,28	0,3
SB 33	80	20		P	0,43	0,39	1,28	2,54	0,3	0,28
SB 35a	80	20		P	0,43	0,36	1,18	2,74	0,3	0,29
SB 36d	80	20			0,43	0,42	1,13	2,39	0,3	0,25
SB 42	85	15		P	0,43	0,33	0,93	3,07	0,3	0,3
SB 44	85	15		P	0,28	0,39	1,26	2,55	0,21	0,3
SB 45	90	10			0,43	0,4	1,13	2,48	0,3	0,22
SB 46	80	20			0,35	0,36	1,05	2,76	0,25	0,27
SB 47/48	75	10	15	P	0,77	0,32	1,16	3,13	0,5	0,5
SB 49	85	15		P	0,35	0,44	1,18	2,28	0,25	0,23

Tableau 4 : Mesures de susceptibilité magnétique à Steinbruch Benner.

Dans les différentes colonnes, sont reportés successivement de la gauche vers la droite: le numéro d'échantillon analysé, le poids (en grammes), le calibre utilisé lors de la mesure par le Kappabridge, le coefficient de correction, la mesure à vide du porte-échantillons, trois mesures successives du signal, la valeur volumique et enfin la valeur calculée de la susceptibilité magnétique. La position stratigraphique des échantillons est reportée en regard de la colonne lithologique.

n° éch.	poids (gr)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure1	mesure2	mesure3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
1	12.159	1	0.05	-190	877	872	875	53.233	4.38 E-08
2	13.83	1	0.05	-190	801	802	800	49.55	3.58E-08
3	13.969	1	0.05	-190	518	521	520	35.483333	2.54E-08
4	14.445	1	0.05	-190	1089	1090	1089	63.966667	4.43E-08
8	14.274	1	0.05	-190	777	774	775	48.266667	3.38E-08
9a	13.274	1	0.05	-190	787	787	787	48.85	3.68E-08
9b	15.373	1	0.05	-190	1059	1062	1060	62.516667	4.07E-08
10	15.599	1	0.05	-190	1020	1021	1019	60.5	3.88E-08
11	15.414	1	0.05	-190	1163	1164	1162	67.65	4.39E-08
12	13.845	1	0.05	-190	968	960	971	57.816667	4.18E-08
13	7.105	1	0.05	-190	637	634	635	41.266667	5.81E-08
14a	14.405	1	0.05	-190	405	405	406	29.766667	2.07E-08
14b	12.57	1	0.05	-190	635	634	635	41.233333	3.28E-08
14c	14.317	1	0.05	-190	959	960	958	57.45	4.01E-08
14d	15.7	1	0.05	-190	895	897	896	54.3	3.46E-08
15a	13.743	1	0.05	-190	874	873	875	53.2	3.87E-08
15b	12.814	1	0.05	-190	566	568	567	37.85	2.95E-08
16a	14.882	1	0.05	-190	898	898	899	54.416667	3.66E-08
16b	16.689	1	0.05	-190	836	832	834	51.2	3.07E-08
18	13.295	1	0.05	-190	671	671	672	43.066667	3.24E-08
19	12.637	2	0.1	-95	1036	1035	1036	113.06667	8.95E-08
20	13.044	2	0.1	-95	930	930	930	102.5	7.86E-08
21	10.304	2	0.1	-95	950	951	950	104.53333	1.01E-07
22	18.023	2	0.1	-95	954	956	955	105	5.83E-08
23	15.827	2	0.1	-95	814	812	812	90.766667	5.73E-08
24b	15.677	2	0.1	-95	660	661	660	75.533333	4.82E-08
25a	12.934	2	0.1	-95	517	517	517	61.2	4.73E-08
25b	14.573	2	0.1	-95	257	257	257	35.2	2.42E-08
25c	15.049	2	0.1	-95	188	189	188	28.333333	1.88E-08
25d	14.315	2	0.1	-95	1315	1311	1313	140.8	9.84E-08
27	13.941	2	0.1	-95	222	223	222	31.733333	2.28E-08
28	14.728	2	0.1	-95	195	195	196	29.033333	1.97E-08
30	36.748	2	0.1	-95	537	538	536	63.2	1.72E-08

n° éch.	poids (gr)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure1	mesure2	mesure3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
31	14.75	2	0.1	-95	312	313	313	40.766667	2.76E-08
33	14.808	2	0.1	-95	299	299	299	39.4	2.661E-08
34	16.087	2	0.1	-95	210	211	210	30.533333	1.90E-08
35a	15.6	2	0.1	-95	180	184	182	27.7	1.78E-08
35b	13.167	2	0.1	-95	363	364	363	45.833333	3.48E-08
36a	15.514	2	0.1	-95	1170	1170	1170	126.5	8.15E-08
36b	14.725	2	0.1	-95	1060	1060	1059	115.46667	7.84E-08
36c	15.016	2	0.1	-95	799	798	798	89.333333	5.95E-08
36d	14.241	2	0.1	-95	327	327	328	42.233333	2.97E-08
38	14.616	2	0.1	-95	310	310	310	40.5	2.77E-08
39	13.234	2	0.1	-95	365	365	364	45.966667	3.47E-08
40a	14.737	2	0.1	-95	386	384	385	48	3.26E-08
43	29,49	2	0,1	-90	793	794	792	88,3	2,99E-08
44	14.481	2	0.1	-95	283	283	283	37.8	2.61E-08
46	16.944	2	0.1	-95	346	346	346	44.1	2.60E-08
47	12.089	2	0.1	-95	239	240	238	33.4	2.76E-08
48	11.846	2	0.1	-95	256	255	254	35	2.95E-08
49	14.002	2	0.1	-95	263	263	263	35.8	2.56E-08
50a	12.064	2	0.1	-95	240	241	241	33.566667	2.78E-08
50b	12.88	2	0.1	-95	305	304	305	39.966667	3.10E-08
51	17.172	2	0.1	-95	450	450	450	54.5	3.17E-08

Tableau 5 : Minéralogie des argiles à Coumiac (carrière haute)

Dans les différentes colonnes sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon (sample), le pourcentage en illite (I%), le pourcentage en kaolinite (K%), le pourcentage en interstratifiés illite/smectite (M%), le pourcentage en smectite (S%), la présence (P) de quartz (Qz), l'indice de cristallinité calibré (IC(cal)), l'indice d'Esquevin glycolé (Esq (g)), le rapport (001)/(002) glycolé noté R(g), l'indice IR de Srodon et enfin les indices de Shirozu mesurés sur l'essai glycolé et notés W1(g) et W2 (g).

sample	I(%)	K(%)	M(%)	S(%)	Qz	IC(cal)	Esq(g)	R(g)	IR	W1(g)	W2(g)
KM1A	100%				P						
KM3A	100%				P	0,78	0,25			0,5	0,6
KM6B	85%	15%			P	0,94	0,45		1,0563	0,6	0,41
KM6F	100%				P	0,84	0,37				
KM9B	90%	5%	5%		P	0,78	0,36		1,153	0,5	0,7
KM10B	95%		5%		P	0,94	0,33			0,6	0,7
KM11S	95%		5%		P	0,78	0,28				
KM11B	100%				P						
KM14B	100%				P	0,68	0,41	2,43	1,2		
KM17B	95%	5%			P	0,59	0,15	6,6	1,09		
KM23A	85%	15%			P	0,78	0,4	2,52	1,05	0,5	0,6
KM24Ai	80%	15%		5%	P	0,84	0,33	3	1,31	0,55	0,7
KM24D	85%	15%			P		0,18	5,5	1,48		
KM25A	70%	20%		10%	P	0,92	0,25	4,13	1,72	0,6	0,9
KM26B	75%	20%		5%	P	0,84	0,32	3,05		0,55	0,7
KM28A	75%	15%		5%	P		0,34	2,89			
KM30A	80%	15%		5%	P	0,76	0,29	3,49	1,17	0,5	0,6
KM30B	75%	20%		5%	P	0,84	0,34	2,95	1,17	0,55	0,6
KM31A	80%	20%			P		0,21	4,78			
KM31B	75%	25%			P	0,94	0,46	2,17			
KM31C	85%	15%			P		0,36				
KM31D	95%	5%			P		0,41				
KM31Ei	80%	20%			P	0,94	0,35	2,86	1,47	0,6	0,8
KM31F	80%	15%	5%		P		0,37	2,72	1,64	0,65	0,8
KM31G	100%				P						
KM32Fe	95%		5%		P	0,68	0,21	4,77	1,12		
KM32Ai	80%	15%	5%		P		0,8	1,2	1,7	0,7	0,8
KM32Am	65%	30%		5%	P		0,4	2,5	1,48	0,5	0,4
KM32As	85%	10%	5%		P	0,42	0,3				
KM32B	80%	20%			P	0,76			1,42	0,5	0,6
KM32C	80%	15%	5%		P		0,24		1,08		
KM32Dm	90%		10%		P	0,84		3,49	1,33		
KM32Ds	100%				P	0,64	0,26	3,8	2,26		

sample	I(%)	K(%)	M(%)	S(%)	Qz	IC(cal)	Esq(g)	R(g)	IR	W1(g)	W2(g)
KM32E	90%		10%		P	0,71	0,44	2,27	0,86		
KM32Fi	95%	5%			P	1	0,33	3	1,86	0,6	0,8
KM32Fs	90%	10%			P	0,68	0,32	3,07	1,26		
KM33A	95%	5%			P	0,94	0,23	4,22			
KM33Bi	95%	5%			P	0,64	0,62	4,22	2,26		
KM34A	90%	10%			P	0,88	0,38	1,16		0,7	0,9
KM35Am	100%				P	0,94	0,39	1,36	2,56		
KM36As	100%				P	0,94	0,29	3,43	1,36		
KM37A	85%	15%			P	0,68	0,19	5,14	1,35		
KM40D	75%	25%			P	0,71	0,24	4,07	1,09		
KM43A	100%				P	0,54	0,33	3	1,3		

Tableau 6 : Mesures de susceptibilité magnétique à Coumiac (carrière haute).

Dans les différentes colonnes, sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon analysé, le poids (en grammes), le calibre utilisé lors de la mesure par le Kappabridge, le coefficient de correction, la mesure à vide du porte-échantillons, trois mesures successives du signal, la valeur volumique et enfin la valeur calculée de la susceptibilité magnétique.

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
2a	9.578	3	0.2	-40	51	51	51	18.2	1.90E-08
2c	14.16	3	0.2	-40	185	186	185	45.066667	3.18E-08
3a	10.93	3	0.2	-40	101	100	102	28.2	2.58E-08
4a	17.35	3	0.2	-40	191	190	190	46.066667	2.66E-08
4b	9.837	3	0.2	-40	287	287	287	65.4	6.65E-08
4c	12.5	3	0.2	-40	139	139	139	35.8	2.86E-08
6a	18.58	3	0.2	-40	171	171	171	42.2	2.27E-08
6b	12.92	3	0.2	-40	99	100	100	27.933333	2.16E-08
6c	19.96	3	0.2	-40	213	212	213	50.533333	2.53E-08
6d	15.69	3	0.2	-40	160	160	160	40	2.55E-08
6e	13.45	3	0.2	-40	107	107	107	29.4	2.19E-08
6f	11.55	3	0.2	-40	44	45	45	16.933333	1.47E-08
6g	13.48	3	0.2	-40	113	113	113	30.6	2.27E-08
7b	11.81	3	0.2	-40	67	67	67	21.4	1.81E-08
8a	13.13	3	0.2	-40	53	53	53	18.6	1.42E-08
8b	12.78	3	0.2	-40	41	41	41	16.2	1.27E-08
9a	14.03	3	0.2	-40	46	46	46	17.2	1.23E-08
9b	13.78	3	0.2	-40	71	70	72	22.2	1.61E-08
9c	14.14	3	0.2	-40	72	71	71	22.266667	1.58E-08
9d	14.14	3	0.2	-40	22	23	21	12.4	8.77E-09
9e	14.4	3	0.2	-40	71	70	71	22.133333	1.54E-08
9f	12.54	3	0.2	-40	0	-2	1	7.933333	6.33E-09
9g	16.71	3	0.2	-40	89	90	90	25.933333	1.55E-08
10a	16.27	3	0.2	-40	84	83	84	24.733333	1.52E-08
10b	16.99	3	0.2	-40	64	63	64	20.733333	1.22E-08
10c	10.31	3	0.2	-40	64	65	64	20.866667	2.02E-08
10i	13.85	3	0.2	-40	40	40	40	16	1.16E-08
11i	13.6	3	0.2	-40	30	30	30	14	1.03E-08
11s	13.28	3	0.2	-40	-2	-2	-2	7.6	5.72E-09
12	14.41	3	0.2	-40	36	36	36	15.2	1.06E-08
13a	11.11	3	0.2	-40	11	11	11	10.2	9.18E-09
13b	10.25	3	0.2	-40	28	28	28	13.6	1.33E-08
14a	6.79	3	0.2	-40	-26	-26	-26	2.8	4.12E-09
14b	12.35	3	0.2	-40	802	802	802	168.4	1.36E-07
16a	13.99	5	1	0	46	46	46	46	3.29E-08
17b	12.34	5	1	0	159	159	159	159	1.29E-07
18b	18.19	5	1	0	15	15	15	15	8.25E-09

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
20	9.57	5	1	0	6	5	5	5.3333333	5.57E-09
20-21	16.09	5	1	0	13	13	13	13	8.08E-09
21	10.54	5	1	0	2	2	2	2	1.90E-09
22a	10.38	3	0.2	-40	86	85	84	25	2.41E-08
22c	13.98	3	0.2	-40	144	144	143	36.7333333	2.63E-08
22d	14	3	0.2	-40	108	107	108	29.5333333	2.11E-08
23a	10.79	3	0.2	-40	143	143	143	36.6	3.39E-08
23c	9.68	3	0.2	-40	15	16	15	11.0666667	1.14E-08
23d	12.13	3	0.2	-40	18	18	18	11.6	9.56E-09
24ai	18.86	3	0.2	-40	6	5	6	9.1333333	4.84E-09
24as	19.81	3	0.2	-40	-22	-21	-22	3.6666667	1.85E-09
24bc1	24.31	3	0.2	-40	104	103	103	28.6666667	1.18E-08
24bc2	15.12	3	0.2	-40	12	12	11	10.3333333	6.83E-09
24di	18	3	0.2	-40	0	0	0	8	4.44E-09
24ds	17.04	3	0.2	-40	43	44	44	16.7333333	9.82E-09
24e	19.7	3	0.2	-40	73	72	73	22.5333333	1.14E-08
25a	18.21	3	0.2	-40	8	8	9	9.6666667	5.31E-09
25bi	21.29	3	0.2	-40	140	139	140	35.9333333	1.69E-08
25bs	16.24	3	0.2	-40	37	37	37	15.4	9.48E-09
25c	17.21	3	0.2	-40	146	146	146	37.2	2.16E-08
26b	18.61	3	0.2	-40	39	39	40	15.8666667	8.52E-09
26ci	18.1	3	0.2	-40	10	9	9	9.8666667	5.45E-09
26cs	21.36	3	0.2	-40	67	65	67	21.2666667	9.96E-09
26di	17.13	3	0.2	-40	49	49	50	17.8666667	1.04E-08
26ds	18.03	3	0.2	-40	32	32	32	14.4	7.99E-09
27	20.47	3	0.2	-40	76	76	77	23.2666667	1.14E-08
28a	18.52	3	0.2	-40	-7	-7	-7	6.6	3.56E-09
28b	21.53	3	0.2	-40	67	66	67	21.3333333	9.91E-09
28c	13.81	3	0.2	-40	10	11	10	10.0666667	7.29E-09
28d	15.26	3	0.2	-40	-14	-16	-15	5	3.28E-09
28e	14.01	3	0.2	-40	-17	-18	-17	4.5333333	3.24E-09
29ai	16.05	3	0.2	-40	29	29	29	13.8	8.599E-09
29as	15.3	3	0.2	-40	50	49	50	17.9333333	1.17E-08
29b	13.18	3	0.2	-40	-17	-15	-16	4.8	3.64E-09
29c	13.12	3	0.2	-40	-11	-10	-11	5.8666667	4.47E-09
29d	14.08	3	0.2	-40	11	12	11	10.2666667	7.29E-09
30ai	15.62	3	0.2	-40	-25	-25	-25	3	1.92E-09
30as	15.78	3	0.2	-40	28	28	28	13.6	8.62E-09
30bi	13.02	3	0.2	-40	49	50	49	17.8666667	1.37E-08
30bs	18.96	3	0.2	-40	46	47	46	17.2666667	9.11E-09
31a	12.88	3	0.2	-40	36	37	36	15.2666667	1.19E-08
31bi	19.79	3	0.2	-40	267	267	267	61.4	3.10E-08
31bs	13.91	3	0.2	-40	279	278	277	63.6	4.57E-08
31cm	17.86	3	0.2	-40	197	197	197	47.4	2.65E-08
31cs	19.79	3	0.2	-40	160	159	159	39.8666667	2.01E-08
31d	8.936	3	0.2	-40	118	118	119	31.6666667	3.54E-08
31ei	13.19	3	0.2	-40	227	226	227	53.3333333	4.04E-08
31em	17.52	3	0.2	-40	253	253	253	58.6	3.34E-08
31es	17.14	3	0.2	-40	304	304	304	68.8	4.01E-08

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
31f	20.65	3	0.2	-40	415	415	415	91	4.41E-08
31g	15.02	3	0.2	-40	-16	-15	-15	4.9333333	3.29E-09
32fe	16.74	3	0.2	-40	181	181	181	44.2	2.64E-08
32ai	18.77	3	0.2	-40	53	55	54	18.8	1.00E-08
32am	21.86	3	0.2	-40	24	24	24	12.8	5.85E-09
32bi	20.21	3	0.2	-40	127	128	127	33.466667	1.66E-08
32bs	13.94	3	0.2	-40	121	120	122	32.2	2.31E-08
32ci	14.96	3	0.2	-40	-12	-13	-12	5.5333333	3.70E-09
32cm	11.41	3	0.2	-40	58	57	58	19.533333	1.71E-08
32d	15.74	3	0.2	-40	499	499	499	107.8	6.85E-08
32ei	16.93	3	0.2	-40	109	108	107	29.6	1.75E-08
32em	17.61	3	0.2	-40	592	592	592	126.4	7.18E-08
32fi	16	3	0.2	-40	140	140	140	36	2.25E-08
32fm	11.53	3	0.2	-40	180	181	180	44.066667	3.82E-08
33ai	14.27	3	0.2	-40	648	650	649	137.8	9.66E-08
33as	18.07	3	0.2	-40	806	807	806	169.26667	9.37E-08
33bi	10.19	3	0.2	-40	881	880	880	184.06667	1.81E-07
33bs	12.33	3	0.2	-40	1225	1227	1226	253.2	2.05E-07
34am	12.77	3	0.2	-40	51	52	51	18.266667	1.431E-08
34as	15.37	3	0.2	-40	893	893	893	186.6	1.21E-07
34bi	16.69	3	0.2	-40	1087	1087	1087	225.4	1.35E-07
35i	15.19	3	0.2	-40	921	924	922	192.46667	1.27E-07
35m	14.65	3	0.2	-40	458	458	458	99.6	6.80E-08
36as	15.55	3	0.2	-40	770	771	770	162.06667	1.04E-07
37c	14.58	3	0.2	-40	882	883	881	184.4	1.26E-07
38b	12.74	3	0.2	-40	893	891	892	186.4	1.46E-07
38c	12.72	3	0.2	-40	816	817	816	171.26667	1.35E-07
39a	17.12	3	0.2	-40	743	743	743	156.6	9.15E-08
39b	15.86	3	0.2	-40	709	709	709	149.8	9.44E-08
39c	14.37	3	0.2	-40	1188	1188	1188	245.6	1.71E-07
39d	18.85	3	0.2	-40	1149	1148	1149	237.73333	1.26E-07
40a	13.91	3	0.2	-40	950	951	950	198.06667	1.42E-07
40d	17.28	3	0.2	-40	802	801	802	168.33333	9.74E-08

Tableau 7 : Isotopes stables (carbone et oxygène) de Coumiac (carrière haute)

Dans les différentes colonnes sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon, la valeur isotopique du $\delta^{13}\text{C}$ (‰), l'erreur σ sur la mesure en carbone, la valeur isotopique du $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰) et l'erreur σ sur la mesure en oxygène.

Sample	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	σ	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	σ
1A	0,094	0,021	-5.859	0,042
3A	-2,21	0,013	-4.419	0,022
4B	0,954	0,014	-3.971	0,042
6F	1,7	0,01	-4.583	0,034
9A	1.355	0,013	-4.074	0,019
9B	2.425	0,017	-3,45	0,032
10A	-0,05	0,023	-4,85	0,018
11S	1.305	0,027	-3.893	0,048
14A	0,974	0,02	-4.046	0,021
17B	-0,415	0,031	-4.201	0,025
18B	0,592	0,014	-4.559	0,025
19	0,0706	0,009	-4.289	0,023
20	-3.442	0,038	-4.206	0,035
23A	0,702	0,031	-4.279	0,034
24Ai	-1.759	0,016	-4.212	0,012
24As	-2.525	0,024	-4.318	0,031
24Ds	3.139	0,18	-3.816	0,041
25A	2.059	0,17	-4.384	0,03
26B	1.657	0,016	-4.429	0,031
28A	-3.244	0,009	-4.411	0,031
28B	-1.594	0,014	-4.458	0,036
28E	-3.506	0,005	-4.625	0,019
29Ai	1.031	0,006	-4,76	0,026
29C	0,976	0,014	-4.647	0,023
30Ai	1.007	0,022	-4.512	0,034
30As	1.025	0,021	-4.564	0,02
30Bi	1.003	0,02	-4.586	0,12
30Bs	0,838	0,006	-4.694	0,025
31A	0,943	0,01	-4,89	0,04
31Bi	-1.223	0,18	-4,67	0,039
31Bs	0,506	0,01	-4.764	0,016
31Cm	0,492	0,023	-4.793	0,022
31Cs	-0,652	0,012	-5.091	0,012
31D	-3.791	0,004	-4.888	0,03
31Ei	0,234	0,015	-4.997	0,032
31Es	-3.368	0,015	-5.174	0,027

31F	0,036	0,012	-5.056	0,006
Sample	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	σ	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	σ
31G	0,694	0,013	-5.136	0,023
32Fe	2.636	0,014	-4.108	0,022
32Ai	-1.651	0,035	-4,79	0,035
32Am	-2.196	0,011	-4.652	0,011
32As	-5.216	0,022	-4.712	0,039
32Bi	2.425	0,017	-4.587	0,021
32Bs	2.283	0,006	-4.625	0,021
32Ci	-5.769	0,009	-5.216	0,017
32Cm	-5,85	0,017	-5.134	0,019
32Dm	-2.867	0,01	-4.932	0,017
32Ds	-6.143	0,011	-5.219	0,017
32Em	-5,4	0,036	-4.829	
32Es	-4.521	0	-5.588	0,016
32Fi	-6,09	0,011	-4.972	0,017
32Fs	-0,861	0,003	-4.806	0,017
33Ai	-0,765	0,019	-4.862	0,009
33As	-0,191	0,013	-4.803	0,041
33Bi	-3.936	0,007	-4.845	0,018
33Bs	0,342	0,008	-4.851	0,027
34As	0,736	0,016	-4.434	0,004
34Bi	0,731	0,01	-4.477	0,011
35Ai	1.052	0,006	-4.686	0,016
35Am	1.605	0,008	-4.894	0,023
36As	-4.519	0,016	-4.403	0,018
36Bs	-0,696	0,011	-4.558	0,03
37A	0,709	0,012	-4.728	0,012
38B	1,27	0,015	-4.608	0,013
39A	0,099	0,007	-4.633	0,024
39C	0,955	0,012	-4.841	0,025
39D	0,567	0,011	-4.608	0,039
40B	0,982	0,013	-4.303	0,023
40D	1,33	0,011	-4.378	0,012
43A	0,729	0,016	-4,49	0,021
44C	0,709	0,014	-4.578	0,027

**Tableau 8 : Géochimie (éléments majeurs et en traces)
de Coumiac (carrière haute)**

Les colonnes indiquent successivement le numéro des bancs et donc de l'échantillon, la position en mètres de l'échantillon au sein de la colonne lithologique, les teneurs (%) successivement en Al₂O₃, en Fe₂O₃, en MnO et en MgO ainsi que les teneurs (en ppm) pour le Sr et le Ba.

num. banc	position (m)	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	Mn O %	Mg O %	Sr ppm	Ba ppm
1A	0,6	1,3	0,6	0,56	0,39	303	10
3A	1,7	1,3	1,2	0,58	0,32	226	36
4B	2,4	2,6	4,2	0,6	0,48	311	199
6 F	5,35	0,9	0,8	0,32	0,31	449	5
9B	6,7	1,2	0,6	0,37	0,38	253	5
10B	7,9	0,9	0,5	0,27	0,24	240	5
11S	9,3	0,6	0,5	0,12	0,18	209	15
14B	11	1,1	1,2	0,39	0,29	178	26
17B	12,35	0,6	0,6	0,3	0,26	165	47
18A	13,2	0,9	1,8	0,44	0,17	124	103
18B	14,2	0,4	0,9	0,49	0,16	164	86
20	14,9	1,3	0,8	0,29	0,16	90	205
23A	16,05	1,1	1,9	0,24	0,29	177	14
24Ai	16,55	0,4	0,2	0,18	0,08	91	83
24As	16,7	0,1	0,1	0,09	0,07	110	15
24Dsi	16,92	0,5	0,5	0,19	0,26	164	5
25A	17,15	0,3	0,2	0,16	0,24	167	5
26B	17,88	0,4	0,6	0,11	0,27	171	5
28A	18,55	0,5	0,2	0,12	0,1	104	5
29Ai	18,93	0,6	0,4	0,19	0,29	185	5
30Ais	19,33	0,5	0,4	0,13	0,28	206	5
30Bis	19,53	0,5	0,7	0,12	0,28	203	5
31A	19,67	0,6	0,9	0,14	0,32	190	5
31Bis	19,75	0,7	1	0,18	0,21	149	15
31Cims	19,9	0,7	1,1	0,21	0,23	154	5
31D	20,02	1	1,5	0,2	0,26	163	5
31E	20,14	1,6	3	0,27	0,19	120	107
31 F	20,27	1,1	0,9	0,24	0,25	135	5
31G	20,36	0,2	0,5	0,17	0,21	121	5
32FE	20,41	1	3,3	0,36	0,17	106	5
32Ai	20,45	0,7	0,3	0,27	0,13	99	5
32Am	20,5	0,4	0,2	0,23	0,1	89	47
32As	20,57	0,3	0,2	0,24	0,02	58	195
32Bis	20,69	0,7	0,5	0,18	0,33	185	5
32Cim	20,85	0,6	0,6	0,22	0,03	51	82
32Dm	21,06	1	1,1	0,27	0,05	59	160
32Ds	21,23	0,9	1,9	0,2	0,09	77	118
32E	21,35	1,2	1,8	0,34	0,05	58	345
32Fi	21,47	1,2	0,4	0,16	0,05	65	100
32Fs	21,78	1	1	0,31	0,19	142	44

num. banc	position (m)	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	Mn O %	Mg O %	Sr ppm	Ba ppm
33Ais	21,95	1,4	2,4	0,32	0,36	204	28
33Bi	22,15	1	4,1	0,52	0,24	159	65
33Bs	22,35	1,5	4,2	0,48	0,28	196	128
34A	23,05	1,3	2	0,28	0,36	197	12
35Am	23,7	1,3	2,5	0,3	0,27	157	47
36As	24,31	2,1	3,9	0,3	0,16	129	49
37A	25,88	2,1	4,1	0,2	0,41	203	9
38B	26,71	2,2	4,7	0,38	0,38	211	44
39C	27,53	1,4	3,1	0,5	0,45	236	11
40D	29	1,6	1,8	0,23	0,43	212	5
43A	30,61	2	6,3	0,33	0,3	182	10

Tableau 9 : Minéralogie des argiles à La Serre

Dans les différentes colonnes sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon (sample), le pourcentage en illite (I%), le pourcentage en kaolinite (%), le pourcentage en interstratifiés illite/smectite (M%), la présence (P) de quartz (Qz) et de goethite (Goeth.), l'indice de cristallinité glycolé et calibré (IC(cal)), l'indice d'Esquevin glycolé (Esq(g)), le rapport (001)/(002) glycolé noté R(g), l'indice IR de Srodon, l'indice BB1 (mesuré sur l'essai glycolé) et enfin les indices de Shirozu mesurés sur l'essai glycolé notés W1(g) et W2(g).

sample	I(%)	K(%)	M(%)	Qz	Goeth.	IC(cal)	Esq(g)	R(g)	IR	BB1	W1(g)	W2(g)
LSC0	90%	10%		P		>1.0	0,59	1,7	1,059			
LSC3	100%			P		>1.0						
LSC7	100%			P		>1.0			0,994	2,1		
LSC10-11	100%			P		>1.0	0,27	3,75	1,31	4,7	1	0,9
LSC14G	100%					>1.0	0,35	2,88	1,21	4,05	0,9	0,8
LSC14i	90%		10%	P	P	>1.0	0,3	3,33	1,18	4,3	1	0,9
LSC15ci	95%		5%	P	P	>1.0	0,29	3,45	1,29	3,45	0,85	0,8
LSC15im	90%		10%	P	P	>1.0	0,35	2,89	1,38	3,5	1	0,8
LSC17	90%		10%		P	>1.0	0,33	3	1,39	5,1		

Tableau 10 : Mesures de susceptibilité magnétique à La Serre

Dans les différentes colonnes, sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon analysé, le poids (en grammes), le calibre utilisé lors de la mesure par le Kappabridge, le coefficient de correction, la mesure à vide du porte échantillons, trois mesures successives du signal, la valeur volumique et enfin la valeur calculée de la susceptibilité magnétique (correspondant à la susceptibilité massique). Le lecteur peut se reporter à la figure 5.16 pour connaître la position stratigraphique des échantillons.

n° éch.	poids (gr)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnét.
1	12,11	2	0,1	-90	-93	-88	-91	-0,066666667	-5,51E-11
2a	28	2	0,1	-90	-119	-117	-117	-2,766666667	-9,88E-10
2b	13,69	2	0,1	-90	14	13	16	10,433333333	7,62E-09
4	14,16	2	0,1	-90	-79	-81	-77	1,1	7,77E-10
5s	33,75	2	0,1	-90	-84	-88	-89	0,3	8,89E-11
7a	21,09	2	0,1	-90	59	62	64	15,166666667	7,19E-09
7b	19,26	2	0,1	-90	108	106	112	19,866666667	1,03E-08
8i	9,55	2	0,1	-90	-25	-24	-26	6,5	6,81E-09
8s	29,17	2	0,1	-90	148	146	148	23,733333333	8,14E-09
9i	27,05	2	0,1	-90	165	168	167	25,666666667	9,49E-09
9m	29,42	2	0,1	-90	91	92	90	18,1	6,15E-09
9s	31,86	2	0,1	-90	64	62	64	15,333333333	4,81E-09
10	26,45	2	0,1	-90	1194	1203	1206	129,1	4,88E-08
11	28,71	2	0,1	-90	58	62	59	14,966666667	5,21E-09
12ai	32,29	2	0,1	-90	50	48	50	13,933333333	4,32E-09
12as	18,85	2	0,1	-90	466	469	473	55,933333333	2,97E-08
12b	35,13	2	0,1	-90	98	96	90	18,466666667	5,26E-09
13ai	31,28	2	0,1	-90	55	61	52	14,6	4,67E-09
13am	22,06	2	0,1	-90	45	45	33	13,1	5,94E-09
13as	30,5	2	0,1	-90	123	131	124	21,6	7,08E-09
13bi	34,71	2	0,1	-90	552	553	561	64,533333333	1,86E-08
13bs	29,35	2	0,1	-90	397	402	398	48,9	1,67E-08
14ai	25,13	2	0,1	-90	513	520	521	60,8	2,42E-08
14as	33,56	2	0,1	-90	1123	1129	1127	121,633333333	3,62E-08
arg	8,84	2	0,1	-90	-20	-16	-14	7,333333333	8,30E-09
14bi	32,44	2	0,1	-90	11	12	25	10,6	3,27E-09
14bs	29,77	2	0,1	-90	5	1	0	9,2	3,09E-09
14ci	12,73	2	0,1	-90	946	945	948	103,633333333	8,14E-08
14cm	15,7	2	0,1	-90	-25	-25	-26	6,466666667	4,12E-09
14cs	6,5	2	0,1	-90	367	371	369	45,9	7,06E-08
14di	35,55	2	0,1	-90	-86	-88	-89	0,233333333	6,56E-11
14dm	25,7	2	0,1	-90	-93	-91	-92	-0,2	-7,78E-11
14ds	14,77	2	0,1	-90	-61	-67	-62	2,666666667	1,81E-09
14fi	34,14	2	0,1	-90	-113	-115	-117	-2,5	-7,32E-10
14fs	25,66	2	0,1	-90	22	24	20	11,2	4,36477E-09
14hi	19,16	2	0,1	-90	-28	-25	-23	6,466666667	3,38E-09
14hs	18,57	2	0,1	-90	-54	-53	-55	3,6	1,94E-09
14ii	28,81	2	0,1	-90	119	119	118	20,866666667	7,24E-09
15bi	19,63	2	0,1	-90	-37	-40	-41	5,066666667	2,58E-09

n° éch.	poids (gr)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnét.
15bm	34,21	2	0,1	-90	-82	-82	-82	0,8	2,34E-10
15bs	17,72	2	0,1	-90	-6	-7	-6	8,366666667	4,72E-09
15di	38,53	2	0,1	-90	-53	-49	-54	3,8	9,86E-10
15dm	27,75	2	0,1	-90	13	13	13	10,3	3,71E-09
15ds	36,54	2	0,1	-90	189	187	189	27,833333333	7,62E-09
16bi	16,61	2	0,1	-90	0	2	6	9,266666667	5,58E-09
16bs	32,11	2	0,1	-90	1101	1102	1101	119,133333333	3,71E-08
17cl	19,84	2	0,1	-90	124	127	125	21,533333333	1,09E-08
17d	31,04	2	0,1	-90	78	79	77	16,8	5,41E-09
17f	20,89	2	0,1	-90	101	98	102	19,033333333	9,11E-09
18a	30,79	2	0,1	-90	1876	1885	1881	197,06666667	6,40E-08
18b	34,33	2	0,1	-90	427	426	427	51,66666667	1,51E-08

Tableau 11 : Minéralogie des argiles à Kowala A

Dans les différentes colonnes sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon (sample), le pourcentage en illite (I%), le pourcentage en kaolinite (%), le pourcentage en interstratifiés illite/smectite (I-S%), le pourcentage en chlorite (C%), la présence (P) de quartz (Qz), l'indice de cristallinité glycolé et calibré (IC(cal)), l'indice d'Esquevin glycolé (Esq(g)), le rapport (001)/(002) glycolé noté R(g), l'indice IR de Srodon, l'indice BB1 (mesuré sur l'essai glycolé) et enfin les indices de Shirozu mesurés sur l'essai glycolé notés W1(g) et W2(g).

Sample	I	K	I-S	C	Qz	IC	Esq	Ir	1/Esq	W1	W2	BB1
	(%)	(%)	(%)	(%)		(cal)	(glyc)		(glyc)	(glyc)	(glyc)	
Koa10	90	5	5		P	0,69	0,35	1,22	2,86			2,6
Koa20	90	5	5		P	0,52	0,24	1,03	4,16	0,35	0,5	4
Koa22	25	65	10		P	>1	0,38	1,33	2,64			5,2
Koa23	75	20	5		P	0,74	0,33	1,09	3	0,48		3,05
Koa26	70	25	5		P	0,6	0,38	1,05	2,67	0,4	0,3	3,35
Koa30	75	25			P							1,75
Koa41	75	20	5		P	0,78	0,3	0,96	3,3	0,5	0,6	4,4
Koa42	80	15	5		P	0,62	0,36	1,14	2,81	0,41	0,4	3,5
Koa43	80	10	10		P	0,83	0,44	1,06	2,26	0,52	0,42	4,5
Koa49	75	20	5		P	0,6	0,38	1,1	2,6	0,4	0,45	3,2
Koa57	95	5			P	>1	0,44	1,39	2,25	0,7		3
Koa66	80	20			P	0,78	0,32	1,15	3,08	0,5	0,42	3,3
Koa72	70	25	5		P	0,83	0,33	1,16	3	0,52	0,5	3,8
Koa91	80	15	5		P	0,78	0,25	1,21	4,12	0,5	0,5	3,9
Koa92	90	10			P	0,78	0,35	1,02	2,87	0,5	0,42	3,25
Koa96	70	30			P	0,86	0,41	1,9	2,4	0,58		3
Koa98	75	15	10		P	0,78	0,45	1,14	2,21	0,5	0,4	4,1
Koa101	75	15	10		P	>1	0,43	1,42	2,33	0,43	0,5	1,75
Koa113	80	10		10	P	0,6	0,42	1,2	2,4	0,4	0,4	3,85
Koa123	75	15	5	5	P	0,78	0,34	1,13	2,95	0,5	0,42	3,85
Koa131	75	15	10		P	>1	0,35	0,82	2,82	0,35	0,42	4,5
Koa142	70	20		10	P	0,94	0,34	1,31	2,94	0,34	0,5	3,6
Koa149	70	15	10	5	P	0,94	0,37	1,02	2,7	0,6	0,55	4,2
Koa154	90	5	5		P	0,78	0,33	1,24	3	0,5	0,5	4,45
Koa160	70	20	5	5	P	0,74	0,36	1,17	2,75	0,48	0,35	4,2
Koa162	55	25	10	10	P	0,69	0,29	0,93	3,43	0,45	0,42	4,6
Koa176	65	20	10	5	P	0,74	0,31	1,23	3,2	0,48	0,5	4,5
Koa182	80	10	5	5	P	0,78	0,24	0,96	4,2	0,5	0,5	4,5
Koa188	90			10	P	0,78	0,32	0,99	3,13	0,5	0,45	4,5
Koa191	70	20	5	5	P	0,6	0,3	1,3	3,33	0,4	0,42	4,5
Koa197	100				P							
Koa212	75	10	5	10	P	0,69	0,16	1,01	4,5	0,4	0,45	4,5
Koa232	95		5		P	0,78		1,19		0,5		2,45
Koa244	100				P			1,1				1,75

Tableau 12 : Minéralogie des argiles à Kowala B

Dans les différentes colonnes sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon (sample), le pourcentage en illite (I%), le pourcentage en kaolinite (%), le pourcentage en interstratifiés illite/smectite (I-S%), le pourcentage en chlorite (C%), la présence (P) de quartz (Qz), l'indice de cristallinité glycolé et calibré (IC(cal)), l'indice d'Esquevin glycolé (Esq(g)), le rapport (001)/(002) glycolé noté R(g), l'indice IR de Srodon, l'indice BB1 (mesuré sur l'essai glycolé) et enfin les indices de Shirozu mesurés sur l'essai glycolé notés W1(g) et W2(g).

Sample	I (%)	K (%)	I-S (%)	C (%)	Qz	IC (cal)	Esq (glyc)	Ir	R (g)	W1 (g)	W2 (g)	BB1
Kob2	75	25			P	0,3	0,34	0,91	2,91	0,3	0,45	3,6
Kob6	70	15	15		P	0,6	0,28	0,95	3,57			4,5
Kob9	80	20			P	>1	0,21	1,14	4,6			4
Kob15	75	20	5		P	0,78	0,39	1,02	2,54	0,5	0,35	2,85
Kob17	90	5	5		P	>1	0,36		2,81	0,75	0,5	4,1
Kob24	80	15	5		P	0,6	0,4	1,55	2,53	0,4	0,38	3,9
Kob29	100				P	0,69		1,04				2,1
Kob36	100				P	>1	0,35	1,01	2,86			2,1
Kob39	80	15	5		P	0,62	0,2	1,13	5	0,41	0,4	4,1
Kob43	100				P							1,75
Kob50	100				P							3,4

Tableau 13 : Minéralogie des argiles à Kostomloty

Dans les différentes colonnes sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon (sample), le pourcentage en illite (I%), le pourcentage en kaolinite (%), le pourcentage en interstratifiés illite/smectite (I-S%), le pourcentage en chlorite (C%), la présence (P) de quartz (Qz), l'indice de cristallinité glycolé et calibré (IC(cal)), l'indice d'Esquevin glycolé (Esq(g)), le rapport (001)/(002) glycolé noté R(g), l'indice IR de Srodon, l'indice BB1 (mesuré sur l'essai glycolé) et enfin les indices de Shirozu mesurés sur l'essai glycolé notés W1(g) et W2(g).

Sample	I(%)	K(%)	I-S(%)	C(%)	Qz	IC(cal)	Esq(g)	Ir	R(g)	W1(g)	W2(g)	BB1
KYa5	85	15			P	0,85	0,44	0,98	2,25	0,55	0,7	3,8
KYa9	80	20			P	0,85	0,43	1,07	2,33	0,55	0,9	2,45
KYa14	75	25			P	0,74	0,43	1,05	2,32			2,7
KYa16	90	10			P	0,78	0,42	1,11	2,4	0,55	0,55	3
KYa17	90	5	5		P	0,78	0,34	1,46	2,96	0,5	0,52	3,6
KYa26	90	5	5		P	0,85	0,35	1,24	2,85	0,55	0,7	3,6
KYa28	100				P	0,69	0,33	0,92	3	0,45	0,6	3
KYa34	90		5	5	P	0,78	0,43	1,17	2,32	0,5	0,4	3,6
KYa35	95		5		P	0,62	0,44	0,98	2,25	0,41	0,6	3
KYa41	100				P	0,85	0,3	0,77	3,33	0,55	0,55	2,55
KYa44	100				P	0,94	0,46	0,95	2,15	0,6	0,8	2,75
KYa50	100				P	0,94	0,57	1,14	1,75			2,1
KYa54	100				P	0,94		1				1,95
KYa60	65	35			P	0,35	0,33	1,3	3			1,15
KYa71	100				P	>1						1,1
KYa74	100				P	>1	0,29	2,29	3,42			3
KYa75	80	20			P	0,69	0,31	1,4	3,22	0,31	0,5	2,45
KYa82	85	15			P	0,96	0,47	1	2,14			1,9
KYa85	80	20			P	0,6	0,29	1,05	3,5	0,4	0,4	2,1
KYa90	80	20			P	0,64	0,44	0,85	2,29	0,42	0,45	2,75
KYa95	90	10			P	>1	0,63		1,6	0,7	0,4	2,1

Tableau 14 : Minéralogie des argiles à Psie Gorki

Dans les différentes colonnes sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon (sample), le pourcentage en illite (I%), le pourcentage en kaolinite (%), le pourcentage en interstratifiés illite/smectite (I-S%), le pourcentage en chlorite (C%), la présence (P) de quartz (Qz), l'indice de cristallinité glycolé et calibré (IC(cal)), l'indice d'Esquevin glycolé (Esq(g)), le rapport (001)/(002) glycolé noté R(g), l'indice IR de Srodon, l'indice BB1 (mesuré sur l'essai glycolé) et enfin les indices de Shirozu mesurés sur l'essai glycolé notés W1(g) et W2(g).

Sample	I(%)	K(%)	I-S(%)	C(%)	Qtz	IC(cal)	Esq (g)	Ir	R(g)	W1(g)	W2(g)	BB1
PG7	90	5	5		P	0,9	0,48	1,47	2,1	0,6	0,8	3,95
PG9	70	15	15		P	0,69	0,23	1,33	4,3			2,75
PG13	85	5	10		P	0,78	0,33	1,38	3	0,5	0,35	3,6
PG19	70	25	5		P	0,85	0,43	1,54	2,35	0,55	0,5	3,85
PG27	95		5		P	0,45	0,32	1,92	3,12	0,31	0,41	3
PG35	100					0,6	0,35	0,99	2,85			1,75
PG45	100											

Tableau 15 : Mesures de susceptibilité magnétique à Kostomloty

Dans les différentes colonnes, sont reportés successivement de la gauche vers la droite : le numéro d'échantillon analysé, le poids (en grammes), le calibre utilisé lors de la mesure par le Kappabridge, le coefficient de correction, la mesure à vide du porte échantillons, trois mesures successives du signal, la valeur volumique et enfin la valeur calculée de la susceptibilité magnétique (correspondant à la susceptibilité massique). Le lecteur peut se reporter à la figure 5.16 pour connaître la position stratigraphique des échantillons.

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
1	15.807	1	0.05	-190	4	6	5	9.75	6.17E-09
2	16.268	1	0.05	-190	-99	-103	-100	4.466666667	2.75E-09
3	14.47	1	0.05	-190	-12	-10	-15	8.883333333	6.14E-09
4a	13.281	1	0.05	-190	-85	-90	-87	5.133333333	3.87E-09
5	13.441	1	0.05	-190	-45	-45	-46	7.233333333	5.38E-09
6	15.295	1	0.05	-190	-89	-88	-90	5.05	3.30E-09
7	16.041	1	0.05	-190	-46	-45	-45	7.233333333	4.51E-09
8	15.696	1	0.05	-190	-163	-163	-163	1.35	8.60E-10
9	12.18	1	0.05	-190	-156	-158	-157	1.65	1.35E-09
10	10.555	1	0.05	-190	-23	-23	-23	8.35	7.91E-09
11	14.458	1	0.05	-190	-31	-31	-31	7.95	5.50E-09
12	9.093	1	0.05	-190	-66	-67	-66	6.183333333	6.80E-09
13	14.843	1	0.05	-190	49	49	49	11.95	8.05E-09
14	16.011	1	0.05	-190	63	65	61	12.65	7.90E-09
15a	13.194	1	0.05	-190	-28	-26	-27	8.15	6.18E-09
16	17.136	1	0.05	-190	-35	-37	-36	7.7	4.49E-09
17'	15.71	1	0.05	-190	-153	-152	-153	1.866666667	1.19E-09
18	14.142	1	0.05	-190	90	89	90	13.98333333	9.89E-09
19	16.793	1	0.05	-190	84	85	85	13.73333333	8.18E-09
20	15.671	1	0.05	-190	-90	-87	-92	5.016666667	3.20E-09
21	14.402	1	0.05	-190	-39	-36	-37	7.633333333	5.30E-09
22	16.95	1	0.05	-190	30	33	27	11	6.49E-09
23	14.182	1	0.05	-190	-134	-133	-133	2.833333333	2.00E-09
24	10.722	1	0.05	-190	-58	-58	-58	6.6	6.16E-09
25	14.196	1	0.05	-190	-126	-127	-128	3.15	2.22E-09
26	13.993	1	0.05	-190	-120	-119	-121	3.5	2.50E-09
27	7.958	1	0.05	-190	-108	-106	-107	4.15	5.21E-09
28	12.251	1	0.05	-190	-116	-110	-117	3.783333333	3.09E-09
29'	16.526	1	0.05	-190	-22	-24	-23	8.35	5.05E-09
30	16.04	1	0.05	-190	-134	-134	-134	2.8	1.75E-09
31'	13.425	1	0.05	-190	-124	-122	-123	3.35	2.50E-09
32'	15.806	1	0.05	-190	-77	-77	-77	5.65	3.57E-09
33	15.863	1	0.05	-190	-156	-158	-158	1.633333333	1.02965E-09
34	14.406	1	0.05	-190	-137	-138	-138	2.616666667	1.82E-09
35	13.781	1	0.05	-190	-158	-158	-158	1.6	1.16E-09
36	11.502	1	0.05	-190	-126	-126	-126	3.2	2.78E-09
37	10.166	1	0.05	-190	-113	-113	-113	3.85	3.79E-09

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
38	16.008	1	0.05	-190	24	27	26	10.78333333	6.74E-09
39	15.889	1	0.05	-190	105	105	106	14.76666667	9.29E-09
40	14.977	1	0.05	-190	-189	-189	-189	0.05	3.34E-11
41	12.051	1	0.05	-190	-180	-179	-182	0.483333333	4.01E-10
43a	10.331	1	0.05	-190	-174	-175	175	6.6	6.39E-09
44	13.418	1	0.05	-190	-142	-140	-145	2.383333333	1.78E-09
45	11.232	1	0.05	-190	-133	-131	-132	2.9	2.58E-09
46	12.083	1	0.05	-190	-180	-181	-180	0.483333333	4.00E-10
47	9.113	1	0.05	-190	-166	-162	-165	1.283333333	1.41E-09
48	14.609	1	0.05	-190	-168	-168	-168	1.1	7.53E-10
49	13.437	1	0.05	-190	-156	-156	-157	1.683333333	1.25E-09
50	11.88	1	0.05	-190	-169	-171	-170	1	8.42E-10
51	13.455	1	0.05	-190	-137	-133	-135	2.75	2.04E-09
52	15.982	1	0.05	-190	-225	-224	-227	-1.766666667	-1.11E-09
53	14.23	1	0.05	-190	-224	-222	-222	-1.633333333	-1.15E-09
54	13.174	1	0.05	-190	-198	-198	-198	-0.4	-3.04E-10
55	13.698	1	0.05	-190	-211	-209	-210	-1	-7.30E-10
56	14.342	1	0.05	-190	-186	-188	-186	0.166666667	1.16E-10
57	15.687	1	0.05	-190	-194	-193	-193	-0.166666667	-1.06E-10
58"	16.526	1	0.05	-190	-228	-230	-219	-1.783333333	-1.08E-09
59"	15.113	1	0.05	-190	-153	-155	-154	1.8	1.19E-09
60	17.218	1	0.05	-190	-226	-225	-228	-1.816666667	-1.06E-09
61	13.525	1	0.05	-190	-183	-181	-182	0.4	2.96E-10
62a	11.366	1	0.05	-190	-185	-186	-185	0.233333333	2.05E-10
63a	12.842	1	0.05	-190	-92	-93	-93	4.866666667	3.79E-09
64	16.581	1	0.05	-190	-114	-115	-115	3.766666667	2.27E-09
65	15.444	1	0.05	-190	-193	-179	-188	0.166666667	1.08E-10
66	15.722	1	0.05	-190	-145	-146	-146	2.216666667	1.41E-09
67	13.41	1	0.05	-190	-83	-83	-84	5.333333333	3.98E-09
68	12.924	1	0.05	-190	-146	-146	-146	2.2	1.70E-09
69	13.423	1	0.05	-190	-226	-227	-229	-1.866666667	-1.39065E-09
70	13.847	1	0.05	-190	-216	-213	-214	-1.216666667	-8.79E-10
71	15.698	1	0.05	-190	-205	-209	-200	-0.733333333	-4.67E-10
72	14.312	1	0.05	-190	-106	-106	-106	4.2	2.93E-09
73	16.94	1	0.05	-190	-206	-206	-207	-0.816666667	-4.82E-10
74	12.777	1	0.05	-190	-214	-214	-214	-1.2	-9.39E-10
75	15.331	1	0.05	-190	-205	-204	-205	-0.733333333	-4.78E-10
76	16.98	1	0.05	-190	-195	-194	-196	-0.25	-1.47E-10
77	13.703	1	0.05	-190	-180	-180	-180	0.5	3.65E-10
78	12.535	1	0.05	-190	-215	-215	-215	-1.25	-9.97E-10
79	15.997	1	0.05	-190	-202	-202	-202	-0.6	-3.75E-10
80	15.789	1	0.05	-190	-202	-201	-203	-0.6	-3.80E-10
81	14.845	1	0.05	-190	-200	-199	-200	-0.483333333	-3.26E-10
82	14.389	1	0.05	-190	-193	-192	-192	-0.116666667	-8.11E-11
85	12.043	1	0.05	-190	-176	-175	-176	0.716666667	5.95E-10
86	6.834	1	0.05	-190	-177	-176	-178	0.65	9.51E-10
87a	22.362	1	0.05	-190	287	288	288	23.88333333	1.07E-08
88	14.133	1	0.05	-190	-202	-202	-203	-0.616666667	-4.36E-10

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
89a	11.271	1	0.05	-190	-109	-108	-108	4.083333333	3.62E-09
90b	10.885	1	0.05	-190	16	16	16	10.3	9.46E-09
91b	11.278	1	0.05	-190	-49	-48	-48	7.083333333	6.28E-09
92	6.154	1	0.05	-190	-70	-70	-69	6.016666667	9.78E-09
93	13.11	1	0.05	-190	-149	-154	-150	1.95	1.49E-09
95a	11.74	1	0.05	-190	-106	-106	-107	4.183333333	3.56E-09
96	17.512	1	0.05	-190	-112	-110	-110	3.966666667	2.27E-09
97	16.919	1	0.05	-190	188	185	186	18.81666667	1.11E-08

Tableau 16: Mesures de susceptibilité magnétique à Kowala A

Dans les différentes colonnes, sont reportés successivement de la gauche vers la droite: le numéro d'échantillon analysé, le poids (en grammes), le calibre utilisé lors de la mesure par le Kappabridge, le coefficient de correction, la mesure à vide du porte échantillons, trois mesures successives du signal, la valeur volumique et enfin la valeur calculée de la susceptibilité magnétique (correspondant à la susceptibilité massique). La position stratigraphique des échantillons est figurée en regard de la colonne lithologique.

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétique
1	16.287	1	0.05	-190	-94	-97	-97	4.7	2.89E-09
2	15.877	1	0.05	-190	-158	-157	-159	1.6	1.01E-09
3	15.698	1	0.05	-190	-159	-157	-156	1.633333333	1.04E-09
4	15.476	1	0.05	-190	-85	-85	-85	5.25	3.39E-09
5	13.387	1	0.05	-190	77	80	85	13.53333333	1.01E-08
6	13.67	1	0.05	-190	-125	-129	-123	3.216666667	2.35E-09
7	16.369	1	0.05	-190	-184	-173	-176	0.616666667	3.77E-10
8	15.517	1	0.05	-190	-95	-93	-97	4.75	3.06E-09
10	11.125	1	0.05	-190	-134	-139	-136	2.683333333	2.41E-09
11	9.906	1	0.05	-190	-12	-13	-11	8.9	8.98E-09
12	15.988	1	0.05	-190	-5	0	0	9.416666667	5.89E-09
13	16.566	1	0.05	-190	80	79	82	13.51666667	8.16E-09
14	15.732	1	0.05	-190	4	2	1	9.616666667	6.11E-09
15	12.646	1	0.05	-190	82	80	83	13.58333333	1.07E-08
16	19.601	1	0.05	-190	47	46	49	11.86666667	6.05E-09
17a	14.363	1	0.05	-190	-96	-93	-93	4.8	3.34E-09
18	6.907	1	0.05	-190	-65	-63	-67	6.25	9.05E-09
19	14.584	1	0.05	-190	54	59	56	12.31666667	8.45E-09
20??	8.26	1	0.05	-190	694	694	695	44.21666667	5.35E-08
21	15.151	1	0.05	-190	192	200	195	19.28333333	1.27E-08
22	15.073	1	0.05	-190	-27	-26	-28	8.15	5.41E-09
24	16.529	1	0.05	-190	-3	-5	-4	9.3	5.63E-09
25	12.565	1	0.05	-190	-9	-9	-9	9.05	7.20E-09
28	16.149	1	0.05	-190	13	16	13	10.2	6.32E-09
29	17.316	1	0.05	-190	-158	-153	-155	10.2	5.89E-09
30	14.198	1	0.05	-190	-72	-73	-72	1.7333	1.22E-09
31	15.15	1	0.05	-190	-91	-89	-90	5.883333333	3.88E-09
32	17.888	1	0.05	-190	-119	-118	-123	5	2.80E-09
33	15.766	1	0.05	-190	-13	-17	-15	3.5	2.22E-09
34	15.247	1	0.05	-190	-85	-87	-86	5.2	3.41E-09
35	11.727	1	0.05	-190	154	156	153	17.21666667	1.47E-08
36	15.426	1	0.05	-190	-9	-13	-10	8.966666667	5.81E-09
37	14.767	1	0.05	-190	-163	-163	-164	1.333333333	9.03E-10
38	16.578	1	0.05	-190	-24	-22	-23	8.35	5.0368E-09
39a	17.091	1	0.05	-190	-135	-142	-141	2.533333333	1.48E-09
41	13.987	1	0.05	-190	-56	-54	-55	6.75	4.83E-09

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
42	6.614	1	0.05	-190	200	203	198	19.51666667	2.95E-08
43	17.181	1	0.05	-190	-171	-176	-173	0.833333333	4.85E-10
44	18.921	1	0.05	-190	38	38	39	11.41666667	6.03E-09
46	14.263	1	0.05	-190	52	50	50	12.03333333	8.44E-09
48	11.982	1	0.05	-190	-47	-44	-45	7.233333333	6.04E-09
50	13.91	1	0.05	-190	-7	-7	-6	9.166666667	6.59E-09
27	16.596	1	0.05	-190	50	48	50	11.96666667	7.21E-09
47	8.741	1	0.05	-190	-82	-79	-80	5.483333333	6.27E-09
51	15.921	1	0.05	-190	25	26	25	10.76666667	6.76E-09
52	16.457	1	0.05	-190	-47	-48	-46	7.15	4.34E-09
53	13.126	1	0.05	-190	160	156	157	17.38333333	1.32E-08
54	7.586	1	0.05	-190	-17	-19	-17	8.616666667	1.14E-08
56	8.417	1	0.05	-190	-55	-56	-55	6.733333333	8.00E-09
57	15.479	1	0.05	-190	-166	-173	-146	1.416666667	9.15E-10
58	17.488	1	0.05	-190	-54	-51	-52	6.883333333	3.94E-09
59	15.876	1	0.05	-190	-14	-15	-14	8.783333333	5.53E-09
60	16.687	1	0.05	-190	276	277	276	23.31666667	1.40E-08
61	10.137	1	0.05	-190	-125	-125	-126	3.233333333	3.19E-09
62	10.984	1	0.05	-190	265	270	269	22.9	2.08E-08
63	20.909	1	0.05	-190	-10	-13	-9	8.966666667	4.29E-09
64	18.912	1	0.05	-190	574	574	574	38.2	2.02E-08
65	16.673	1	0.05	-190	172	170	168	18	1.08E-08
66	19.023	1	0.05	-190	583	583	583	38.65	2.03E-08
67	17.722	1	0.05	-190	163	165	162	17.66666667	9.97E-09
68	17.319	1	0.05	-190	-1	-6	-4	9.316666667	5.38E-09
77	14.228	1	0.05	-190	79	81	77	13.45	9.45E-09
70	10.064	1	0.05	-190	205	199	200	19.56666667	1.94E-08
71	8.05	1	0.05	-190	-141	-140	-142	2.45	3.04E-09
72	17.482	1	0.05	-190	20	20	20	10.5	6.01E-09
73	14.353	1	0.05	-190	110	108	111	14.98333333	1.04E-08
74	4.648	1	0.05	-190	-95	-99	-96	4.666666667	1.00E-08
75a	4.188	1	0.05	-190	-34	-31	-35	7.833333333	1.87E-08
76	10.496	1	0.05	-190	109	107	108	14.9	1.4196E-08
78	16.117	1	0.05	-190	51	51	51	12.05	7.48E-09
79	16.118	1	0.05	-190	107	109	105	14.85	9.21E-09
81	14.299	1	0.05	-190	43	46	41	11.66666667	8.16E-09
84	18.05	1	0.05	-190	37	39	37	11.38333333	6.31E-09
85	16.698	1	0.05	-190	-1	0	-3	9.433333333	5.65E-09
86	18.461	1	0.05	-190	-20	-21	-20	8.483333333	4.60E-09
87	16.685	1	0.05	-190	36	36	37	11.31666667	6.78E-09
89	14.341	1	0.05	-190	-32	-27	-30	8.016666667	5.59E-09
90	16.359	1	0.05	-190	-18	-20	-15	8.616666667	5.27E-09
91	15.976	1	0.05	-190	16	21	18	10.41666667	6.52E-09
92	16.167	1	0.05	-190	6	6	5	9.783333333	6.05E-09
93	18.495	1	0.05	-190	-44	-44	-44	7.3	3.95E-09
94	10.798	1	0.05	-190	73	75	72	13.16666667	1.22E-08
97	20.215	1	0.05	-190	181	182	181	18.56666667	9.18E-09
99	13.263	1	0.05	-190	-35	-17	-11	8.45	6.37E-09
100	15.409	1	0.05	-190	143	143	143	16.65	1.08E-08

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
101	15.814	1	0.05	-190	-39	-37	-38	7.6	4.81E-09
102	13.793	1	0.05	-190	256	257	256	22.31666667	1.62E-08
103	16.438	1	0.05	-190	-169	-174	-170	0.95	5.78E-10
104	15.064	1	0.05	-190	243	242	243	21.63333333	1.44E-08
105	19.267	1	0.05	-190	127	124	125	15.76666667	8.18E-09
106	16.91	1	0.05	-190	25	22	27	10.73333333	6.35E-09
107	15.703	1	0.05	-190	54	56	55	12.25	7.80E-09
108	17.612	1	0.05	-190	49	50	48	11.95	6.79E-09
110	14.921	1	0.05	-190	70	65	67	12.86666667	8.62E-09
111	17.063	1	0.05	-190	69	72	70	13.01666667	7.63E-09
112	17.777	1	0.05	-190	34	32	35	11.18333333	6.29E-09
113	17.305	1	0.05	-190	138	138	138	16.4	9.48E-09
114	8.472	1	0.05	-190	15	14	16	10.25	1.21E-08
115	11.572	1	0.05	-190	270	278	274	23.2	2.00E-08
116	17.911	1	0.05	-190	131	130	132	16.05	8.96E-09
117	18.236	1	0.05	-190	196	195	195	19.26666667	1.06E-08
118	14.461	1	0.05	-190	80	77	84	13.51666667	9.35E-09
119	15.774	1	0.05	-190	74	72	71	13.11666667	8.32E-09
120	13.761	1	0.05	-190	42	43	42	11.61666667	8.4417E-09
121	15.666	1	0.05	-190	-47	-46	-49	7.133333333	4.55E-09
122	12.431	1	0.05	-190	-90	-92	-88	5	4.02E-09
124	15.645	1	0.05	-190	156	160	160	17.43333333	1.11E-08
125	18.104	1	0.05	-190	20	20	19	10.48333333	5.79E-09
126	12.342	1	0.05	-190	-15	-13	-14	8.8	7.13E-09
128	14.155	1	0.05	-190	-40	-40	-38	7.533333333	5.32E-09
129	16.347	1	0.05	-190	77	77	77	13.35	8.17E-09
131	19.225	1	0.05	-190	14	15	14	10.21666667	5.31E-09
132	15.39	1	0.05	-190	173	176	175	18.23333333	1.18E-08
134	17.757	1	0.05	-190	-5	-4	-5	9.266666667	5.22E-09
135	16.092	1	0.05	-190	122	122	122	15.6	9.69E-09
136	15.934	1	0.05	-190	15	11	20	10.26666667	6.44E-09
137	16.416	1	0.05	-190	67	68	67	12.86666667	7.84E-09
138	16.868	1	0.05	-190	90	90	90	14	8.30E-09
139	12.999	1	0.05	-190	12	11	12	10.08333333	7.76E-09
140	16.347	1	0.05	-190	457	460	458	32.41666667	1.98E-08
142	17.139	1	0.05	-190	400	396	403	29.48333333	1.72E-08
143	9.999	1	0.05	-190	-38	-35	-36	7.683333333	7.68E-09
144	15.039	1	0.05	-190	535	539	534	36.3	2.41E-08
145	13.866	1	0.05	-190	344	348	346	26.8	1.93E-08
150	15.962	1	0.05	-190	-43	-43	-42	7.366666667	4.62E-09
152	13.258	1	0.05	-190	170	181	175	18.26666667	1.38E-08
153	19.667	1	0.05	-190	72	74	70	13.1	6.66E-09
154	12.224	1	0.05	-190	-63	-57	-60	6.5	5.32E-09
155	15.631	1	0.05	-190	165	161	169	17.75	1.14E-08
157	11.139	1	0.05	-190	15	20	18	10.38333333	9.32E-09
158	12.841	1	0.05	-190	190	191	189	19	1.48E-08
159	14.628	1	0.05	-190	286	287	286	23.81666667	1.63E-08
160	8.074	1	0.05	-190	254	254	253	22.18333333	2.75E-08
161	11.056	1	0.05	-190	428	428	428	30.9	2.79E-08

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétique
162	15.532	1	0.05	-190	-70	-72	-69	5.983333333	3.85E-09
163	17.398	1	0.05	-190	126	127	126	15.816666667	9.09E-09
164	17.333	1	0.05	-190	148	148	149	16.916666667	9.76E-09
168	16.656	1	0.05	-190	98	100	99	14.45	8.68E-09
169	14.506	1	0.05	-190	230	232	229	21.016666667	1.4488E-08
170	14.208	1	0.05	-190	90	97	93	14.166666667	9.97E-09
171	15.444	1	0.05	-190	106	110	104	14.833333333	9.60E-09
172	15.507	1	0.05	-190	70	66	68	12.9	8.32E-09
173	14.468	1	0.05	-190	49	49	48	11.933333333	8.25E-09
174	12.238	1	0.05	-190	46	47	46	11.816666667	9.66E-09
175	15.872	1	0.05	-190	89	89	89	13.95	8.79E-09
176	14.124	1	0.05	-190	-39	-37	-38	7.6	5.38E-09
177	14.097	1	0.05	-190	225	229	224	20.8	1.48E-08
178	16.597	1	0.05	-190	264	264	264	22.7	1.37E-08
179	16.153	1	0.05	-190	-20	-17	-22	8.516666667	5.27E-09
180	15.355	1	0.05	-190	-3	-6	-5	9.266666667	6.03E-09
181	13.496	1	0.05	-190	237	239	236	21.366666667	1.58E-08
182	15.225	1	0.05	-190	628	630	629	40.95	2.69E-08
183	16.052	1	0.05	-190	-3	-3	-4	9.333333333	5.81E-09
184	14.057	1	0.05	-190	58	52	55	12.25	8.71E-09
185	17.904	1	0.05	-190	20	19	20	10.483333333	5.86E-09
186	9.381	1	0.05	-190	-43	-39	-41	7.45	7.94E-09
187	10.269	1	0.05	-190	-30	-36	-27	7.95	7.74E-09
188	12.32	1	0.05	-190	82	77	80	13.483333333	1.09E-08
189	15.472	1	0.05	-190	130	128	134	16.033333333	1.04E-08
190	10.415	1	0.05	-190	558	557	557	37.366666667	3.59E-08
192	10.605	1	0.05	-190	7	7	7	9.85	9.29E-09
193	16.238	1	0.05	-190	9	14	11	10.066666667	6.20E-09
194	6.324	1	0.05	-190	207	207	207	19.85	3.14E-08
195	11.244	1	0.05	-190	487	494	490	34.016666667	3.03E-08
197	13.87	1	0.05	-190	124	126	123	15.716666667	1.13E-08
198	8.885	1	0.05	-190	-74	-75	-75	5.766666667	6.49E-09
199	17.397	1	0.05	-190	62	62	62	12.6	7.24E-09
200	9.874	1	0.05	-190	297	296	296	24.316666667	2.46E-08
201	17.239	1	0.05	-190	17	16	17	10.333333333	5.99E-09
202	17.589	1	0.05	-190	106	100	103	14.65	8.33E-09
203	18.287	1	0.05	-190	9	10	8	9.95	5.44E-09
205	17.426	1	0.05	-190	15	16	16	10.283333333	5.90E-09
206	17.519	1	0.05	-190	23	19	25	10.616666667	6.06E-09
207	14.803	1	0.05	-190	50	51	50	12.016666667	8.1177E-09
208	10.165	1	0.05	-190	355	355	355	27.25	2.68E-08
209	16.229	1	0.05	-190	-36	-39	-35	7.666666667	4.72E-09
210	15.02	1	0.05	-190	41	40	42	11.55	7.69E-09
211	15.959	1	0.05	-190	-63	-62	-63	6.366666667	3.99E-09
212	16.343	1	0.05	-190	-54	-50	-52	6.9	4.22E-09
213	16.871	1	0.05	-190	-90	-89	-92	4.983333333	2.95E-09
214	15.789	1	0.05	-190	-6	-5	-5	9.233333333	5.85E-09
215	15.694	1	0.05	-190	43	46	40	11.65	7.42E-09
216	14.501	1	0.05	-190	71	70	70	13.016666667	8.98E-09

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétique
217	17.642	1	0.05	-190	81	83	80	13.56666667	7.69E-09
218	16.757	1	0.05	-190	212	212	212	20.1	1.20E-08
220	15.964	1	0.05	-190	453	453	453	32.15	2.01E-08
221	10.552	1	0.05	-190	375	371	373	28.15	2.67E-08
222	25.279	1	0.05	-190	470	472	468	33	1.31E-08
223	14.898	1	0.05	-190	587	585	586	38.8	2.60E-08
224	12.173	1	0.05	-190	163	159	156	17.46666667	1.43E-08
227	13.967	1	0.05	-190	302	306	304	24.7	1.77E-08
228	17.034	1	0.05	-190	7	9	5	9.85	5.78E-09
229	10.363	1	0.05	-190	323	323	323	25.65	2.48E-08
230	14.527	1	0.05	-190	141	143	142	16.6	1.14E-08
231	11.356	1	0.05	-190	-112	-115	-112	3.85	3.39E-09
233	15.109	1	0.05	-190	463	463	463	32.65	2.16E-08
234	18.08	1	0.05	-190	70	70	70	13	7.19E-09
235	13.66	1	0.05	-190	106	109	106	14.85	1.09E-08
236	21.446	1	0.05	-190	358	359	359	27.43333333	1.28E-08
237	15.73	1	0.05	-190	-210	-211	-209	-1	-6.36E-10
238	7.758	1	0.05	-190	-174	-174	-174	0.8	1.03E-09
239	17.37	1	0.05	-190	-153	-152	-153	1.866666667	1.07E-09
240	15.475	1	0.05	-190	-120	-121	-120	3.483333333	2.25E-09
241	17.604	1	0.05	-190	-157	-158	-157	1.633333333	9.28E-10
242	17.472	1	0.05	-190	-190	-190	-190	0	0.00E+00
243	16.509	1	0.05	-190	-168	-168	-169	1.083333333	6.56E-10
244	15.195	1	0.05	-190	-207	-205	-206	-0.8	-5.26E-10
245	17.113	1	0.05	-190	-210	-209	-212	-1.016666667	-5.94E-10
246	14.829	1	0.05	-190	-201	-199	-200	-0.5	-3.372E-10
247	15.808	1	0.05	-190	-214	-211	-213	-1.133333333	-7.17E-10
248	14.891	1	0.05	-190	-77	-76	-78	5.65	3.79E-09
249	18.022	1	0.05	-190	-84	-87	-85	5.233333333	2.90E-09
250	16.638	1	0.05	-190	-169	-168	-169	1.066666667	6.41E-10
251	15.309	1	0.05	-190	-165	-160	-163	1.366666667	8.93E-10

Tableau 17: Mesures de susceptibilité magnétique à Kowala B

Dans les différentes colonnes, sont reportés successivement de la gauche vers la droite: le numéro d'échantillon analysé, le poids (en grammes), le calibre utilisé lors de la mesure par le Kappabridge, le coefficient de correction, la mesure à vide du porte échantillons, trois mesures successives du signal, la valeur volumique et enfin la valeur calculée de la susceptibilité magnétique (correspondant à la susceptibilité massique). La position stratigraphique des échantillons est figurée en regard de la colonne lithologique.

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
1	15.482	1	0.05	-190	-72	-71	-72	5.916666667	3.82E-09
2a	14.004	1	0.05	-190	40	42	41	11.55	8.25E-09
3a	14.518	1	0.05	-190	-131	-130	-127	3.033333333	2.09E-09
4	14.441	1	0.05	-190	18	21	22	10.516666667	7.28E-09
5	12.308	1	0.05	-190	7	6	6	9.816666667	7.98E-09
6	10.627	1	0.05	-190	260	257	258	22.416666667	2.11E-08
7	11.433	1	0.05	-190	372	367	370	27.983333333	2.45E-08
8	15.135	1	0.05	-190	-78	-76	-77	5.65	3.73E-09
9	15.528	1	0.05	-190	-101	-100	-100	4.483333333	2.89E-09
10	15.341	1	0.05	-190	-82	-78	-80	5.5	3.59E-09
11	7.089	1	0.05	-190	122	123	122	15.616666667	2.20E-08
12a	13.387	1	0.05	-190	-112	-112	-117	3.816666667	2.85E-09
13	7.208	1	0.05	-190	38	32	31	11.183333333	1.55E-08
14	11.655	1	0.05	-190	101	102	100	14.55	1.25E-08
15	14.533	1	0.05	-190	408	405	404	29.783333333	2.05E-08
16	8.275	1	0.05	-190	-78	-76	-77	5.65	6.83E-09
17a	14.185	1	0.05	-190	98	101	94	14.383333333	1.01E-08
18	14.161	1	0.05	-190	49	49	47	11.916666667	8.42E-09
19	13.667	1	0.05	-190	19	19	20	10.466666667	7.66E-09
21	13.208	1	0.05	-190	-69	-68	-70	6.05	4.58E-09
22	16.136	1	0.05	-190	19	18	19	10.433333333	6.47E-09
23	15.697	1	0.05	-190	119	118	117	15.4	9.81E-09
24	13.873	1	0.05	-190	37	41	39	11.45	8.25E-09
25	13.679	1	0.05	-190	-43	-41	-44	7.366666667	5.39E-09
26	14.287	1	0.05	-190	-19	-16	-14	8.683333333	6.08E-09
27	14.407	1	0.05	-190	-87	-87	-87	5.15	3.57E-09
28	14.633	1	0.05	-190	-57	-55	-56	6.7	4.58E-09
29	15.881	1	0.05	-190	-199	-200	-199	-0.466666667	-2.94E-10
32	18.513	1	0.05	-190	-88	-88	-88	5.1	2.75E-09
33	14.056	1	0.05	-190	-99	-93	-86	4.866666667	3.46E-09
34	15.369	1	0.05	-190	-130	-132	-130	2.966666667	1.93E-09
35	10.543	1	0.05	-190	73	77	75	13.25	7.16E-09
36	15.039	1	0.05	-190	-58	-60	-59	6.55	6.21E-09
37a	17.149	1	0.05	-190	190	190	188	18.966666667	1.26E-08
38	10.671	1	0.05	-190	275	277	274	23.266666667	1.36E-08
39	14.324	1	0.05	-190	35	33	34	11.2	7.447E-09

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétique
40	11.783	1	0.05	-190	-39	-38	-39	7.566666667	6.42E-09
41	14.014	1	0.05	-190	-25	-25	-26	8.233333333	5.88E-09
43a	12.902	1	0.05	-190	-56	-56	-54	6.733333333	5.22E-09
44	14.577	1	0.05	-190	-83	-83	-84	5.333333333	3.66E-09
45	15.362	1	0.05	-190	206	205	206	19.783333333	1.29E-08
46	17.037	1	0.05	-190	269	271	272	23.033333333	1.35E-08
47	11.457	1	0.05	-190	-158	-156	-157	1.65	1.44E-09
48	17.918	1	0.05	-190	-115	-116	-115	3.733333333	2.08E-09
49	13.522	1	0.05	-190	228	227	225	20.833333333	1.54E-08
50	14.652	1	0.05	-190	327	330	328	25.916666667	1.77E-08
51	14.253	1	0.05	-190	-88	-88	-87	5.116666667	3.59E-09
52	13.531	1	0.05	-190	645	641	646	41.7	3.08E-08
53	12.89	1	0.05	-190	139	142	140	16.516666667	1.28E-08
54	12.817	1	0.05	-190	-130	-130	-130	3	2.34E-09
56	14.448	1	0.05	-190	-23	-23	-23	8.35	5.78E-09
57	12.005	1	0.05	-190	-150	-150	-152	1.966666667	1.64E-09
58a	14.432	1	0.05	-190	-147	-148	-147	2.133333333	1.48E-09
59	14.558	1	0.05	-190	225	226	229	20.833333333	1.43E-08

Tableau 18: Mesures de susceptibilité magnétique à Psie Gorki

Dans les différentes colonnes, sont reportés successivement de la gauche vers la droite: le numéro d'échantillon analysé, le poids (en grammes), le calibre utilisé lors de la mesure par le Kappabridge, le coefficient de correction, la mesure à vide du porte échantillons, trois mesures successives du signal, la valeur volumique et enfin la valeur calculée de la susceptibilité magnétique (correspondant à la susceptibilité massique). La position stratigraphique des échantillons est figurée en regard de la colonne lithologique.

n° éch.	poids (gr.)	calibre	coeff.	mesure à vide	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur volumique	Suscep. Magnétiq.
1	17.92	1	0.05	-190	-181	-183	-185	0.35	1.95E-10
2	14.523	1	0.05	-190	-219	-219	-218	-1.433333333	-9.87E-10
3"	18.252	1	0.05	-190	-229	-228	-227	-1.9	-1.04E-09
4	15.947	1	0.05	-190	-219	-219	-218	-1.433333333	-8.99E-10
5'	7.833	1	0.05	-190	-209	-210	-208	-0.95	-1.21E-09
6"	17.176	1	0.05	-190	-262	-262	-264	-3.633333333	-2.12E-09
7	15.049	1	0.05	-190	-220	-219	-220	-1.483333333	-9.86E-10
8"	15.151	1	0.05	-190	-245	-244	-243	-2.7	-1.78E-09
9'	14.579	1	0.05	-190	-233	-234	-235	-2.2	-1.51E-09
10"	15.034	1	0.05	-190	0	-2	-2	9.433333333	6.27E-09
10l	15.147	1	0.05	-190	-124	-125	-124	3.283333333	2.17E-09
11"	18.393	1	0.05	-190	-223	-220	-221	-1.566666667	-8.52E-10
12	19.932	1	0.05	-190	-263	-266	-263	-3.7	-1.86E-09
13"	11.895	1	0.05	-190	-193	-195	-196	-0.233333333	-1.96E-10
15	16.163	1	0.05	-190	-193	-190	-191	-0.066666667	-4.12E-11
16	15.855	1	0.05	-190	-173	-175	-173	0.816666667	5.15E-10
17	16.142	1	0.05	-190	29	32	30	11.01666667	6.82E-09
18'	12.06	1	0.05	-190	-125	-126	-125	3.233333333	2.68E-09
19'	15.035	1	0.05	-190	-147	-153	-151	1.983333333	1.32E-09
20'	14.768	1	0.05	-190	-142	-144	-146	2.3	1.56E-09
21	15.388	1	0.05	-190	-140	-139	-138	2.55	1.66E-09
22	16.006	1	0.05	-190	-142	-138	-141	2.483333333	1.55E-09
23	15.366	1	0.05	-190	-168	-166	-166	1.166666667	7.59E-10
25	16.021	1	0.05	-190	-224	-222	-225	-1.683333333	-1.05E-09
26'	17.147	1	0.05	-190	-284	-286	-286	-4.766666667	-2.78E-09
27"	15.973	1	0.05	-190	-269	-265	-268	-3.866666667	-2.42E-09
28	13.179	1	0.05	-190	-82	-84	-82	5.366666667	4.07E-09
29	16.684	1	0.05	-190	-222	-225	-223	-1.666666667	-9.99E-10
30'	14.408	1	0.05	-190	-246	-245	-246	-2.783333333	-1.93E-09
31'	17.543	1	0.05	-190	-292	-290	-291	-5.05	-2.88E-09
pg32	13.659	1	0.05	-190	-244	-246	-248	-2.8	-2.05E-09
33	15.691	1	0.05	-190	-243	-244	-243	-2.666666667	-1.70E-09
34	17.852	1	0.05	-190	-295	-297	-297	-5.316666667	-2.98E-09
35'	13.638	1	0.05	-190	-273	-275	-274	-4.2	-3.08E-09
36	15.757	1	0.05	-190	-251	-254	-256	-3.183333333	-2.02027E-09
37'	11.147	1	0.05	-190	-221	-220	-220	-1.516666667	-1.36E-09
38	15.056	1	0.05	-190	-190	-190	-191	-0.016666667	-1.11E-11

n°	poids	calibre	coeff.	mesure	mesure 1	mesure 2	mesure 3	valeur	Suscep.
éch.	(gr.)			à vide				volumique	Magnétiq.
39	17.034	1	0.05	-190	-257	-256	-254	-3.283333333	-1.93E-09
40	16.214	1	0.05	-190	-265	-263	-263	-3.683333333	-2.27E-09
41	13.942	1	0.05	-190	-266	-265	-265	-3.766666667	-2.70E-09
42'	16.647	1	0.05	-190	-286	-282	-282	-4.666666667	-2.80E-09
43	12.55	1	0.05	-190	-234	-235	-236	-2.25	-1.79E-09
44	15.857	1	0.05	-190	-245	-244	-244	-2.716666667	-1.71E-09
45	13.311	1	0.05	-190	-267	-265	-266	-3.8	-2.85E-09
46	17.085	1	0.05	-190	-270	-271	-270	-4.016666667	-2.35E-09
47	12.686	1	0.05	-190	168	167	168	17.88333333	1.41E-08
48	8.504	1	0.05	-190	-234	-236	-235	-2.25	-2.65E-09

Annexe 1

La succession des zones à conodontes, les numéros de bancs, l'épaisseur des bancs et l'échelle sont ceux de Feist et Schindler (1994). Ils sont reportés en regard de la colonne lithologique de la coupe de Steinbruch Schmidt.

Les Horizons Kellwassers Inférieur et Supérieur sont notés respectivement LKH et UKH.

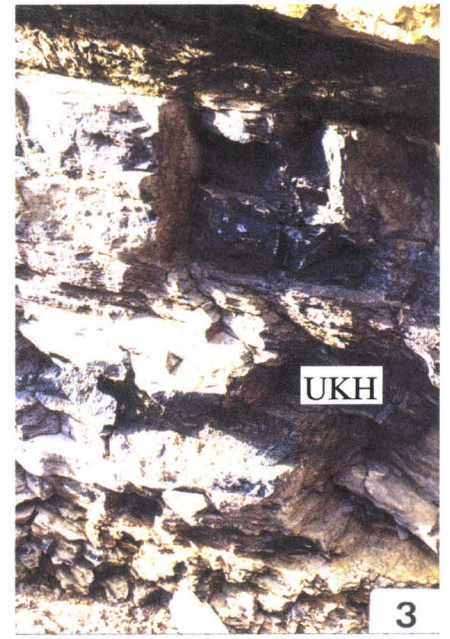
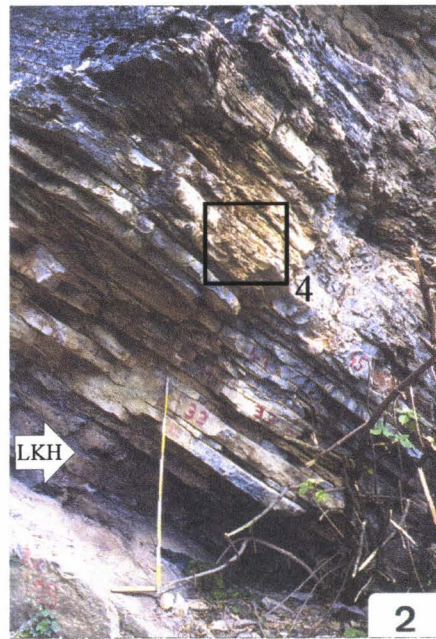
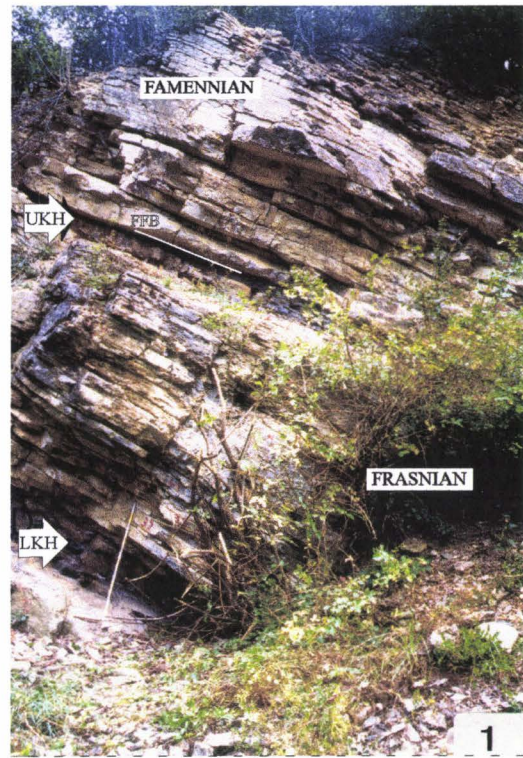
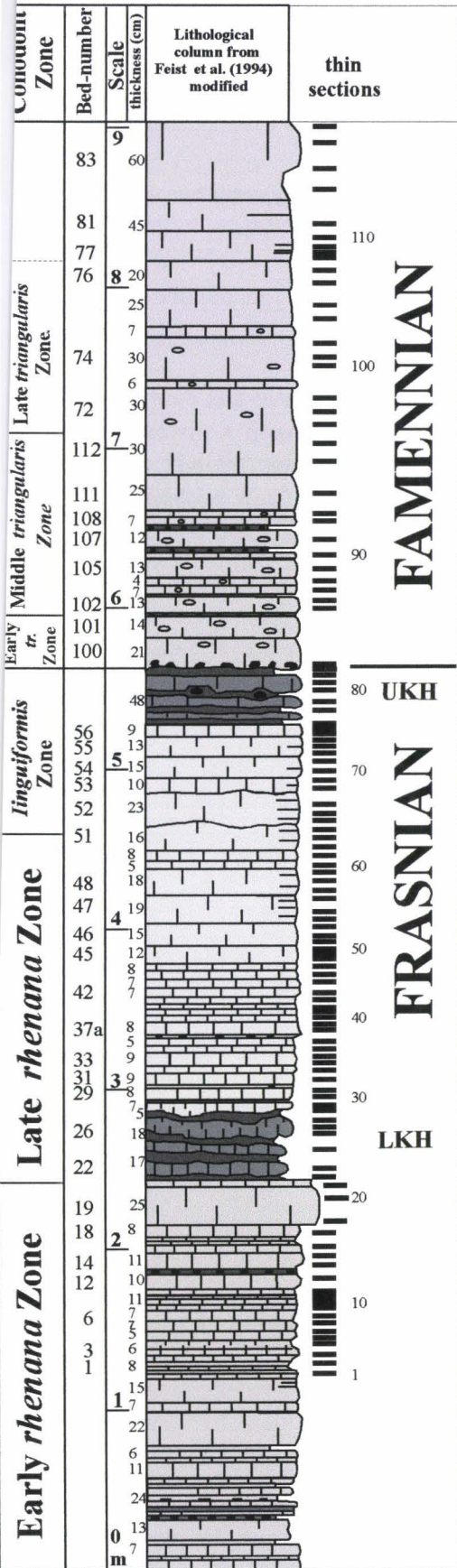
La photo 1 montre l'entièreté de la coupe de Steinbruch Schmidt telle qu'elle a été levée. Les deux Horizons Kellwassers sont indiqués par les flèches blanches. La limite Frasnien-Famennien est soulignée par la ligne blanche et l'échelle est donnée par le double mètre.

La photo 2 démarre à la base avec le LKH et détaille la série de bancs décimétriques de calcaires surmontant le LKH et caractérisant l'intervalle entre les Kellwassers. L'échelle est donnée par le double mètre. Les bancs correspondent ici à la Zone à Early *rhenana*. Le cadre noir renvoie à la photo 4.

La photo 3 détaille les calcaires et les shales noirs caractéristiques de l'UKH. La base du Famennien est observée dans le banc situé dans le coin en haut à droite.

La photo 4 détaille l'aspect très laminaire des bancs pluricentimétriques de l'intervalle entre les Horizons Kellwassers. L'abondance des joints argileux (plurimillimétriques) entre les bancs calcaires souligne la condensation de la série.

Steinbruch Schmidt Section



annexe 1

Annexe 2

La colonne lithologique est celle du limitotype de la limite Frasnien-Famennien de la coupe de Coumiac 'carrière haute' (d'après Préat et al., 1998. Modifié). La corrélation au Frasnien entre les zones de Klapper (1988) et celles de la zonation standard est basée sur un travail préliminaire de Klapper et Becker (1998). Elle indique que la coupe démarre à la base au Frasnien Moyen dans la Zone à punctata.

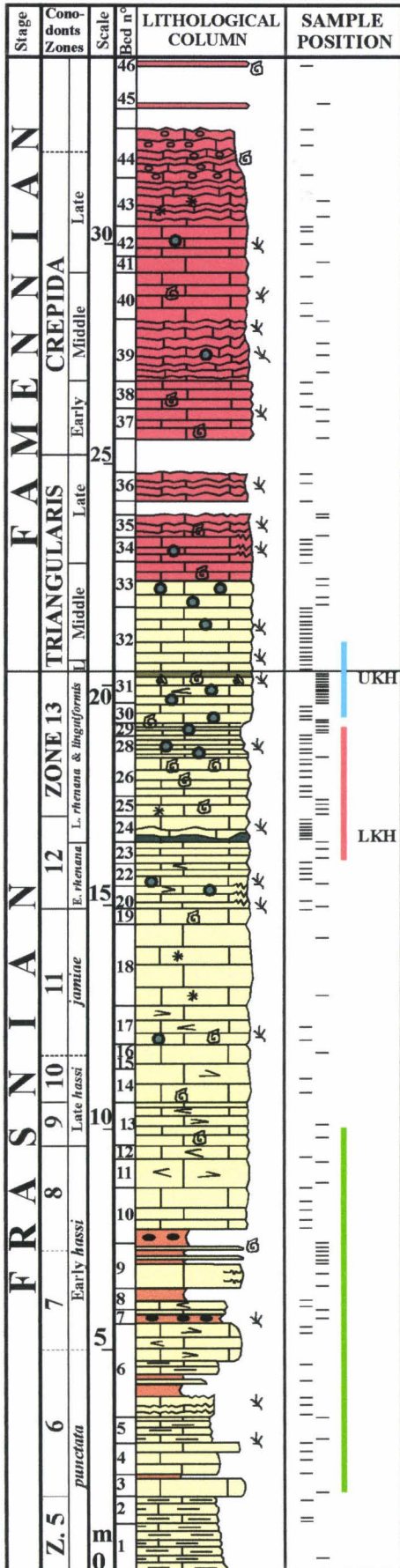
La photo 1 détaille les bancs de la base de la coupe qui se caractérisent par une alternance d'argilites brunes et de bancs calcaires décimétriques.

La photo 2 démarre au niveau de l'Horizon Kellwasser Inférieur (LKH) et détaille les bancs calcaires décimétriques et bioclastiques surmontant cet horizon.

La photo 3 est centrée sur les bancs (30-32) ceinturant la limite qui se situe à la base du banc 32a et soulignée par une croûte de fer. Le banc 31g correspond à l'Horizon Kellwasser Supérieur (UKH). Ce sont ces bancs (30-31) localisés immédiatement sous l'UKH qui contiennent de nombreux hardgrounds soulignés par des encroûtements de fer. (voir également l'annexe 10).

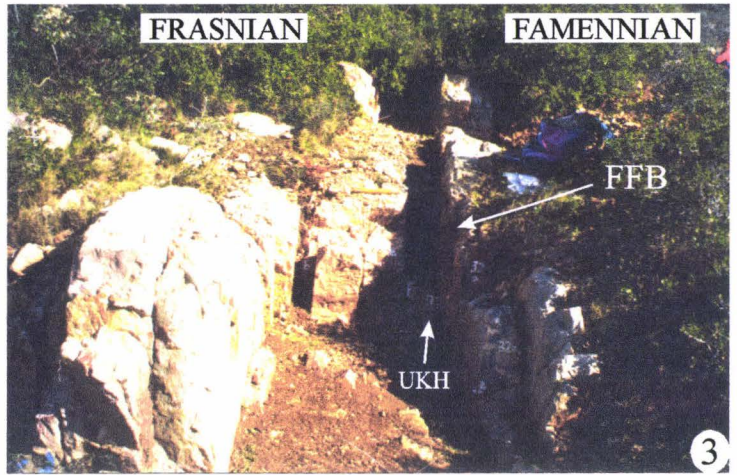
COUMIAC UPPER QUARRY

The numbered condont succession is that of Klapper (1988). Modified



Field pictures (photos de terrain)
Coumiac
(upper quarry, carrière haute)

annexe 2



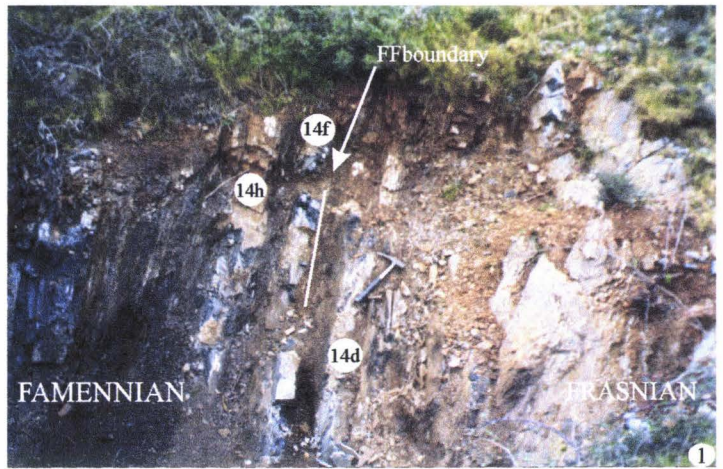
Annexe 3

La colonne lithologique de la coupe de La Serre est représentée, la position des zones à conodontes est celle de Lethiers *et al.* (1998).

La photo 1 montre la succession des bancs au voisinage de la limite Frasnien-Famennien. Les bancs de calcaires et de schistes noirs (à gauche) correspondent à la base du Famennien. La limite FF est délimitée par la ligne blanche à la base du banc 14f. Le marteau donne l'échelle.

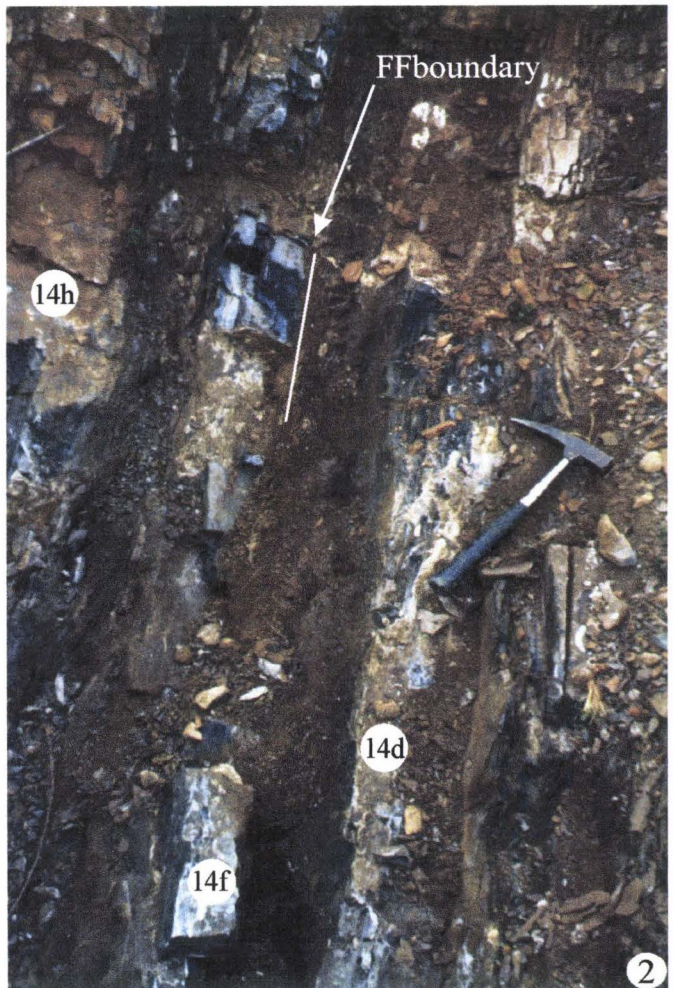
La photo 1 est une vue rapprochée des bancs ceinturant la limite FF. Le marteau donne l'échelle. Le sommet de l'Horizon Kellwasser Supérieur est visible dans la partie droite de la photo et correspond à des schistes et calcaires noirs.

Stage	Conodont Zones	Bed number	Thickness (cm)	Thin sections	Lithological column
FAMENNIAN	<i>crepida</i>	19b	19		
		19a	50		
		18d	12		
		18c	45		
		18b	19	LSC18b	
		18a	20	LSC18a	
		17f	8	LSC17f	
		17e	22		
		17d	15	LSC17d	
		17c	43	LSC17c	
	17b	18			
	17a	26			
	16b	22	LSC16b _s LSC16b _l		
	16a	33			
	15d	28	LSC15d _s LSC15d _m LSC15d _l		
	15c	100			
	15b	40	LSC15b _s LSC15b _m LSC15b _l		
	15a	56			
	14h	28	LSC14h _l LSC14h _s LSC14h _r		
	14g	10	LSC14g _s LSC14g _m LSC14g _l		
14f	17	LSC14f _s LSC14f _m LSC14f _l			
14e	12	LSC14e _s LSC14e _m LSC14e _l			
14d	12	LSC14d _s LSC14d _m LSC14d _l			
14c	37	LSC14c _s LSC14c _m LSC14c _l	UKH		
14b	12	LSC14b _s LSC14b _m LSC14b _l			
14a	17	LSC arg			
13c	8	LSC13c _s LSC13c _m LSC13c _l			
13b	16	LSC13b _s LSC13b _m LSC13b _l			
13a	18	LSC13a _s LSC13a _m LSC13a _l			
12b	12	LSC12b _s LSC12b _m LSC12b _l			
12a	14	LSC12a _s LSC12a _m LSC12a _l			
11b	5	LSC11 _s LSC11 _m LSC11 _l			
11a	6	LSC11 _s LSC11 _m LSC11 _l			
10b	26	LSC10 _s LSC10 _m LSC10 _l			
10a	22	LSC9 _s LSC9 _m LSC9 _l			
9c	24	LSC8 _s LSC8 _m LSC8 _l			
9b	66	LSC8 _s LSC7 _b LSC7 _a			
9a	14	LSC6 _s LSC6 _m LSC6 _l			
8b	25	LSC5 _s LSC5 _m LSC5 _l			
8a	16	LSC2 _b LSC2 _a			
8a	21	LSC1 _s LSC1 _m LSC1 _l			



LA SERRE (trench C)

annexe 3



Annexe 4

Photo panoramique de la carrière de Kowala montrant l'épaisse sédimentation de bancs calcaires et argileux à la transition Frasnien-Famennien. Les deux géologues donnent l'échelle. Un astérisque marque le début de la coupe qui s'est arrêté 1 mètre au-delà de la limite FF (position de la limite FF sur base du Prof. Racki)

La photo 1 détaille les bancs ceinturant immédiatement la limite FF.

La photo 2 montre la succession des bancs carbonatées et des niveaux plus argileux 1 mètre sous la limite FF.

1 mètre sous la limite FF



one meter below the FFboundary



limite FF - FFboundary

Kowala A section

annexe 4

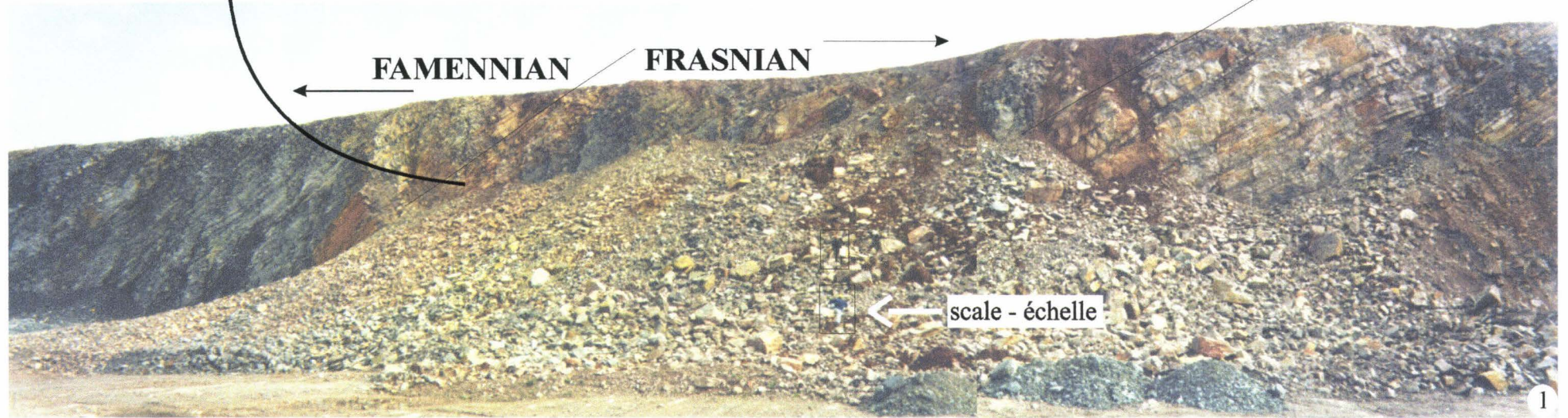
beginning of the sampled section
début du levé de la coupe

*

FAMENNIAN

FRASNIAN

scale - échelle



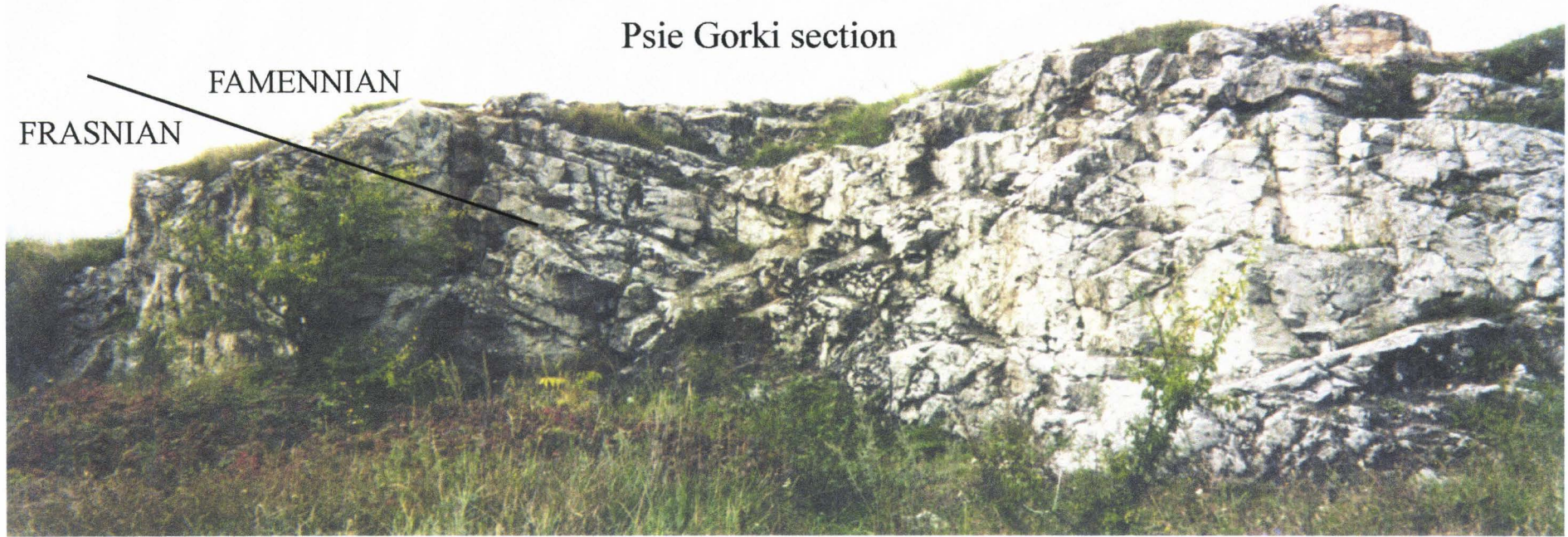
Annexe 5

Les photos montrent la succession des bancs carbonatés dans les coupes de Psie Gorki (en haut) et de Kostomloty (en bas).

Le Frasnien à Psie Gorki correspond à une sédimentation de calcaire péri-récifal comme le montre la présence des coraux et des stromatopores. Ces derniers ne sont plus observés dans les bancs calcaires de la base du Famennien. La limite FF correspond ici à un léger petit hiatus (Racki, 1993b).

La coupe de Kostomloty détaille la succession des bancs calcaires décimétriques du Frasnien (à gauche). La base du Famennien se situe à droite sur la photo.

Psie Gorki section



annexe 5

Kostomloty section



Annexe 6

Toutes les photos de microfaciès proviennent de la coupe de Steinbruch Schmidt. On notera la similitude des microfaciès de Steinbruch Benner avec ceux de Steinbruch Schmidt.

Figure 1: MF1a : mudstones laminaires et mudshales noirs pauvres en faunes. Seuls de petits mollusques, des radiolaires et ostracodes sont présents. La structure laminaire consiste en une alternance de lamines noires (jusqu'à 1 mm d'épaisseur) enrichies en composants organiques et de lamines plus claires (millimétriques à centimétriques). Echantillon SQ 25, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

Figure 2: MF1b : packstones bioclastiques (mollusques abondants (goniatites et bivalves), tentaculidés, ostracodes et rares radiolaires) noirs et laminaires. Le microfaciès ne montre pas de figures de bioturbation. Echantillon SQ 22, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

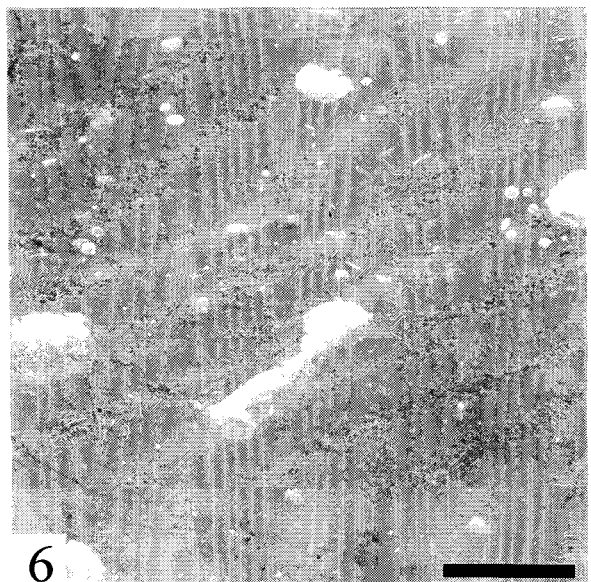
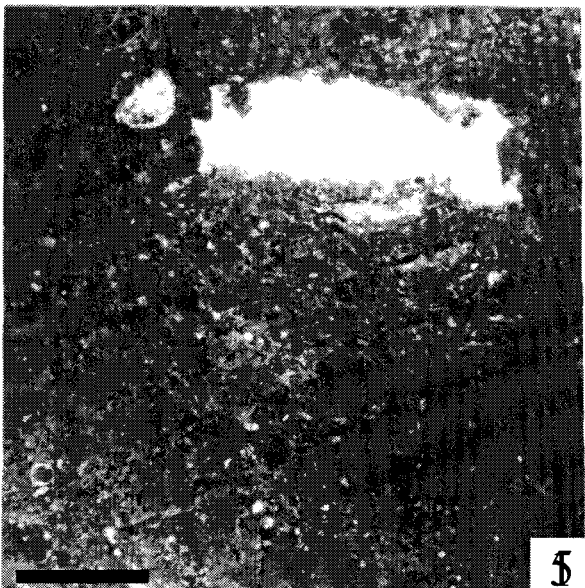
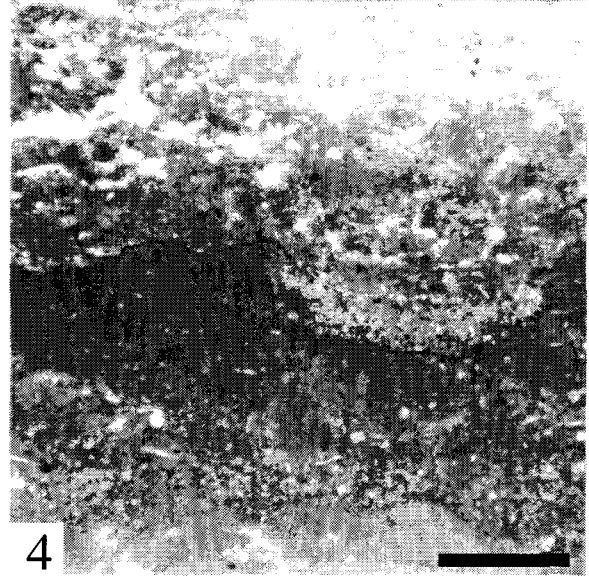
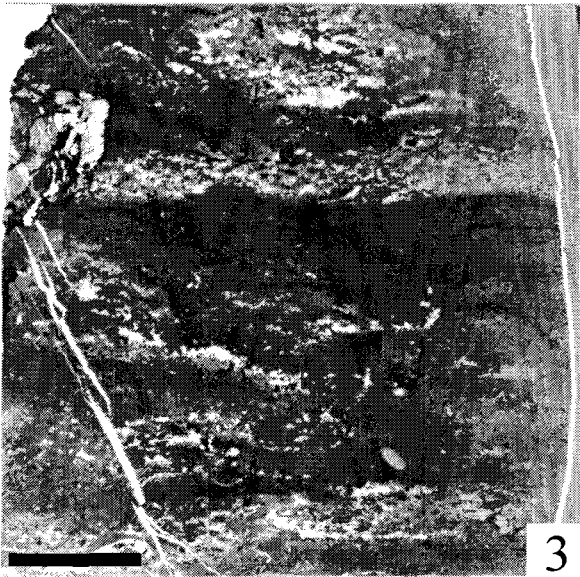
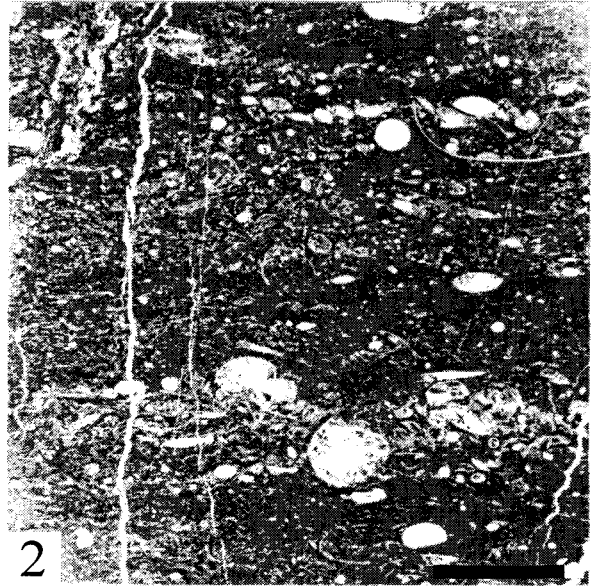
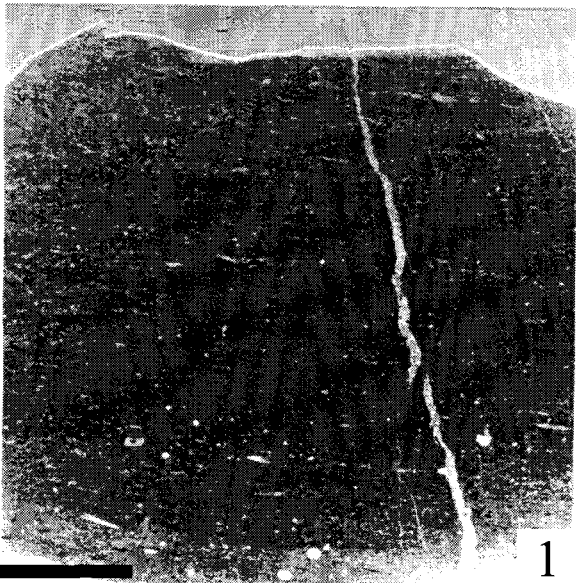
Figure 3: MF2b : wackestones et bafflestones à nodules centimétriques d'éponges renfermant parfois des spicules en connexion associés à quelque bioclastes d'ostracodes, de crinoïdes et de trilobites. Echantillon, SQ 17, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

Figure 4: MF2b : wackestones et bafflestones à éponges. La photo souligne une petite surface discontinue surmontée par les éponges. Echantillon, SQ 45, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

Figure 5: MF2c: wackestones laminaires et microbioclastiques à cavités stromatactoïdes. Vue rapprochée d'une de ces cavités d'aspect stromatactoïde montrant à la base un remplissage par une matrice très fine à micropéloïdes et rares valves d'ostracodes. Echantillon, SQ 4, la longueur de la barre correspond à 1mm.

Figure 6: MF2c: wackestones laminaires et microbioclastiques contenant quelques cavités irrégulières d'aspect stromatactoïde et de tailles inframillimétriques. Le remplissage géopète est constitué de mudstone riche en micropéloïdes, rares valves d'ostracodes et petits lamellibranches. Echantillon, SQ 4, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

Annexe 6: Microfacies of Steinbruch Schmidt



Annexe 7

Toutes les photos de microfaciès proviennent de la coupe de Steinbruch Schmidt.

Figure 1: MF3a: packstones microbioclastiques à microbioclastes de tentaculidés, mollusques (gastéropodes et lamellibranches), ostracodes, crinoïdes, trilobites ainsi que des foraminifères et des fragments d'algues mal préservés (ces derniers ne sont pas visibles sur la photo). Les passées microbioclastiques, d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique, se succèdent en alternance avec de fines passées inframillimétriques de mudstone argileux. Elles présentent des ondulations, des bases érosives et parfois un granuloclasement. Echantillon SQ 6, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

Figure 2: MF3b: packstones extrêmement bioclastiques à lamellibranches et ostracodes. L'épaisseur de ces passées atteint plusieurs centimètres. Echantillon SQ 89, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

De rares hardgrounds perforés sont observés au sein du microfaciès 2. Les deux niveaux de hardgrounds les mieux préservés s'observent immédiatement au-dessus des Horizons Kellwassers.

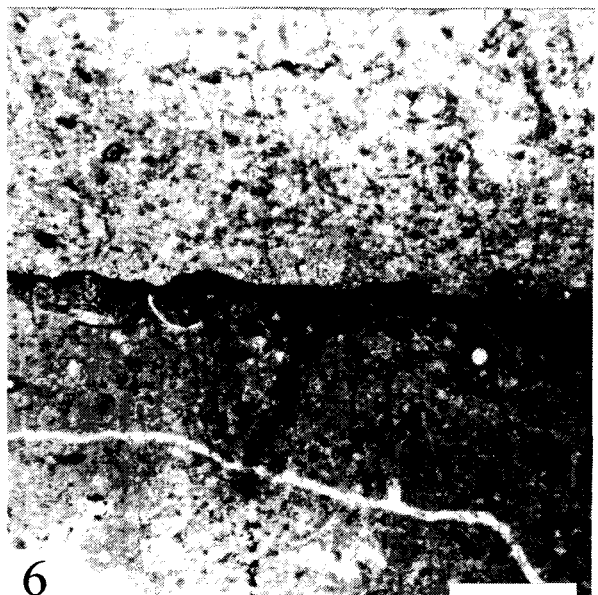
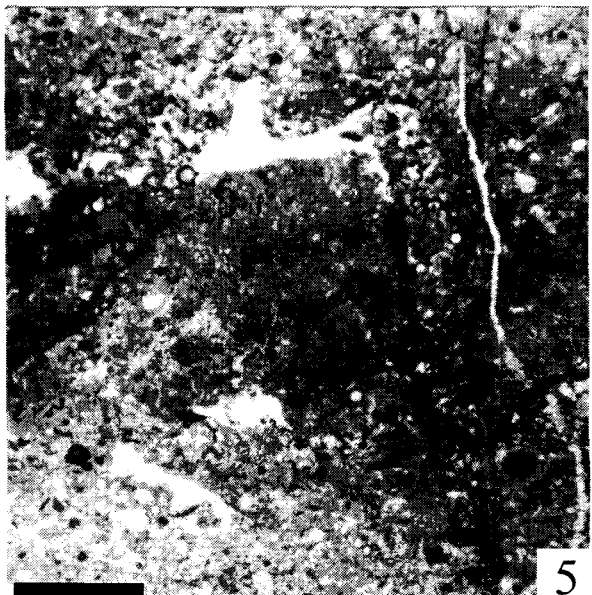
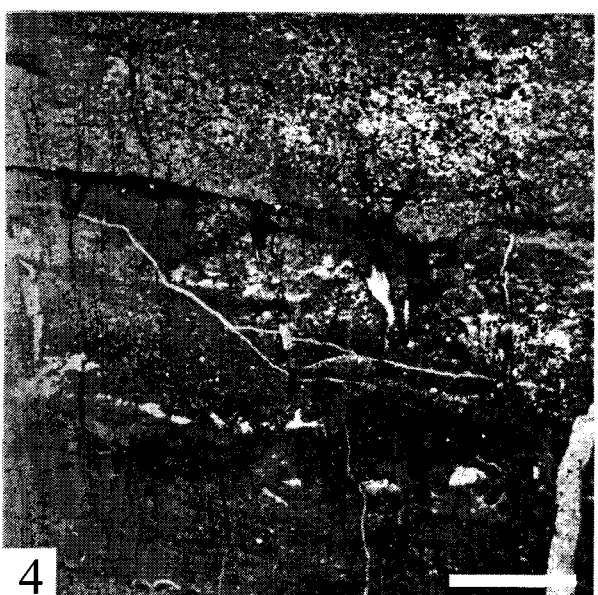
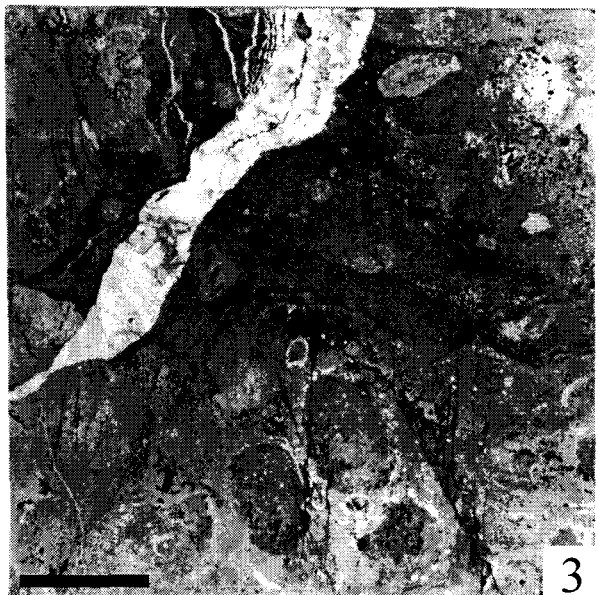
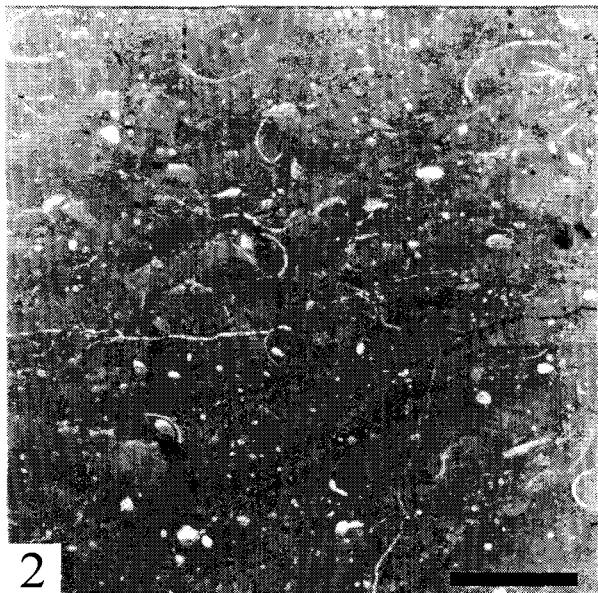
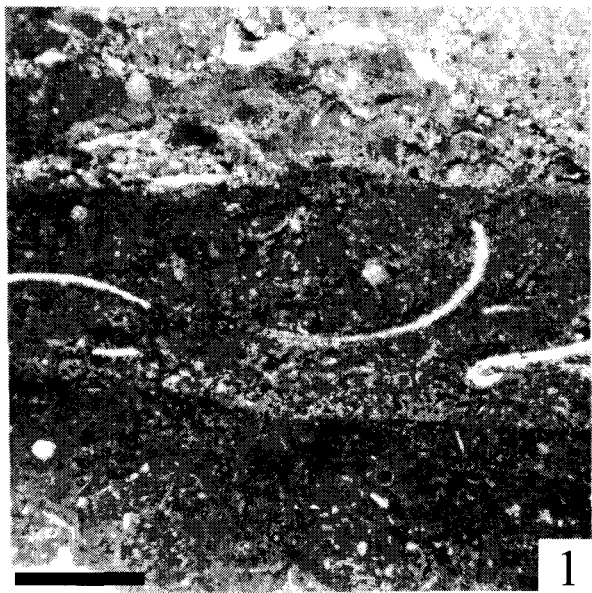
Figure 3: Le niveau de hardground le plus récent est localisé à la base du Famennien, donc au-dessus de l'UKH, et correspond à une microbrèche de nodules infracentimétriques arrondis à anguleux de mudstones à spicules d'éponges au sein d'un wackestone microbioclastique à mollusques et ostracodes. Echantillon, SQ 84, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

Figure 4: le plus ancien niveau de hardground, au-dessus du LKH, montre une surface irrégulière (vers le bas) encroûtée par des éponges et présentant des goniatites. Cette surface est perforée de terriers verticaux de 1 à 2 mm de profondeur à sub-horizontaux (centimétriques) remplis par le sédiment sus-jacent (MF2c). Cette première surface de hardground et son remplissage sont surmontés d'une deuxième surface (en haut) de condensation, soulignée par une surface ferruginisée (Fe-Mn ?). Echantillon, SQ 30, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

Figure 5: vue rapprochée de la surface perforée verticalement de petits terriers de 1 à 2 mm de profondeur. Echantillon, SQ 30, la longueur de la barre correspond à 1mm.

Figure 6: vue rapprochée de la surface de condensation, soulignée par une surface ferruginisée (Fe-Mn ?). Echantillon, SQ 30, la longueur de la barre correspond à 0,5 cm.

Annexe 7: Microfacies of Steinbruch Schmidt



Annexe 8

Toutes les illustrations proviennent de Coumiac, carrière supérieure.

Figure 1: Mudstone-(wackestone) à radiolaires disposés en lamines mal définies. Microfaciès 1, éch. KM2c, Frasnien, la longueur de la barre correspond à 1 mm.

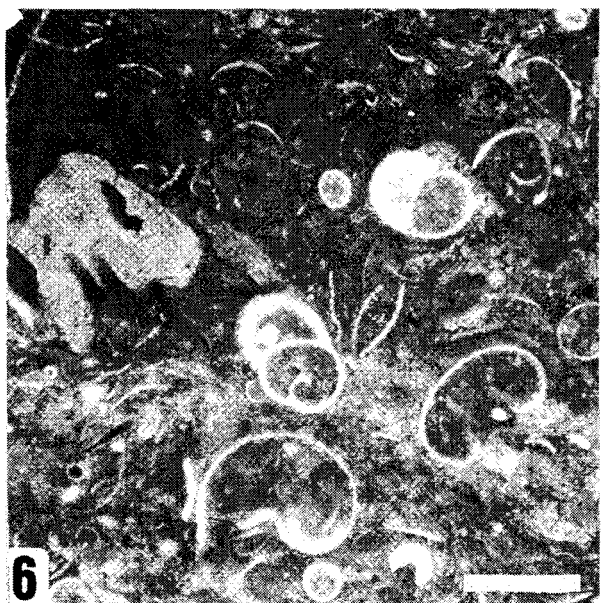
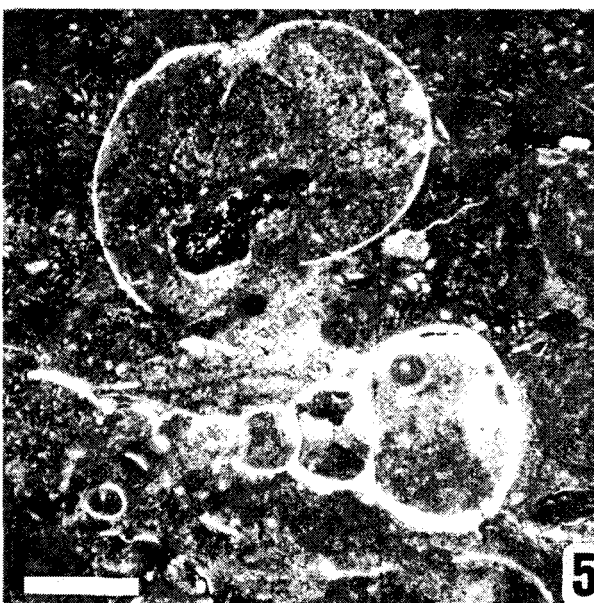
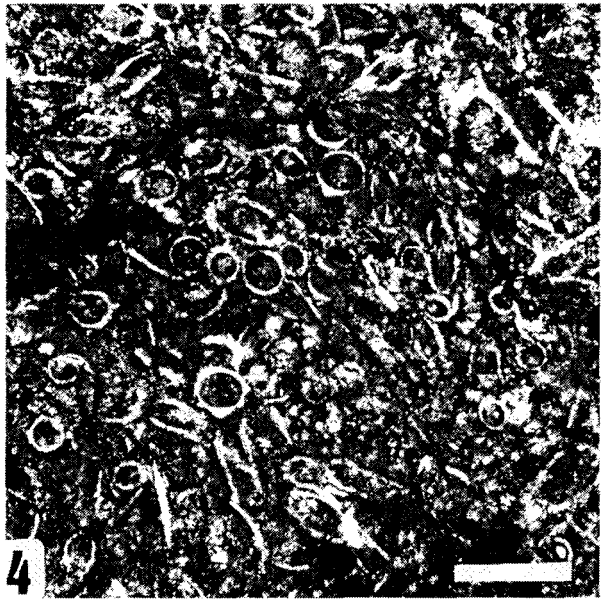
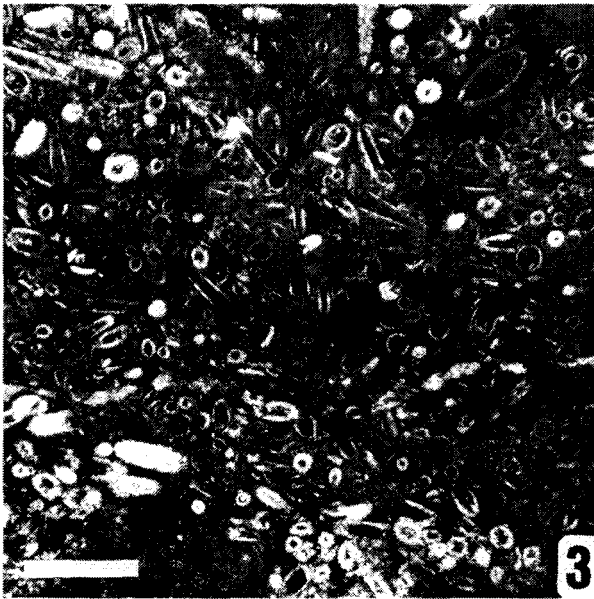
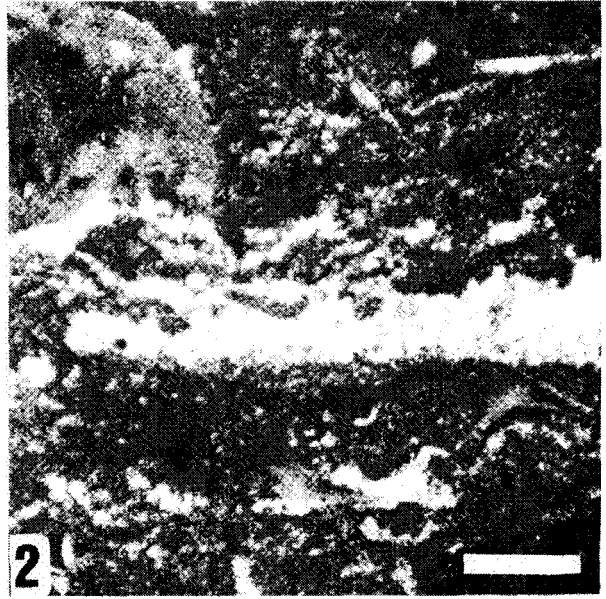
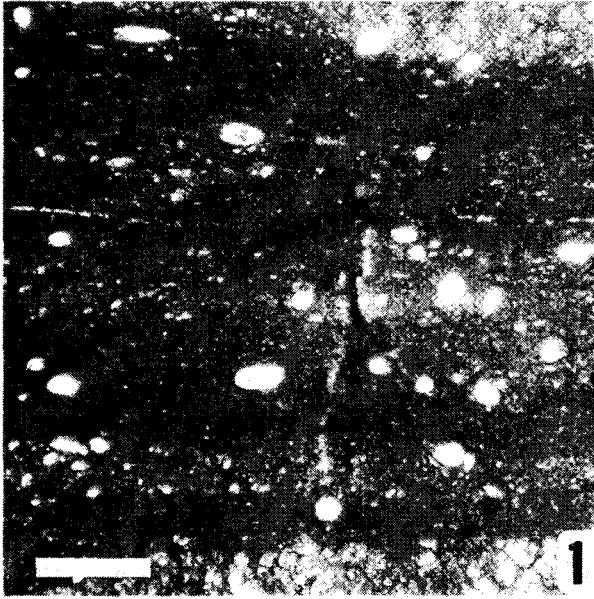
Figure 2: Wackestone-bafflestone à nodules d'éponge partiellement dissous, petits fenestreae filiformes et cavité stromatactoïde. Ossicule de crinoïde dans le coin supérieur gauche. Microfaciès 2, éch. KM9g, Frasnien, la longueur de la barre correspond à 1 mm.

figures 3 et/and 4: Wackestone (fig.3) et packstone (fig.4) à tentaculites. Microfaciès 3a, éch. KM4c (fig.3) et KM7b (fig.4), Frasnien, la longueur de la barre correspond à 250 μ m (fig.3) et 100 μ m (fig.4).

figure 5: Packstone à ammonoïdes et microbioclastes de mollusques. Microfaciès 3b, éch. KM22a, Frasnien, la longueur de la barre correspond à 1 mm.

figure 6: Packstone à gastéropodes, ostracodes et crinoïdes taraudés. Microfaciès 3c, éch. KM30as, Frasnien, la longueur de la barre correspond à 1 mm. Coumiac, carrière supérieure.

Annexe 8: Microfacies of Coumiac (from Préat et al., 1998)



Annexe 9

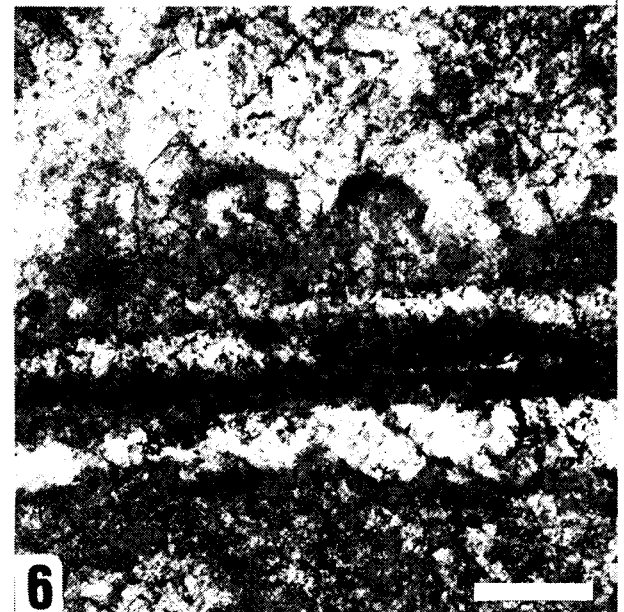
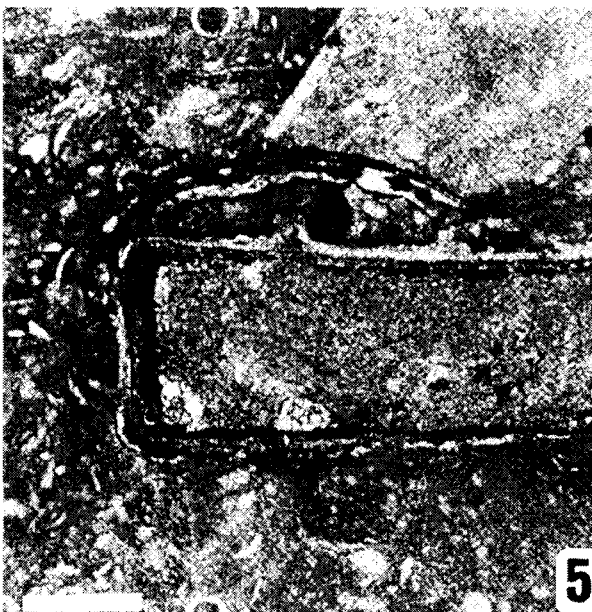
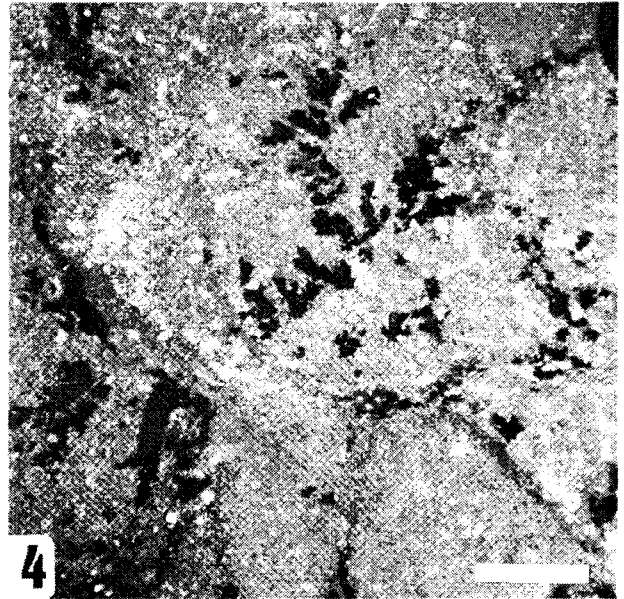
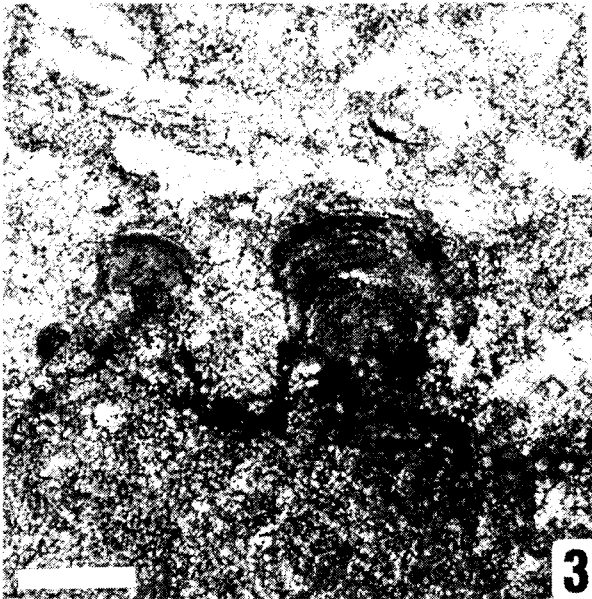
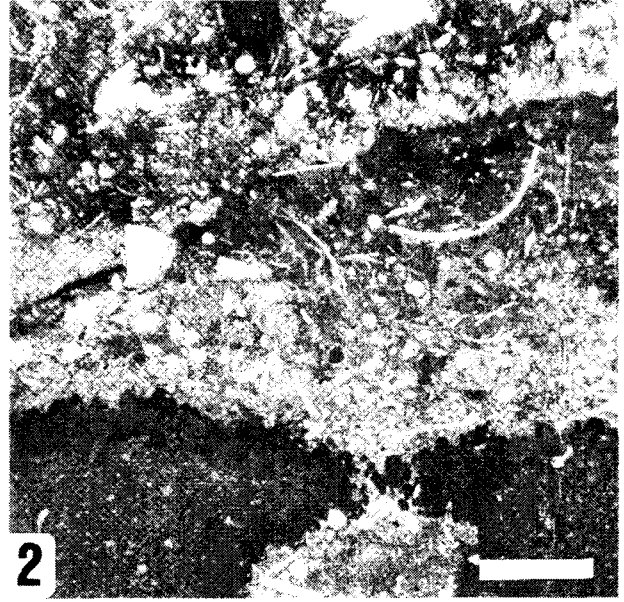
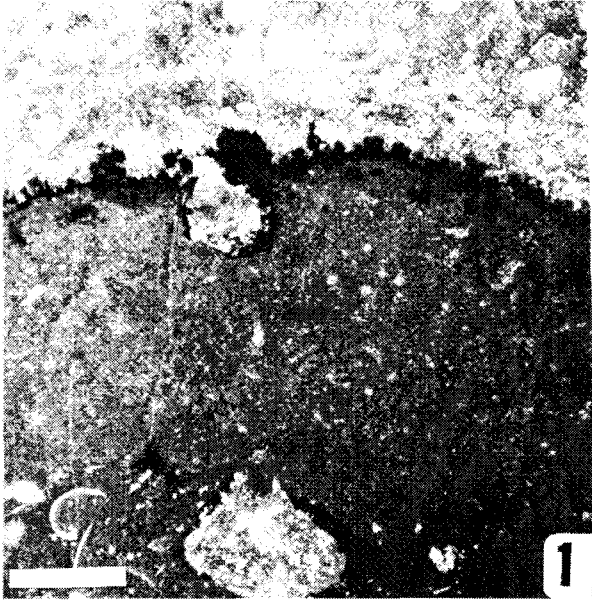
Toutes les illustrations proviennent de Coumiac, carrière supérieure.

Figures 1 à 4: Mince croûte ferrugineuse de hardground intensément perforé (figs. 1 et 2) et colonisé par des microstromatolithes ferrugineux colonnaires (figs. 1 à 3). Le hardground s'est développé sur un wackestone à éponge (microfaciès 2, fig. 4) et les perforations sont remplies de packstone microbioclastique à crinoïdes (microfaciès 4, fig.2). De petits buissons bactériens hématitisés poussant en tous sens se développent dans la matrice (fig. 4). Microfaciès 2 (partie inférieure des photos 1 et 2) et microfaciès 4 (partie supérieure des photos 1 et 2), éch. KM31bi, Frasnien, la longueur de la barre correspond à 1 mm (figs. 1, 2 et 4) et à 100 μm (fig.3).

Figure 5: Oncoïde ferrugineux asymétrique développé autour d'un fragment d'échinoderme. Le cortex montre des encroûtements multiples et quelques microstromatolithes. Microfaciès 3b, éch. KM28e, Frasnien, la longueur de la barre correspond à 250 μm .

Figure 6: Oncoïde ferrugineux asymétrique. Alignement de microstromatolithes colonnaires sur un lamellibranche. Microfaciès 3b, éch. KM30ai, Frasnien, la longueur de la barre correspond à 100 μm .

Annexe 9: Microfacies of Coumiac (from Préat et al., 1998)



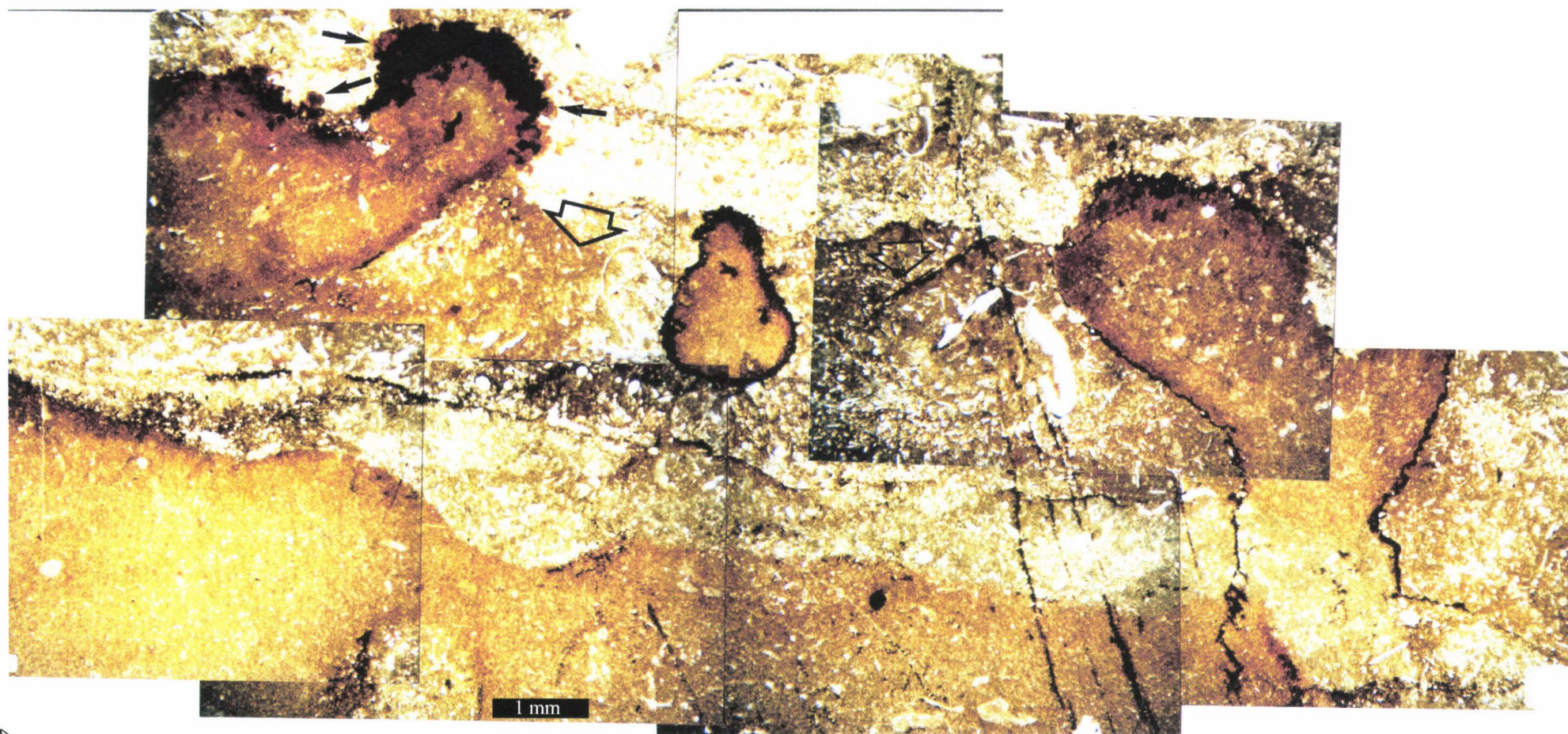
Annexe 10

Hardground dans le banc 31 bi de Coumiac 'carrière haute'.

Le panorama montre la fragmentation d'un hardground par des perforations de tailles plurimillimétriques (flèches ouvertes). Celles-ci contribuent à la formation des microbrèches. La colonisation du hardground est indiquée par des microstromatolithes ferrugineux (flèches noires). Echantillon 31 bi localisé à proximité de la limite Frasnien-Famennien.

Annexe 10: Microfacies of Coumiac

Hardground de l'échantillon (sample) KM 31 bi



LISTE DES FIGURES

- Figure 1.1 : Zonation standard à Conodontes en fonction des échelles de datation. Les principaux événements eustatiques, biologiques et catastrophiques reconnus au Nevada sont également reportés et numérotés en regard des zones à conodontes. La succession des étapes d'extinctions des différents groupes est également reportée.* 12
- Figure 1.2 : Extinction en échelon des différents groupes fossiles au cours de l'Horizon Kellwasser Supérieur (Schindler, 1993).* 16
- Figure 1.3 : Modèle paléogéographique proposé pour la transition Frasnien-Famennien sur base de la distribution des invertébrés marins Copper (1986).* 22
- Figure 1.4 : Changements dans les concentrations en CO₂ atmosphérique pour le Phanérozoïque (Bernier, 1990). Les niveaux de CO₂ sont très élevés au Cambrien et chutent progressivement jusqu'au Carbonifère.* 24
- Figure 1.5 : Les grands cycles climatiques globaux du Phanérozoïque sont représentés d'après le modèle de Fischer et Arthur (1977).* 26
- Figure 3.1 : Indices de cristallinité des illites (IC) calibrés à Lille sur base des cinq standards proposés par Warr et Rice (1994).* 40
- Figure 3.2 : Appareil de mesure de la susceptibilité magnétique des roches (le Kappabridge KLY-2).* 47
- Figure 4.1 : Carte géographique de la partie ouest du Massif Schisteux Rhénan montrant la localisation des coupes de Steinbruch Schmidt et de Steinbruch Benner. Les différents paléoenvironnements marins du Dévonien Supérieur y sont reconstitués selon le modèle paléogéographique proposé par Meischner (1971).* 54
- Figure 4.2 : La position des lames minces, l'épaisseur des bancs, l'échelle de la coupe, l'abondance des fossiles et les structures sédimentaires sont reportés en regard de la colonne lithologique à Steinbruch Schmidt.* 56
- Figure 4.3 : Evolution de la courbe des microfaciès en regard de la colonne lithologique. L'analyse séquentielle montre l'empilement de cycles (C1 à C11) ainsi que la succession des cortèges sédimentaires.* 60
- Figure 4.4 : Evolution des pourcentages en conodontes et des biofaciès à conodontes (d'après les données de Sandberg et al., 1988) en regard de la colonne lithologique, de la courbe des microfaciès et de l'analyse séquentielle.* 64
- Figure 4.5 : Mesure de l'index d'Esquevin et mesure de l'index Ir de Srodon (1984) pour les argiles de Steinbruch Schmidt.* 68
- Figure 4.6 : Le diagramme A montre la mesure des IC en °2θ (axe Y) en regard des échantillons (axe X). Le diagramme B présente les indices de Shirozu à Steinbruch Schmidt.* ...
..... 70

<i>Figure 4.7 : Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux en regard de la colonne lithologique et de la succession des cortèges sédimentaires à Steinbruch Schmidt. ..</i>	<i>72</i>
<i>Figure 4.8 : Diagramme schématique où la position paléogéographique de la coupe de Steinbruch Schmidt est reportée au sein du bassin Rhénohercynien.</i>	<i>74</i>
<i>Figure 4.9 : Les mesures de susceptibilité magnétique sont reportées en regard de la colonne lithologique de Steinbruch Schmidt.</i>	<i>80</i>
<i>Figure 4.10 : Le numéro des bancs et la succession des zones à conodontes, la position des lames minces, l'épaisseur des bancs, l'échelle de la coupe, l'abondance des fossiles ainsi que les structures sédimentaires sont reportés à Steinbruch Benner.</i>	<i>84</i>
<i>Figure 4.11 : Evolution de la courbe des microfaciès en regard de la colonne lithologique. L'analyse séquentielle montre l'empilement de cycles et la succession des cortèges sédimentaires de Steinbruch Benner.</i>	<i>88</i>
<i>Figure 4.12 : Les pourcentages des différents minéraux argileux sont reportés en regard de la colonne lithologique et de l'analyse séquentielle pour Steinbruch Benner.</i>	<i>92</i>
<i>Figure 4.13 : Mesure de l'index d'Esquevin et de l'index Ir de Srodon (1984) présentés pour Steinbruch Benner.</i>	<i>94</i>
<i>Figure 4.14 : Le diagramme montre les mesures en IC en $^{\circ}2\theta$ ainsi que les indices de Shirozu à Steinbruch Benner.</i>	<i>96</i>
<i>Figure 4.15 : Mesures de susceptibilité magnétique sont reportées en regard de la colonne lithologique de Steinbruch Benner.</i>	<i>100</i>
<i>Figure 5.1 : Localisation de la Montagne Noire et situation des carrières de Coumiac et de La Serre sur un schéma structural du versant sud de la Montagne Noire d'après Casier et Préat (1996), modifié. Une localisation plus précise de la carrière de Coumiac et de la tranchée de La Serre est reprise respectivement aux figures C et D.</i>	<i>108</i>
<i>Figure 5.2 : Colonne lithologique de la coupe de la carrière 'haute' de Coumiac.</i>	<i>114</i>
<i>Figure 5.3 : Evolution de la courbe des microfaciès et interprétation séquentielle basée sur le modèle développé dans les coupes allemandes en fonction de la colonne lithologique et des zones à conodontes.</i>	<i>124</i>
<i>Figure 5.4 : Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux en fonction de la colonne lithologique et de la succession des cortèges sédimentaires de Coumiac.</i>	<i>130</i>
<i>Figure 5.5 : Mesure de l'index d'Esquevin et de l'index Ir de Srodon (1984) pour les échantillons de Coumiac.</i>	<i>132</i>
<i>Figure 5.6 : Mesure des IC suggérant des températures inférieures à 80°-100°C et des indices de Shirozu pour les échantillons de Coumiac.</i>	<i>134</i>

<i>Figure 5.7 : Mesures de susceptibilité magnétique reportées dans la carrière haute de Coumiac. La courbe magnétique montre une série d'évolutions notées (1 à 14) ainsi qu'une série d'événements notés (A à I) en regard de la courbe des microfaciès.</i>	<i>138</i>
<i>Figure 5.8 : Les valeurs isotopiques en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ sont reportées en regard de la colonne lithologique de Coumiac.</i>	<i>142</i>
<i>Figure 5.9 : Les valeurs isotopiques de Coumiac sont comparées avec celles de Hurley et Lohmann (1989) au sein d'un diagramme binaire (axe X - $\delta^{13}\text{C}$ et axe Y - $\delta^{18}\text{O}$).</i>	<i>144</i>
<i>Figure 5.10 : Les teneurs des éléments majeurs (Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO) et des traces (Ba et Sr) sont comparées avec les valeurs isotopiques en $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de Coumiac. Toutes les valeurs sont reportées en regard de la colonne lithologique.</i>	<i>150</i>
<i>Figure 5.11 : La courbe des microfaciès, les différents cycles et les cortèges sédimentaires déduits de l'analyse des microfaciès sont figurés pour La Serre.</i>	<i>154</i>
<i>Figure 5.12 : La courbe des microfaciès et l'analyse séquentielle sont comparées à l'évolution des biofaciès à conodontes de Girard et Feist (1997).</i>	<i>160</i>
<i>Figure 5.13 : Pourcentages des différents minéraux argileux reportés en regard de la colonne lithologique et de l'analyse séquentielle de la coupe de La Serre.</i>	<i>162</i>
<i>Figure 5.14 : Mesure de l'index d'Esquevin et de l'index Ir de Srodon (1984) pour les échantillons de La Serre.</i>	<i>164</i>
<i>Figure 5.15 : Diagramme publié par Belka (1990) reliant la profondeur en mètres (abscisse) au gradient géothermique (ordonnée).</i>	<i>166</i>
<i>Figure 5.16 : Mesures de susceptibilité magnétique reportées en regard de la colonne lithologique. La courbe de susceptibilité magnétique montre une série d'évolutions (notées 8 à 12) et d'événements (notés E à H) qui sont comparés aux cortèges sédimentaires.</i>	<i>170</i>
<i>Figure 6.1: A: carte de la Pologne et localisation des Monts Sainte-Croix. B: carte géologique de la région de Kielce au sein des Monts Sainte-Croix d'après Szulczewski (1971, modifié). Les coupes étudiées dans le cadre de la thèse sont soulignées.</i>	<i>182</i>
<i>Figure 6.2 : Coupe schématique simplifiée à travers les MSC depuis le Dévonien Inférieur jusqu'au Carbonifère Inférieur. Les lithologies sont décrites dans le texte. La liste des noms de formation provient de Szulczewski in Dvorak et al. (1995).</i>	<i>184</i>
<i>Figure 6.3 : Subdivisions lithologiques et stratigraphiques du Dévonien Supérieur des environs de Kowala d'après Szulczewski (1968, 1995 in Dvorak et al.).</i>	<i>186</i>
<i>Figure 6.4 : Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux pour la coupe de Kowala A.</i>	<i>188</i>
<i>Figure 6.5 : Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux pour la coupe de Kowala B.</i>	<i>189</i>

<i>Figure 6.6 : Mesure des index d'Esquevin et de Srodon pour la coupe de Kowala A.</i>	191
<i>Figure 6.7 : Mesure des index d'Esquevin et de Srodon pour la coupe de Kowala B.</i>	192
<i>Figure 6.8 : Mesure des IC et des indices de Shirozu à Kowala A.</i>	194
<i>Figure 6.9 : Mesure des IC et des indices de Shorizu à Kowala B.</i>	195
<i>Figure 6.10 : Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux pour la coupe de Kostomloty.</i>	197
<i>Figure 6.11: Mesure des index d'Esquevin et de Srodon à Kostomloty.</i>	199
<i>Figure 6.12: Mesure des IC et des indices de Shorizu à Kostomloty.</i>	200
<i>Figure 6.13: Evolution des pourcentages des différents minéraux argileux à Psie Gorki. ...</i>	202
<i>Figure 6.14: Mesure des index d'Esquevin et de Srodon à Psie Gorki.</i>	204
<i>Figure 6.15: Mesure des IC et des indices de Shirozu pour les échantillons de Psie Gorki..</i>	205
<i>Figure 6.16: Diagramme synthétique des IC calibrés en fonction de l'indice d'Esquevin pour tous les échantillons des 4 coupes polonaises. La majorité des échantillons se situe dans une zone qui correspond à une composition de phengite pour un IC compris dans la partie supérieure de la diagenèse tardive.</i>	207
<i>Figure 6.17: Mesures de susceptibilité magnétique reportées dans la carrière abandonnée de Kostomloty.</i>	210
<i>Figure 6.18: Mesures de susceptibilité magnétique à Kowala A. La courbe magnétique montre une série d'oscillations indistinctes au cours du Frasnien. Une décroissance des valeurs de la SM est enregistrée brutalement au sommet de la coupe et correspond à la limite FF.</i>	212
<i>Figure 6.19: Mesures de susceptibilité magnétique pour les échantillons de Kowala B. La courbe magnétique montre une évolution décroissante des valeurs de SM au cours du Frasnien. Une croissance des valeurs de la SM corrpspond au Famennien.</i>	214
<i>Figure 6.20: Mesures de susceptibilité magnétique à Psie Gorki. La courbe magnétique montre une évolution décroissante des valeurs de SM au cours du Frasnien. Le Famennien se caractérise par l'absence de fluctuations de la SM et par des valeurs toujours négatives....</i>	216

Chapitre 7

<i>Fig. 1 : A: Map of Poland with localisation of the Debnik borehole. B: Geographical and geological map around Kielce area in the Holy Cross Mountains.</i>	224
<i>Fig. 2 : Average abundance for each type of clays for the Cambrian, Ordovician, Silurian, Early and Middle Devonian samples of the Holy Cross Mountains. In all cases, illite and chlorite are the predominant clay minerals with minor kaolinite, illite-smectite mixed-layers</i>	

and traces of other mixed-layers. One exception corresponds to the sample coming from the Debnik borehole where smectite is the major clay mineral with minor illite. 228

Fig. 3 : Average abundance for each type of clays for all studied Frasnian and Famennian sections in the Holy Cross Mountains. Illite is the most abundant clay with minor kaolinite, illite-smectite mixed-layers and traces of different types of chlorite and other mixed-layers. 230

Fig. 4 : Average calibrated IC values (IC cal) reported for each section from Cambrian up to the basal Famennian. Some samples present altered IC values (cfr. Shirozu index) and are figured in brackets. A small decreasing IC trend is present from Cambrian to Famennian. 233

Fig. 5 : The Shirozu diagram is represented here for the Cambrian to Middle Devonian samples. 234

Fig. 6 : The Shirozu diagram is represented here for the Late Devonian samples. 235

Fig. 7 : Comparison between the relative values of measured geochemical parameters from the Devonian in the Holy Cross Mountains. 236

Fig. 8 : Results of mean IC values from 7 selected Polish sections along a geographical transect, compared to organic indicators and CAI from Belka (1990). 239

Fig. 9 : Results of mean BBI values from 7 selected Polish sections along a geographical transect, compared to organic indicators and CAI from Belka (1990). 242

Chapitre 8

Fig. 1 : Locality map of the Kostomloty section on a geological map of the Kielce area, Holy Cross Mountains (modified after SZULCZEWSKI, 1971). 263

Fig. 2 : Lithological column of the Kostomloty section, position of ostracod samples (KYA) and microfacies curve deduced from the sedimentological study. 266

Plate 1-2-3-4 : ostracods from the Kostomloty section (Frasnian-Famennian boundary). 291-293-295-297

Plate 5-6 : microfacies of the Kostomloty section. 299-301

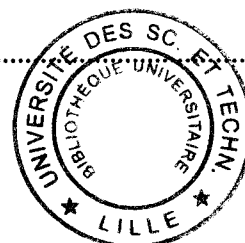
Annexe 1 : Coupe de Steinbruch Schmidt et détail des Horizons Kellwassers ainsi que de l'abondance des joints argileux. 389

Annexe 2 : Coupe de Coumiac (carrière haute). 391

Annexe 3 : Vue détaillée de la transition Frasnien-Famennien dans la tranchée C de La Serre. ... 393

Annexe 4 : Coupe panoramique de la carrière de Kowala et détail de la limite Frasnien-Famennien. 395

Annexe 5 : Photos des coupes de Psie Gorki et de Kostomloty. 397



<i>Annexe 6 : Microfaciès de Steinbruch Schmidt (MF 1-2).</i>	399
<i>Annexe 7 : Microfaciès de Steinbruch Schmidt (MF3 et hardgrounds).</i>	401
<i>Annexe 8 : Microfaciès de Coumiac (de Préat et al., 1998).</i>	403
<i>Annexe 9 : Microfaciès de Coumiac (de Préat et al., 1998). Hardgrounds, microstromatolithes et oncoïdes ferrugineux.</i>	405
<i>Annexe 10 : photo panoramique d'un des plus beaux hardgrounds de la coupe de Coumiac (échantillon KM 31 bi).</i>	407