

J.M. MARION

UNIVERSITE DE LIEGE

Faculté des Sciences

Etude sédimentologique

et

stratigraphique

du marbre de Baelen

et des faciès associés.

"TEXTE"



Année Académique

1983 - 1984

Mémoire présenté pour
l'obtention du grade de licencié
en sciences géologiques
et minéralogiques
par

Jean-Marc MARION

Je tiens tout particulièrement à remercier Monsieur le Professeur C. Monty qui a proposé le sujet de ce mémoire et P. Van Laer, géologue. Merci pour leur disponibilité, et pour les nombreux conseils et suggestions qu'ils prodiguèrent tout au long de ce travail.

Merci également à Monsieur le Professeur J. Bellière qui a aimablement prêté ses lames minces, réalisées pour l'étude du calcaire de Baelen et ses stromatactis.

Je remercie aussi Monsieur le Professeur H. Pirlet qui me communiqua ses impressions lors d'une sortie sur le terrain.

Je voudrais aussi remercier Monsieur M. Coen qui a traité des échantillons pour conodontes, ainsi que R. Dreesen qui en a effectué les déterminations.

Je n'oublierai pas non plus A. Préat (doctorant U.L.B.) qui a communiqué quelques renseignements quant à certains microfossiles inconnus; et F. Debrenne (chercheur FNRS, Paris), pour avoir réalisé une lame extra-mince, nécessaire à la détermination d'une carapace de placoderme.

Je remercie Monsieur A. Ozer pour le libre accès aux fichiers des photographies aériennes, ainsi que pour le prêt d'une photo satellite qui s'est révélée bien utile pour l'éclaircissement de certains points.

Je m'en voudrais d'oublier tous les membres du C.A.P.S.; Colette, Patricia, Christian, Dany et Jean-Jacques. Sans leur aide, ce travail n'aurait pas vu le jour; merci pour votre indulgence.

Enfin, Guy, tu excuseras (je l'espère) la bise que je fais à Marie-Christine pour tous les découpages, collages, triages, ... qu'elle a réalisés ces derniers temps.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS

AVANT-PROPOS

I. REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	1
A. Contexte géologique : évolution des idées	1
1. Le rattachement au massif de la Vesdre	1
2. Les failles transversales	2
3. Conclusions	4
B. Approches sédimentologiques du complexe des Forges	4
C. La stratigraphie : historique des différents concepts	6
II. ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES	12
A. Les faciès principaux du calcaire de Baelen	12
1. Wackestone-packstone argilo-silteux à crinoïdes	13
a. Description macroscopique	13
b. Description pétrographique	14
2. Les mudstones calcaires gris et rouges à cavités cimentées	15
a. Description macroscopique	15
b. Description pétrographique	16
Les cavités : 1. Les zébras	17
2. Les stromatactis	20
3. Les grainstones calcaires à crinoïdes	21
a. Description macroscopique	21
b. Description pétrographique	23
4. Mudstone-wackestone crinoïdique à limés argileux	24
a. Description macroscopique	24
b. Description pétrographique	24

B. Les faciès latéraux et/ou sous-jacents au marbre de Baelen	27
1. Description des logs	27
2. Caractères morphologiques généraux des structures noduleuses et de leur gisement	31
a. Les bancs nodulés à structure sigmoïdale	31
- Description macroscopique	31
- Description pétrographique	33
b. Les lentilles boudinées et nodulées de grainstone crinoïdique	33
- Description générale	33
c. Bancs étirés et nodulés	34
- Description générale	34
3. Caractères texturaux et pétrographiques des faciès noduleux	35
a. Nodules à granoclassement	35
b. Les bancs de nodules à noyau paléontologique	36
- Description macroscopique	36
- Description pétrographique	37
c. Les nodules à faciès Baelen	39
- Description macroscopique	39
- Description pétrographique	40
C. Des structures slumpées	41
III. Discussion - Interprétation	42
A. Le mudstone calcaire à cavités cimentées	42
1. Caractéristiques générales de l'édifice de Baelen	42
2. Le mudstone calcaire et son contenu paléontologique	43
3. Les cavités	45
a. Genèse - Les stromatactis	45
- Les zébras	47
b. Les ciments	48

4. Conclusions	50
B. Le mudstone-wackestone argilo-silteux à cri- noïdes (les Forges)	51
C. Les grainstones classés	52
D. Les faciès latéraux	54
IV. CONCLUSIONS	58

FIGURES

BIBLIOGRAPHIE

PLANCHES

AVANT-PROPOS

Le lecteur s'interrogera sans doute sur les éléments qui ont fait l'intérêt de ce travail.

Tout d'abord des ressemblances avec d'autres masses de boues calcaires ont retenu notre attention, tant au point de vue des formes que des faciès au sens large. Ensuite, des questions restaient en suspens après les différents travaux de stratigraphie ou de sédimentologie réalisés sur ce site.

Ainsi, on sait que le complexe carbonaté de Baelen se situe sous les couches de la Formation de Montfort, et vers le sommet de celles qui caractérisent la formation d'Esneux; les relations -ne serait-ce que sédimentologiques- avec le faciès de Souverain-Pré, diachronique et d'épaisseur variable dans le massif de la Vesdre (entre autres endroits), son encore mal connues.

D'autres points d'intérêt se sont encore manifestés: (1) des problèmes sédimentologiques et pétrographiques peu abordés, hormis les descriptions pétrographiques de Bellière (1953), et (2) la recherche de la genèse de ces masses carbonatées et de leur site d'implantation. Ce dernier point n'ayant jamais été abordé, et connaissant le rôle de la tectonique synsédimentaire dans la répartition des masses carbonatées, il paraissait intéressant de s'y attarder quelque peu.

La pauvreté des affleurements, leur difficulté d'accès ou leur disparition depuis les derniers travaux effectués, n'ont pas toujours permis de réaliser des observations de premier choix. Il va sans dire que les résultats obtenus et relatés ci-après n'ont pas la prétention de présenter la solution à tous les problèmes évoqués; ils tentent cependant d'apporter des éléments nouveaux quant à la nature et la genèse de ce site.

I. REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

A. CONTEXTE GÉOLOGIQUE : ÉVOLUTION DES IDÉES

La région étudiée (fig. 1, encart), située à quelque 5 kilomètres à l'Est de la ville de Verviers, est traversée d'Est en Ouest par la Vesdre, rivière affluente de l'Ourthe et prenant sa source dans les Fagnes à l'Est de la ville d'Eupen.

1. LE RATTACHEMENT AU MASSIF DE LA VESDRE

Cette région fait partie du massif de la Vesdre, au Nord-Est du synclinorium de Dinant. Pour P. Fourmarier (1928) (fig. 2, a) le massif de la Vesdre ne constitue pas le prolongement du synclinorium de Dinant au-delà d'un pli transversal, comme on l'avait admis habituellement jusque là; il est plus correct de le considérer comme un grand pli synclinal, ou synclinorium, faisant suite vers le Nord-Est au synclinorium de Dinant. Mais tandis que celui-ci, par le relèvement de sa charnière vers l'Est et le rapprochement de ses deux flancs, tend à disparaître dans cette direction, le synclinorium de la Vesdre se développe rapidement de l'Ouest vers l'Est, par suite de l'abaissement général de sa charnière dans cette direction.

Pour l'auteur, le synclinorium de Dinant et celui de la Vesdre sont ainsi deux plis principaux juxtaposés qui se relayent mutuellement.

Il signale également que suivant le méridien de Pepinster, tous les plis secondaires sont déversés vers le ^Nnord (fig. 2, a).

Plus récemment, Graulich (1984) (fig. 2, b) dans sa définition du synclinorium de Verviers, discute les travaux de P. Michot (1980) qui introduisaient la notion de synclinorium

de Herve; Graulich revient sur l'importance de la faille des Aguesses-Asse qui, à son sens, divise le concept de "synclinorium de Herve" en deux massifs tectoniques différents : (1) le bassin de Liège au Nord qui, par tradition, fait partie du synclinorium de Namur et (2), au sud, un massif qu'il propose de dénommer le synclinorium de Verviers. Ce dernier comprend (Graulich, 1984, p. 80) : (1) le synclinal houiller de Herve avec son substratum dévono-carbonifère tant à l'Est qu'à l'Ouest;

(2) le massif glissé de la Vesdre avec le pli couché de Jusleville et leur racine affleurant dans la "fenêtre de Theux"; à l'Ouest ce massif est limité par l'anticlinal de Fraipont;

(3) la partie du synclinorium de Dinant à ennoyage vers l'Est, dont la limite occidentale suit approximativement la vallée de l'Ourthe.

2. LES FAILLES TRANSVERSALES

Fourmarier et Aderca (1955) ont pu par un levé très détaillé sur le terrain, mettre en évidence l'existence d'un réseau serré de fractures transversales orientées NNW-SSE, dans la région de la Gileppe; l'examen de photographies aériennes leur a permis de préciser le tracé de certains de ces accidents.

En 1958, les mêmes auteurs, travaillant toujours près du barrage de la Gileppe, donnent un tracé géologique du Dévonien inférieur entre le lac d'Eupen à l'Est et la localité de Pepinster à l'Ouest (fig. 3,a); on peut y voir un réseau de failles transverses à la direction des couches, produisant des rejets d'importance variable et orientées NNW-SSE.

La même année (1958), Fourmarier et Dubrul étudient l'extension de la faille de Walhorn et présentent dans leur rapport une esquisse géologique située au nord de celle citée

ci-dessus (fig. 3,b); y figure notamment un réseau de failles orientées NNW-SSE, dont certaines se trouvent dans le prolongement direct des failles affectant le Dévonien inférieur (Fourmarier, fig. 3,a). Certaines de ces failles coïncident avec l'allongement des méandres de la Vesdre entre Goé et Bellevau (fig. 3,b) et d'autres affectent la faille de Walhorn en y produisant des rejets; on ne peut cependant pas sur cette base, donner avec certitude un âge précis aux failles transversales car elles ont joué à différentes époques et sont sans doute, dans leur situation actuelle, nettement antérieures à la faille de Walhorn.

Coen-Aubert (1974) lors de son étude du Givetien et du Frasnien du massif de la Vesdre, signale la présence de failles transversales au sein de ces terrains; elle les intègre au réseau de failles radiales mis en évidence par P. Fourmarier et B. Aderca (1955 & 1958).

De plus, entre autres conclusions de son ouvrage, elle signale que le Frasnien de Goé témoigne de modifications importantes par rapport aux stampes plus occidentales (Surdent, 3 km à l'Ouest); ces modifications se traduisent par l'épaississement général des assises et horizons et par l'apparition de faciès plus profonds ou plus ouverts à l'Est. Enfin, les observations réalisées moins de 3 km à l'Est de Goé, lui permettent de vérifier ces tendances faciétales.

Finalement, Dejonghe (1984), dans une étude des métalotectes du Dévonien moyen et du Frasnien de l'Est de la Belgique, donne une carte métallogénique des gîtes de Pb-Zn-Ba où figure le réseau de failles d'orientation NNW-SSE (fig.3,c).

Par ailleurs, Pirlet (1983) dans son travail relatif à la discordance de Prayon, a conclu que la paléogéographie liée à la structure de la ride bollandienne, permet de mieux comprendre la genèse des dépôts carbonatés/.../ou détritiques

grossiers de l'Emsien au Famennien inférieur. Elle permet également d'expliquer les grands traits de la sédimentation carbonatée du Dinantien de ces régions.

3. CONCLUSION

En conclusion, le statut du massif de la Vesdre est encore discuté actuellement (Michot, Graulich) et le jeu synsédimentaire éventuel de la structure n'a pas encore été mis en évidence.

B, APPROCHES SÉDIMENTOLOGIQUES DU COMPLEXE DES FORGES

Trois auteurs principalement ont étudié le faciès calcaire de Baelen, à la fois au point de vue pétrographique (Bellière, 1953) et sédimentologique (Lombard, 1957 et Dreesen, 1977).

J. Bellière donne une description verticale de la série et fait remarquer que celle-ci, formée d'une alternance de calcaire argileux à crinoïdes et de calcaire à stromatactis (et crinoïdes), prend progressivement vers le haut une teinte rose puis rouge; la nature et la couleur de la roche n'étant pas liées.

Il conclut sur la présence à Baelen, d'un ensemble de type cyclique, caractérisé par la passage de sédiments psammitiques fins vers des termes plus argileux et calcaires, puis des calcaires francs suivis du retour à des dépôts du même type qu'à la base.

Lombard, reprenant abondamment les descriptions de J. Bellière, analyse la succession des faciès de la masse calcaire qu'il considère comme régulièrement litée. Il conclut

ses observations en montrant que les dépôts ont évolué progressivement des psammites vers une phase calcaire, surmontée à son tour d'une nouvelle phase psammitique.

Il n'a trouvé nulle part de coupure ou d'interruption majeure dans la sédimentation. L'épisode calcaire est considéré comme un faciès de passage des dépôts du Famennien inférieur vers ceux du Famennien supérieur, et correspond à un haut-fond local dans la mer. Entouré d'un talus, ce haut-fond n'a pas été recouvert par les sables psammitiques retenus et piégés dans les zones plus profondes entourant le plateau de Baelen. L'épanouissement du faciès calcaire s'est donc effectué en dehors des apports terrigènes.

Dreesen, dans sa note sur un faciès particulier de Souverain-Pré, écrit que pendant l'installation du faciès essentiellement calcaire du niveau de Souverain-Pré, à l'Ouest, la sédimentation détritique d'aspect "Esneux" persistait à l'Est du bassin; elle y était temporairement interrompue par des lentilles de calcaire organoclastique; leurs constituants principaux, les crinoïdes, proviennent sans doute de débris récifaux en bordure des "récifs de Baelen".

La sédimentation calcaire classique de type Souverain-Pré, semble être limitée par une barrière naturelle formée par ces monticules de crinoïdes, avec toutefois des ouvertures vers la mer, prouvées, selon l'auteur, par la présence de conodontes dans le bassin d'amont.

Se basant sur les schémas énergétiques de Irwin (1965) et de Lees (1973) appliqués à la sédimentation des calcaires de plate-forme, il rattache Souverain-Pré à un milieu subtidal situé dans la zone énergétique II de Lees (1973) caractérisant des fonds marins soumis à une énergie relativement élevée due notamment aux vagues; dans le schéma de Lees cette zone s'identifie par la présence de récifs, de bioclastes brisés et abradés, d'ooïdes, ainsi que par l'absence de boues (calcaires ou autres), de pellets, d'aggrégats et d'organismes

planctoniques; hormis la présence de structures récifales (calcaires bioaccumulés du type "noyau à crinoïdes"), Dreesen appuie ses conclusions quant à la forte turbulence du milieu de Souverain-Pré, en citant la présence d'indices d'énergie de vague très prononcée, de sédimentation de biosparite ou encore, de dépôts oolithiques (hématite).

Selon lui, la forte turbulence du milieu marin est confirmée, entre autres, par une absence totale de spores et d'acritarques dans le calcaire noduleux de Souverain-Pré.

R. Dreesen conclut à l'ouverture de la mer famennienne vers l'Est sur base (1) de l'orientation longitudinale Nord-Sud des récifs, (2) de l'épaississement famennien vers l'Est, (3) de l'augmentation du caractère gréseux vers l'Ouest du bassin de la Vesdre et (4), de la présence de *Goniatites* à l'Est (Fig. 4-B)

Nous ne disposons pas aujourd'hui, hormis celles de J. Bellière et A. Lombard, d'autres approches pétrographiques et sédimentologiques du complexe de Baelen.

C. LA STRATIGRAPHIE : HISTORIQUE DES DIFFÉRENTS CONCEPTS

Dumont (1832) fut le premier à décrire le marbre de Baelen, dans son mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège; il le considérait comme intercalé dans le système quartzo-schisteux supérieur. (cf. p. 109)

Dewalque (1881) fait remarquer que les faciès calcaires de Baelen ont l'allure des "psammites du Condroz" environnants (D.45°E/P.40°SE). Il rangeait les calcaires bleus à crinoïdes de ce canton dans une assise subordonnée à la partie inférieure des "psammites du Condroz".

En 1886, Dupont attribuait l'âge famennien à la formation car il y avait trouvé *Cyrtia purchisoniana* et *Rhynchonella letiensis*.

Gosselet (1888) subdivisait comme suit le bassin d'Aachen en plusieurs groupes lithologiques : (1) schistes verdâtres, 130 mètres; (2) psammites verdâtres, 100 mètres; (3) psammites calcarifères, 160 mètres; (4) grès à pavés, 160 mètres; (5) psammites schistoïdes avec débris végétaux, 100 mètres. Il rangeait Baelen dans l'assise (3), en signalant que ce calcaire occupait la place des psammites calcarifères (assise de Souverain-Pré de la vallée de l'Ourthe).

En 1902, Dewalque levant la planchette 136, plaçait le marbre de Baelen non pas au niveau du faciès de Souverain-Pré, base du Famennien supérieur à l'époque, mais dans la formation d'Esneux (Fa_1c_n et Fa_1c_m).

Aderca (1932) signale que le Famennien inférieur dessine à Limbourg une cuvette synclinale (avec allure anticlinale en son milieu), dans laquelle affleurent au Nord et au Sud, des calcaires crinoïdiques du Fa_1c séparés par une zone intermédiaire de Fa_1b . Le Fa_1c se compose de psammites stratoïdes et, dans leur partie supérieure, d'une intercalation de macigno à nodules calcaires (Souverain-Pré). A Baelen, cette intercalation est constituée de calcaires rouges crinoïdiques.

Bellière (1951), adoptant la division stratigraphique du Fa de M. Murlon, range Souverain-Pré dans le Fa_2a , mais ne donne pas de renseignements quant à la position du calcaire de Baelen.

En 1953, le même auteur adopte la stratigraphie du Famennien proposée par le conseil géologique (1952) où Souverain-Pré est rangé dans le Fa_1c avec les "psammites schistoïdes d'Esneux" dont on considère qu'il est un faciès particulier

de leur sommet. Pour lui, le marbre de Baelen, formation très particulière, se situe très vraisemblablement vers la base de l'assise d'Esneux. Ne se prolongeant ni vers l'Est ni vers l'Ouest, il apparaît donc comme une masse lenticulaire, unique dans le Famennien. *Il se trouve sur le territoire de la commune de Baelen, dans la région de la Semois.*
Selon lui, Baelen et Souverain-Pré seraient distincts.

Selon Fourmarier (1953) le marbre est incontestablement famennien, situé au-dessus du niveau schisteux inférieur, et intercalé dans les formations psammitiques. Il fait remarquer que de part et d'autre, entre les roches de Montfort typiques et le calcaire à crinoïdes, il existe un niveau peu épais de psammites en bancs minces et de schistes psammitiques que l'on "pourrait prendre pour l'assise d'Esneux". Pour lui, il n'existe aucune raison péremptoire pour ne pas considérer le marbre de Baelen comme synchrone du "macigno" de Souverain-Pré; le marbre de Baelen et les formations calcaires apparentées doivent être considérés comme équivalents lithologiques, de caractère anormal, du niveau dit "macigno de Souverain-Pré". Il n'y a pas de Fa_1c_n ni de Fa_1c_m dans la légende de la planchette 136, mais un même horizon présentant des variations latérales de faciès, rapides et importantes.

En conclusion, la limite supérieure du Famennien inférieur n'est pas tracée de la même manière dans la région de Limbourg et dans la vallée de l'Ourthe, où le "macigno" de Souverain-Pré se trouve avec son faciès habituel. A Dolhain-Limbourg, elle est quelques mètres au-dessus du marbre et ce dernier est inclus dans l'assise d'Esneux; dans l'Ourthe elle est à la base du niveau de Souverain-Pré.

Sartenaer (1957) conserve les notations Fa_1c_n et Fa_1c_m (Dewalque); elles représentent des faciès différents du niveau de Souverain-Pré. Le marbre appartient à la partie supérieure de l'assise d'Esneux (il fait remarquer que Dewalque n'avait

pas reconnu l'existence du Fa_{2a}, (soit le Souverain-Pré de l'époque).

Wulff (in Sartenaer, 1957) assimile pétrographiquement et stratigraphiquement le Crinoïdenkalk des environs d'Aachen au marbre de Baelen qu'il place dès lors beaucoup plus bas, très près de la base de l'assise d'Esneux.

Il conclut en écrivant que pour avoir une solution valable, (1) il faut résoudre le problème de la position stratigraphique de Souverain-Pré, (2) de son extension géographique et (3) de sa valeur d'assise ou de faciès; tout cela doit être traité dans un cadre plus large, dépassant celui du massif de la Vesdre et du bassin d'Aachen.

Lombard (1957) donne une échelle stratigraphique du Famennien inférieur comprenant de haut en bas (sic) (1) niveau calcaireux et macigno noduleux de Souverain-Pré, (2) épaisseurs et composition lithologique variable, (3) faciès local du marbre de Baelen, et (4) psammites en bancs minces peu ou pas calcaireux.

Il conclut qu'il n'existe pas de critère lithologique permettant de fixer une limite entre le Famennien inférieur et supérieur (au sommet du marbre ou à quelque distance au-dessus, cfr. P. Fourmarier), car la phase sédimentaire de Baelen est transitoire et marque un régime de passage entre deux phases détritiques terrigènes.

Sartenaer lorsqu'il découvre la zone à *Cheiloceras* (1957) près de Limbourg, cite Wulff et Holzapfel qui, en Allemagne, distinguent dans cette zone (1) une partie inférieure constituée de schistes à concrétions calcaires lenticulaires passant (2) vers le haut à des bancs calcaires grisâtres, et (3) une partie supérieure comprenant des bancs de Flaserkalk rouge ou orangé.

Il rapporte que ces auteurs n'ont jamais reconnu le niveau de Souverain-Pré; si Wulff et Holzapfel considèrent le Crinoï-

denkalk, souvent rouge, comme équivalent pétrographique et occupant une position stratigraphique voisine du marbre de Baelen, ils ne situent cependant pas ce dernier au niveau de Souverain-Pré.

Pour ce qui est des ooligistes oolithiques du Famennien inférieur, Wulff en a signalé dans l'anticlinal d'Aachen, et en fait l'équivalent stratigraphique probable du marbre de Baelen.

Bouckaert et al. (1968) proposent une échelle biostratigraphique du Famennien complet où Souverain-Pré (formation) se situe dans le Fa₂a. L'"assise" d'Esneux - Souverain-Pré comprend non seulement l'ancienne "assise" de Souverain-Pré (s. Murlon), le lithofaciès des psammites stratoïdes de l'"assise" d'Esneux, mais aussi une partie des schistes sous-jacents avec dans leur partie basale, l'apparition de *Camarotechia letiensis* s.l..

Dreesen (1978) attribue Baelen au niveau de Souverain-Pré (équivalent latéral contemporain); les deux faciès carbonatés se trouvant dans l'"assise" d'Esneux, au-dessus du niveau III à ooligiste oolithique de l'époque. Les lentilles de calcaire crinoïdique contiennent la même microfaune à conodontes que les couches basales et le soubassement direct des récifs, ainsi que celles du bassin "pré-récifal", à "nodules" calcaires, d'aspect Souverain-Pré.

L'ensemble se situe dans la zone à *Palmatolepis marginifera marginifera*.

En 1982, R. Dreesen écrit dans sa note sur les niveaux à ooligiste oolithique, que le 3ème niveau à ooligiste oolithique défini dans le bassin de la Vesdre, à la base de la formation d'Esneux (1977), est subdivisé en 3a et 3b; le niveau 3a étant le plus important dans le bassin de la Vesdre, coïncide avec la condensation des zones à *Palmatolepis crepida*

sup. sup. et à *P. rhomboidea* inf.

Il note également la présence de Goniatites (*Cheiloceras circumflexum* et *Cheiloceras ambtylobum* Sandberger) et de coraux rugueux (*Campophyllum flexuosum* Goldfuss). Des rhynchonelles (*C. letiensis* Gosselet, *B. basilicus* Sartenaer, *Evanescirostrum* sp. Sartenaer) sont également associées au niveau 3.^a

Le niveau 3b coïncide avec la condensation des zones à *P. rhomboidea* sup. sup. et *P. marginifera* inf.

Il place finalement le calcaire de Baelen dans la zone à *Palmatolepis marginifera* sup. (Fa₂a).

En conclusion, la position stratigraphique du marbre de Baelen et ses relations avec le niveau de Souverain-Pré ne sont pas évidentes comme en témoignent :

- l'imprécision des zonations due à des biozones trop larges ne permettant pas de faire du travail de fin détail, ainsi qu'au manque d'affleurements qui ne permet pas de faire une lithostratigraphie détaillée.
- les différents outils et méthodes de travail utilisés par les auteurs, notamment l'absence de contexte sédimentologique détaillé.

II. ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FACIES

A. LES FACIÈS PRINCIPAUX DU CALCAIRE DE BAELEN

Au lieu-dit "Les Forges", sorte de "locus typicus" du marbre de Baelen (1 kilomètre au Nord de la grand place de Dolhain, vers Eupen), beaucoup d'affleurements ont disparu ou sont devenus inaccessibles (construction, végétation, détritus); cette situation a imposé de sérieuses contraintes à nos observations.

Il existe cependant d'autres affleurements des faciès du marbre de Baelen : (1) près de la route Dolhain-Goé-Eupen, 200 mètres à l'Ouest de Goé dans une petite colline contournée par la Vesdre et (2) dans les bois au Nord de Goé, près du lieu-dit Botterweck (fig. 1).

La nomenclature employée est celle de Dunham (1962) et est basée sur les relations texturales des roches carbonatées. Dans cette étude, elle est appliquée aux roches carbonatées et terrigènes (voir tableau ci-dessous).

DEPOSITIONAL TEXTURE RECOGNIZABLE			
Original Components Not Bound Together During Deposition			
Contains mud (particles of clay and fine silt size)		Lacks mud and is grain-supported	
Mud-supported		Grain-supported	
Less than 10 percent grains	More than 10 percent grains		
<u>Mudstone</u>	<u>Wackestone</u>	<u>Packstone</u>	<u>Grainstone</u>

Sur base des observations originales de Bellière et Lombard, l'épaisseur du complexe de Baelen est évalué à une soixantaine de mètres.

Les faciès du complexe de Baelen comprennent des mudstones et grainstones purement carbonatés ainsi que des wackestones et packstones crinoïdiques à larges passées argilo-silteuses.

1. WACKESTONE-PACKSTONE ARGILO-SILTEUX A CRINOIDES

a) Description macroscopique

A l'entrée de la carrière des Forges dans le virage vers Eupen (pl. 1-A), les premiers affleurements visibles montrent des wackestones-packstones argilo-silteux abondamment parsemés de crinoïdes; ces roches sont de teinte rouge, grise ou verte et se débitent en minces feuillets parallèles ou obliques à la stratification (pls 2-A,B,C; 3-B).

Ce faciès à caractère psammoschisteux se rencontre partout à la base et au sommet de la formation, ainsi qu'en intercalations dans les calcaires francs (mudstones) (pls 1-B,D; 4-A,B). Il est le plus important actuellement à l'affleurement et le "moins" carbonaté du complexe de Baelen. Il ressemble quelque peu au faciès mudstone-wackestone crinoïdique à limés argileux (voir plus loin p.24), mais s'en distingue par sa fraction terrigène beaucoup plus importante.

On y distingue l'intercalation de bancs très irréguliers, voire lenticulaires, de calcaire gris clair à crinoïdes (grainstone) dont l'épaisseur varie de 10 à 50 centimètres (pls 2-A; 4-A,B; décrits p.21), et dont les contacts avec la roche encaissante ne sont pas nets; une indentation entre les deux faciès étant souvent visible (pls 2-A ; 4-B).

Indépendamment du grainstone calcaire crinoïdique, figurent aussi de fines lentilles millimétriques (moins de 1 centimètre) de mudstone calcaire, gris ou rose (pl. 2-C).

Dans toute la masse argilo-silteuse, on remarque la proportion très importante (35 %) d'articles et de morceaux de tiges de crinoïdes dont le diamètre varie entre 5 et 10 mil-

limètres et dont la longueur moyenne est de l'ordre de 10 centimètres; certains peuvent cependant dépasser cette taille et atteindre 30 ou 40 cm; ils sont alors souvent morcelés et les différentes parties sont décalées légèrement les unes par rapport aux autres.

Toutes les tiges présentent généralement une orientation statistique dans la matrice argilo-silteuse (pl. 2-B,C).

A côté des fragments de tiges et des articles dispersés dans la masse, on remarque des concentrations amygdaloïdes de débris crinoïdiques de tous calibres et ressemblant à des poches de grainstone (pl. 2-B).

b) Description pétrographique

Au microscope, la matrice psammo-argileuse apparaît constituée de nombreuses paillettes micacées, généralement allongées parallèlement à la stratification, ainsi que de grains de quartz esquilleux dont la taille est de l'ordre de 50 μm (pl. 2-D).

Les fossiles présents sont essentiellement des crinoïdes qui se disposent à plat, parallèlement au feuilletage; leurs contours ne sont généralement plus arrondis, mais indentés au contact du sédiment argilo-silteux. Entre certains crinoïdes et la gangue argilo-silteuse se développent des cristaux flexueux de calcite fibreuse (pl. 6). Dans le sédiment argilo-silteux, on retrouve les mêmes cristaux disposés en masses fusiformes, d'allure sigmoïdale (pls 6, 8).

Au point de vue de la structure, on observe des fluctuations dans le feuilletage, sous forme de petits plis de glissement semblables à ceux produits par les slumps; ils s'accompagnent d'une réorientation des articles de crinoïdes (pls 7,8). Ces plis s'observent tant à l'échelle de la lame mince qu'à l'affleurement; leur axe est généralement orienté NE-SW.

Comme dans d'autres faciès de Baelen, une pigmentation régulière d'hématite affectant les articles de crinoïdes et la matrice argilo-silteuse donne souvent une teinte rouge foncé à la roche.

2. LES MUDSTONES CALCAIRES GRIS ET ROSE-ROUGES A CAVITES CIMENTEES

a) Description macroscopique

Le faciès le plus connu aux Forges et appelé "marbre de Baelen" est un calcaire micritique, gris, rose ou rouge, à cavités cimentées de calcite.

Il apparaît emballé dans la masse argilo-silteuse à crinoïdes et se présente sous forme de "bancs" très discontinus, voire de lentilles séparées elles-mêmes par des passées de la roche encaissante (pls 1-D; 4-A,B; 5).

Sur le terrain, il est aisé de distinguer ses deux teintes prédominantes qui sont le gris (clair à foncé) et le rouge (un ensemble de nuances allant du rose au rouge en passant par l'orangé).

Les calcaires, longtemps utilisés comme éléments de décoration, se caractérisent sur le terrain (1) par la présence de zébras (pls 5; 9-A,B), à savoir des trains de bandes de calcite cristalline, parallèles les unes aux autres et (2) par des stromatactis (pl. 9-C,E); on y voit encore d'autres types de cavités cimentées dont les descriptions détaillées suivront (pl. 9-D).

Ces sédiments essentiellement carbonatés forment des lentilles massives dont l'épaisseur atteint parfois 4 ou 5 mètres (pls 4-A,B; 5-A,B; 10-A,B). Outre l'apparence lenticulaire, on distingue aussi des variations verticales rapides du pendage sédimentaire (pl. 3-A); les zébras apparaissant quelque peu obliques à celui-ci. Ce phénomène confère à l'ensemble

des dispositions internes en biseautage.

On remarque aussi des indentations entre ce faciès et les sédiments argilo-silteux à crinoïdes de l'encaissant, ainsi qu'avec les grainstones crinoïdiques (pls 4-B; 5).

Hormis les crinoïdes et quelques rares brachiopodes, aucun autre macrofossile n'a été reconnu sur le terrain, dans cette partie de la formation carbonatée; des observations complémentaires réalisées sur les dalles polies décorant la gare de Verviers ont permis de mettre en évidence la présence de céphalopodes et de spongiaires (pl. 9-D). Les crinoïdes se rencontrent soit dans le mudstone lui-même, soit à l'intérieur des bandes de calcite situées au voisinage des sédiments argilo-silteux (pls 5-B; 9-C); leur proportion est cependant moins importante que dans l'argilite crinoïdique.

b) Description pétrographique

Ce mudstone calcaire homogène (sédiment boueux) est constitué de calcite microsparitique à micritique, parsemée de quartz d'allure esquilleuse, dont la taille moyenne est de 40 μm ; certains d'entre eux montrent une section hexagonale qui les rapprocherait des quartz authigènes bipyramidés. Une coloration à l'alizarine a permis de détecter des petites traces de calcite dans nombre de ces cristaux à contours grossièrement hexagonaux; de plus, on voit clairement que le sédiment carbonaté de la matrice vient mordre et entailler les contours originellement hexagonaux de ceux-ci. Des micas sont aisément reconnaissables bien que présents en faible proportion (pl. 11-A, quartz).

A côté de petits ooïdes rencontrés ci et là, ce mudstone contient un grand nombre d'organismes fossiles; outre les crinoïdes (moins nombreux que dans d'autres faciès à caractère terrigène), on rencontre une foule de microfossiles et bio-

clastes. Nous retiendrons la présence d'ostracodes, de foraminifères, de girvanelles (petit diamètre), de bryozoaires (2 taxons au moins), de charophytes, de paléobéréselles, de chamaenidés, vraisemblablement de calcisphères, de serpulides (pls. 12-A,B,C; 13; 14-A,B; 15-B), ainsi que d'organismes en forme d'urne à goulot recourbé et canal central (pls 13-G,H; 14-A; 15-D). Ces mudstones sont parfois riches en "organismes" ne cessant d'évoquer *Nuvia* (Maslov) bien que Préat (communication personnelle) a souligné leur grande ressemblance avec les issinelles (Cnudde-Mamet, 1983). Toutes deux présentent cette structure radiée à la périphérie et réticulée au centre dont il sera question au point 4, b. (pls 14-B,D; 17; 18).

Les cavités

1. Les zébras

Ils apparaissent sur le terrain en trains de bandes parallèles de calcite grossière (fibreuse); le bord inférieur de ces bandes est plat à onduleux et repose sur un fin litage de sédiment micritique. Le bord supérieur est généralement plus irrégulier, voire légèrement indenté; les deux bords restent cependant grossièrement parallèles (pls 9-A,B; 19-B; 20-B).

L'observation pétrographique montre que ces zébras constituent des trains de cavités laminoïdes ultérieurement comblées par (1) des sédiments internes micritiques, parfois finement laminés et généralement situés à la base des cavités, et (2) diverses phases de cimentation par des calcites fibreuses (pl. 9-A,B).

La partie cimentée des zébras ne représente donc pas toute la cavité initiale; leur base onduleuse n'est en fait que le sommet d'un remplissage incomplet, par du sédiment interne fin, d'une cavité antérieure plus grande (il en sera de même

pour les stromatactis discutés plus bas). A dire vrai, il n'est pas toujours aisé de distinguer les contours de la cavité initiale, car le sédiment encaissant a une granulométrie très voisine de celle du sédiment interne; une fine lamination de ce dernier est cependant très visible sous la partie cimentée de la cavité; parfois, des articles de crinoïdes ou de petits ostracodes baignent en partie dans le sédiment fin et en partie dans le ciment.

La partie des cavités laminoïdes persistant au sommet du sédiment interne a été ultérieurement cimentée par des cristaux fibreux croissant perpendiculairement aux parois. Très souvent, bien que ce ne soit pas là une règle générale, la cimentation débute par des cristaux plus petits de type équigranulaire, non fibreux. Au sommet de cette phase peut apparaître un mince liseré noir formé d'impuretés carbonées; ce liseré marque un stade d'arrêt de la cimentation (pl. 9-A). Dans ce cas, les cristaux fibreux de la première génération qui suit les équigranulaires ont une orientation optique décalée par rapport à ces derniers (l'extinction n'étant pas simultanée). Dans le cas contraire (pas de liseré), l'extinction s'opère au même moment pour tous les cristaux, verticalement.

Les cristaux fibreux peuvent à leur tour montrer des zones de croissance soulignées par des alignements de taches carbonées ou par une pigmentation hématitique.

Les clivages de ces cristaux sont rarement droits et plans, mais presque toujours courbes, leur concavité s'orientant soit vers le centre de la cavité (calcite radiaxiale), soit vers l'extérieur (calcite fasciculaire optique) (Kendall, 1977; Kendall & Tucker, 1973). Aux Forges-Baelen, on observe surtout des calcites radiaxiales. Cependant, dans une même cavité cristalline, il n'est pas rare d'observer une ondulation de la courbure du clivage pour un même cristal fibreux (elle est alternativement radiaxiale puis fasciculaire optique); dans ce cas, les cristaux fibreux ne sont pas perpendiculaires aux bords de la cavité et sont presque toujours très effilés

et onduleux.

Les deux bords de la cavité ne restent pas toujours parallèles mais peuvent présenter des évasements. L'épaisseur des couches de ciment fibreux restant constante, on remarque que le vide résiduel ainsi créé est rempli de blocky calcite tardive, blanche et propre.

Dans d'autres cas, l'évasement est dû à une dichotomie de la cavité se produisant autour d'une plage de mudstone originel (pl. 9-A,B); la cimentation se produit alors à partir de ces petits îlots résiduels de mudstone ainsi qu'à partir des bords (toit et mur) de la cavité.

Pour bien comprendre ces phénomènes, il est nécessaire de se représenter ces cavités en 3 dimensions afin de visualiser leur tracé très onduleux et la persistance éventuelle de résidus de sédiment originel en leur centre; selon le plan de coupe, ces résidus sembleront flotter dans la cavité, ou montreront leur point d'attachement au toit ou au mur (pls 9-A,B; 19-B; 20-B).

Les ciments fibreux enrobent très souvent des fossiles (crinoïdes, brachiopodes, ostracodes...); le phénomène étant complet (pl. 20-A) ou partiel (pl. 19-A). Dans le dernier cas, le fossile est engagé en partie dans la cavité et en partie dans le mudstone originel. Les fossiles sont indifféremment contre la paroi ou dispersés au coeur de la cavité (pls 12-A; 19-A; 20-A).

Très souvent, au centre de ces bandes cristallines, on remarque une ligne continue parfois tapissée de quartz bipyramidés séparant deux séries de fibres à croissance centripète venant du mur et du toit; ils sont donc eux aussi tardifs par rapport à la cimentation (pl. 11-A). Cette ligne s'estompe à l'approche des structures évasées (dichotomies) citées plus haut ou quand les cavités sont riches en fossiles.

2. Les stromatactis

Ces structures sont similaires à celles observées dans les calcaires frasniens du bord Sud du synclinorium de Dinant, par exemple; comme les zébras, ce sont des cavités cimentées de calcite (soit complètement blocky, soit fibreux et blocky). Leur morphologie est cependant très différente: le plancher des stromatactis est plan ou légèrement onduleux; (le mot plancher désigne ici encore le contact entre le ciment et le sédiment, la cavité originelle, tout comme dans les zébras, ne s'arrêtant généralement pas là); le toit des stromatactis, quant à lui, loin d'être parallèle au fond, est très digité. La cimentation calcitique est légèrement différente de celle rencontrée dans les zébras; on observe dans l'ensemble moins de calcite fibreuse et plus de blocky. Il n'y a pas non plus de joint central entre les deux séries de cristaux croissant en vis-à-vis; on reconnaît cependant les zones de croissance soulignées, soit par des alignements d'impuretés, de pigments hématitiques, soit par une variation dans les tons grisâtres de la calcite (pls 9-C,E; 12-D; 19-A; 20-A). Le toit indenté de ces cavités présente parfois des placages de petites girvanelles (pl. 12-C), dont le diamètre est approximativement de 10 μ m, et semble leur servir de soutien ou de support. Certaines de ces girvanelles s'allongent perpendiculairement à la ligne du toit et paraissent le perforer. Elles ne sont pas les seules à coloniser les cavités ou leur périphérie; on rencontre parfois des carapaces d'ostracodes qui présentent des phases d'obturation par sédiment interne géotrope et cimentation de blocky calcite, rarement de fibreuse (pl. 12-A,B); lorsque ces microfossiles baignent dans les cavités, le bord extérieur de la carapace a éventuellement servi de support à la cimentation (pl. 12-B). Enfin, dans certaines lames il semblerait que le support du toit ait été réalisé par des spicules d'éponges dont seuls les fantômes sont restés visibles.

Les stromatactis, tout comme les zébras ne se rencontrent que dans les faciès mudstone; en effet, ils sont cantonnés aux sédiments particulièrement pauvres en matériel argilo-silteux. Un passage progressif entre le calcaire franc et le calcaire argileux s'observe fréquemment.

Des pseudo-cavités situées à proximité des sédiments terrigènes sont souvent des accumulations de crinoïdes formant une tache sparitique; tandis que dans le mudstone, les cavités sont pauvres en bioclats, et essentiellement comblées par du sédiment interne et des cristaux de calcites fibreuses et blocky (pls 19 et 20).

Un élément important pour la connaissance des paléopen-tes sédimentaires est le fait que la base des stromatactis et autres zébras n'est pas parallèle à la surface de stratification des sédiments argilo-silteux encaissants; un angle de 10° entre les deux pendages n'est pas exagéré, quand il n'est pas supérieur (pls 5-A,B; 9-C).

3. LES GRAINSTONES CALCAIRES A CRINOIDES

a) Description macroscopique

Ces calcaires sont généralement de teinte blanc-grisâtre et ne présentent pas l'odeur putride caractéristique de certains calcaires du Tournaisien. Outre leur teinte, il peut y avoir dans certains bancs une pigmentation rouge très marquée, notamment dans le canal axial des crinoïdes ainsi qu'à la périphérie des articles; cette pigmentation localisée donnant une teinte rosée aux bancs.

Essentiellement constitué d'amas d'articles de crinoïdes ou de tiges (moins de 5 centimètres) et irrégulièrement interstratifié de passées argilo-silteuses, ce grainstone se partage

entre deux sous-faciès bien individualisés; ceux-ci se distinguent par le type de classement des grains et les positions respectives dans l'ensemble sédimentaire des forges.

Le sous-faciès le plus important se présente sous forme de bancs irréguliers, souvent lenticulaires ou boudinés, dont l'épaisseur peut varier entre 10 et 50 centimètres (pls 2-A; 4-A,B; 7-A,B; 22 et 29-A).

Ce sont essentiellement des amas d'articles et de morceaux de tiges de quelques centimètres de long. Sur le terrain, on distingue en outre quelques rares brachiopodes.

L'irrégularité de ces bancs est telle qu'ils peuvent rapidement s'amincir et disparaître sur quelques dizaines de centimètres pour ensuite réapparaître avec une épaisseur "normale" (pls 4; 5-B).

Ce calcaire se caractérise généralement par un granuloclassement inverse (pl. 22), la taille des grains augmente du bas vers le haut, où s'installent des passées argileuses. Semblable séquence se répète plusieurs fois de suite, ou est intercalée de séquences normales (pl. 22-B,C). Ce faciès crinoïdique présente donc des différences (1) dans la granulométrie générale, certains crinoïdes sont globalement plus grossiers, d'autres plus fins (pl. 22-C), (2) dans l'évolution texturale des séquences de classement (positive, négative), (3) dans l'importance des faciès argileux du sommet des séquences.

On le rencontre principalement dans le faciès des wackestones-packstones argilo-silteux à crinoïdes vu plus haut.

L'autre type de grainstone crinoïdique n'est pas classé, ou du moins le classement n'est pas remarquable; de plus, il se cantonne ^{à des} sous forme de poches noyées dans le mudstone (pls 9-D; 15-C). Les échantillons polis de ce dernier ont permis de constater que les poches de grainstone y incluses

(1) sont en contact net et alors généralement stylolitique avec lui (pl. 11-B) (le joint est visiblement tapissé de sédiments argileux) ou (2) présentent un passage continu (pls 15-A; 20-A).

b. Description pétrographique

Au microscope, outre l'abondance des crinoïdes qui dominent, on distingue des ostracodes parfois épineux, des foraminifères, des petits gastéropodes, des débris de coralliaire, des bryozoaires, quelques brachiopodes. Dans les calcaires non classés, des petites girvanelles (petit diamètre) sont souvent très bien présentées.

Dans les deux sous-faciès, la cimentation est de type syntaxial : autour de chaque crinoïde, une auréole calcitique de même orientation optique que le cristal de l'entroque s'est développée jusqu'à rencontrer d'autres auréoles; les contacts ainsi formés entre plages syntaxiales sont souvent droits, parfois indentés (exemple d'auréoles syntaxiales pl. 20-A). Entre les entroques, des petits rhomboèdres de dolomite se sont parfois individualisés, mais ils ne forment pas des poches à grande concentration; ils sont au contraire disséminés dans toute la masse (pl. 11-C,D).

Dans certaines lames de grainstone non classé, on observe parfois entre les entroques, des petits amas de mudstone rouge qui mettraient ce grainstone en relation avec ce dernier. On observe par ailleurs, un passage continu du grainstone non classé sur le mudstone calcaire rouge (pl. 20-A). Dans l'échantillon orienté, on remarque que la boue carbonatée infiltrée repose toujours sur le dessus des articles (effet sablier) ou dans un creux formé par leur contiguïté.

Dans les deux faciès, les sédiments terrigènes fins ne font pas défaut. Ils sont cependant rares dans les grainstones non classés; dans l'autre faciès, on les rencontre essentiellement sous forme de passées foncées d'épaisseur variable, intercalées dans (et / ou découpant) les masses de grainstone crinoïdique (pl. 22).

Au contact de ces passées s'observe une discontinuité physique entaillant les derniers lits d'entroques; elle a parfois une allure stylolithique. Les passées argileuses s'amincissent en général rapidement et disparaissent dans l'encrinite.

4. MUDSTONE-WACKESTONE CRINOÏDIQUE A LIMES ARGILEUX

a) Description macroscopique

Un dernier faciès reconnu aux Forges est un calcaire crinoïdique argileux à larges passées lenticulaires (ou poches) de calcaire micritique gris (faciès 2) ou de grainstone (faciès 3) (pl. 23-A,B). La teinte prédominante est imprégnée de tons verdâtres avec quelques taches rosé-rouge, notamment dans le canal axial des crinoïdes.

Le calcaire se situe vraisemblablement sous les différentes masses lenticulaires de mudstone à stromatactis et zébras.

En section polie, on remarque des passées argileuses très fines se poursuivant latéralement sous forme de petits joints stylolithiques qui entament souvent les crinoïdes (pl. 23-A,B); ceux-ci ne présentent pas toujours des contours réguliers, à l'inverse des constituants des grainstones, mais plutôt indentés au contact des minces joints terrigènes. Sous le marteau et à l'affleurement, ce calcaire est nettement moins résistant que les mudstones et grainstones; il aurait tendance à se morceler en suivant les innombrables joints terrigènes argileux qui le parcourent.

b) Description pétrographique

Le faciès est à mi-chemin entre le wackestone-packstone argilo-silteux à crinoïdes et le mudstone calcaire à cavités cimentées.

Ce calcaire très hétérogène est constitué en majeure partie de crinoïdes et de poches de mudstone calcaire rosé à contours très irréguliers (pl. 23-A). Ces constituants sont séparés par de minces limés argileux de teinte verte qui sont essentiellement constitués de micas et de quartz esquilleux (diamètre de 40 à 50 μm). Les plages de mudstone présentent un tracé très irrégulier, discontinu, très souvent anastomosé et leur épaisseur varie très rapidement (elle n'est jamais supérieure à 1 ou 2 millimètres).

Outre les crinoïdes, ces calcaires contiennent des brachiopodes, des bryozoaires, des ostracodes mais aussi des organismes de type *Nuia* (Maslov) cités plus haut et particulièrement abondants dans ce faciès. En coupe transversale, les "*Nuia*" présentent une section subcirculaire d'environ 140 μm de diamètre qui comporte deux zones principales : (1) un anneau périphérique de 30 à 40 μm de large dans lequel on distingue une structure tubulaire radiée; (2) une zone centrale d'environ 70 μm de diamètre qui présente un aspect réticulé et est plus grossièrement cristallisée que l'anneau périphérique. Elle est aussi plus sombre et quand un pigment hématitique colore la roche, on remarque qu'il se concentre, entre autres, dans cette partie centrale des organismes, la partie périphérique annulaire demeurant claire.

Les coupes longitudinales permettent de dire que la longueur moyenne des branches est de 800 à 900 μm et qu'elles présentent des constructions au niveau de la zone centrale; le diamètre total (140 μm) ne variant pas à cet endroit (pls 14-D; 16; 17; 18). Les extrémités de ces longs cylindres sont généralement en forme de fuseau; dans d'autres cas ils semblent se recourber brutalement à angle droit.

Le nom proposé *Nuia* (Maslov) n'est pas certain; d'autres organismes telles les *Issinella* ressemblent en effet très fort à celui décrit ci-dessus.

Les crinoïdes inclus dans les poches de mudstone rosé, ont généralement des contours réguliers et nets, sauf au contact des passées argilo-silteuses où ils sont souvent fortement cariés voire cassés. Il en va de la sorte pour les morceaux de tiges isolés entre les joints argileux et qui ont complètement perdu leurs contours originels. En dehors des poches de mudstone s'observent des zones constituées de grainstone à cimentation syntaxiale; cette dernière affecte aussi des entroques dispersées dans la masse et en favorise la consolidation. Ces poches et entroques isolées ont elles aussi souffert du contact avec les limés de sédiments terrigènes fins.

Outre les traces "d'érosion", des petrofabrics intéressants s'observent à la bordure des crinoïdes et au contact des poches de mudstone; on y voit en effet des structures calcitiques fibreuses qui semblent résulter d'un étirement ou de tensions exercées sur la roche qui auraient créé des petites fissures remplies simultanément de calcite fibreuse, onduleuse (pls 6; 23-C). Ces cristaux fibreux ne sont pas droits, mais présentent des courbures concavo-convexes qui traduisent probablement un étirement avec rotation.

En résumé, la teinte rouge est dans l'ensemble très caractéristique des mudstones calcaires à cavités cimentées ainsi que des bancs finement feuilletés de wackestones-packstones argilo-silteux à crinoïdes. Elle se limite à la partie centrale de la formation.

Sus-et sous-jacents au mudstone rouge, dominant des faciès argilo-carbonatés de teinte verte.

La teinte grise n'est pas absente; il est cependant difficile d'en discerner les limites exactes. Il semblerait qu'une variation latérale du rouge vers le gris soit fréquente.

B. LES FACIÈS LATÉRAUX ET/OU SOUS-JACENTS AU MARBRE DE BAELEN

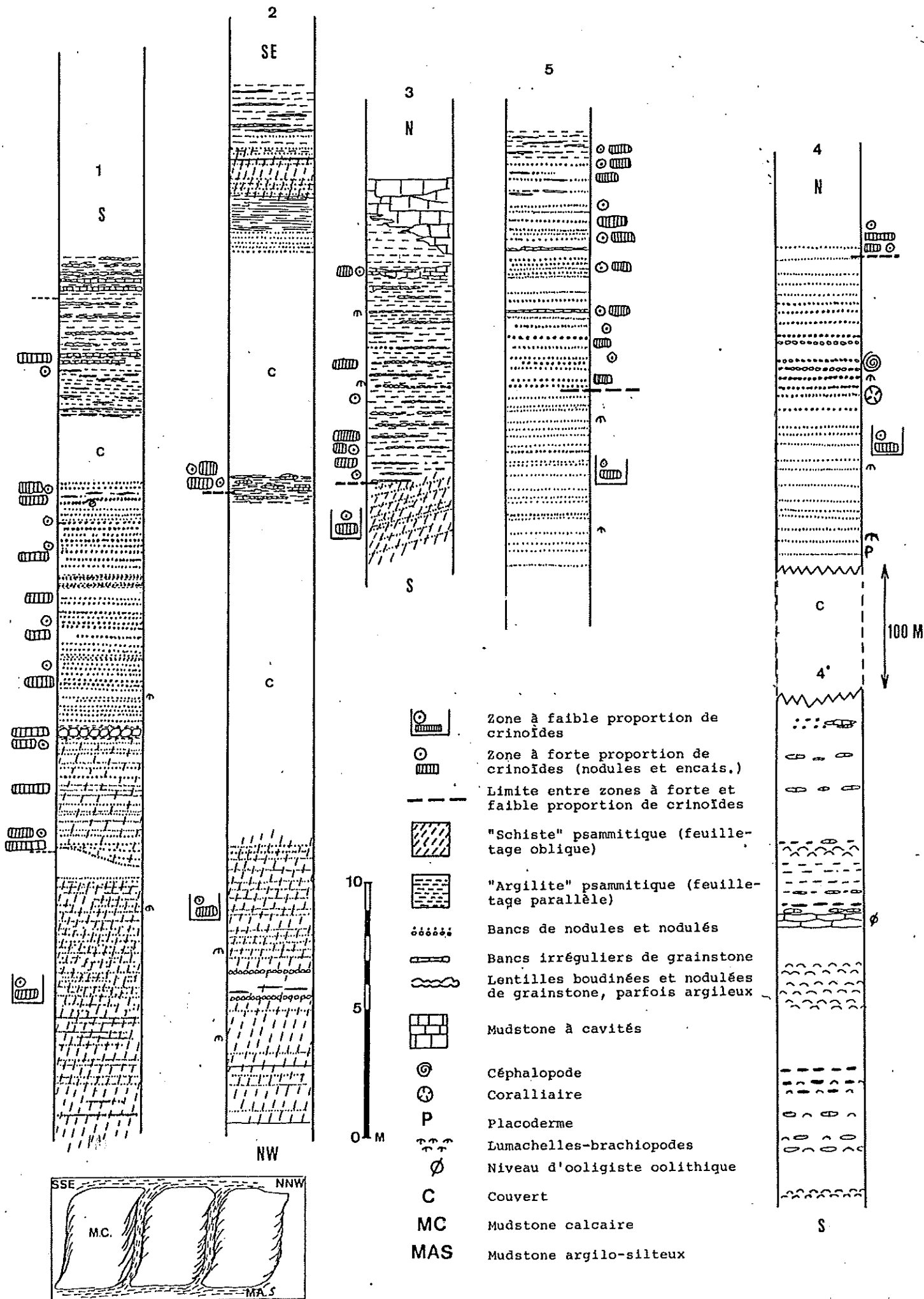
1. DESCRIPTION DES LOGS (fig. 1 et log p.27')

Les logs des faciès Souverain-Pré, présentés à la page 27' et localisés sur la fig. 1 ont été dessinés sur la base d'observations fragmentaires d'un terrain qui n'offre pas de coupe suffisamment étendue permettant de visualiser la variation des faciès avec certitude. De plus, leur position relative sur le log (p.27') n'implique aucune corrélation (lithostratigraphique ou/et biostratigraphique).

A ce sujet, divers échantillons pour conodontes ont été envoyés pour préparation à M. Coen et ont été étudiés par R. Dreesen; la pauvreté en conodontes ou la présence de formes non significatives ne lui ont pas permis de proposer de datation ni de corrélations. R. Dreesen signale simplement la présence de *Polygnathus semicostatus*, *Polygnathus procerus*, *Bryantodus* sp. Il donne la datation Famennien supérieur. Des échantillons de nodules calcaires non détritiques (cfr. plus bas) ont été envoyés au laboratoire de Total à Bordeaux, au printemps, et à R. Dreesen en Juillet, mais les identifications ne sont pas encore terminées à ce moment de la rédaction.

Les différents types de nodules, constituants principaux des coupes étudiées, seront décrits plus loin (II, B, 2); ce sont (1) les nodules ovoïdes de Membach (log 4 et 4° séparés par 100 mètres de psammites et schistes famenniens) (pls 24-A, B, C; 25), (2) les bancs nodulés à structures sigmoïdales de Limbourg (log 1 et 2, pls 26; 27) et (3) des lentilles boulinées, voire nodulées aux extrémités (log 1 supérieur, log 2 supérieur et moyen, log 3 et log 5 supérieur).

Dans toutes les coupes, sauf à Membach (fig. 1, pt 4), on observe, à la base, des bancs nodulés essentiellement composés de mudstone calcaire pauvre en crinoïdes. Ces bancs nodulés sont inclus dans les psammoschistes des auteurs.



Zone à faible proportion de crinoïdes
 Zone à forte proportion de crinoïdes (nodules et encais.)
 Limite entre zones à forte et faible proportion de crinoïdes

"Schiste" psammitique (feuille-tage oblique)

"Argilite" psammitique (feuille-tage parallèle)

Bancs de nodules et nodulés

Bancs irréguliers de grainstone

Lentilles boudinées et nodulées de grainstone, parfois argileux

Mudstone à cavités

Céphalopode

Coralliaire

Placoderme

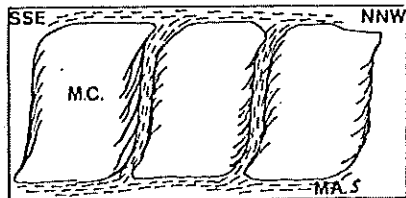
Lumachelles-brachiopodes

Niveau d'oologiste oolithique

Couvert

Mudstone calcaire

Mudstone argilo-silteux



100 M

La taille des nodules, donc l'épaisseur des bancs dont ils proviennent, augmente progressivement vers le haut, tandis que leur composition passe progressivement à un wackestone packstone, voire grainstone à crinoïdes. Vers le sommet, on passe à des mudstones argilo-silteux à crinoïdes dans lesquels on observe essentiellement des lentilles boudinées de grainstone à crinoïdes, dont le granoclasement est inverse.

a) Le log 1 d'une épaisseur de 35 mètres environ, est principalement constitué d'une succession de bancs nodulés à structures sigmoïdales, de taille croissante vers le haut stratigraphique; le développement de structures sigmoïdales décrites plus loin (II,B,2a) est généralisé à tous les bancs carbonatés et est illustré (pl. 27-A,B) par l'encart au bas du log (p.27').

Jusqu'à la cote 10 mètres, on observe très peu de crinoïdes, tant dans l'encaissant terrigène argileux fin que dans les nodules; dans ces derniers, on peut cependant parfois observer la présence d'un mince lit de crinoïdes ne dépassant jamais 1 centimètre d'épaisseur. A ce même niveau, on observe une irrégularité dans la disposition des lits caractérisée par la superposition de deux biseautages (pl.28). Le biseautage supérieur comprend un coin dans lequel les bancs nodulés convergents conservent une disposition régulière (pl. 28 - overlay); un mince lit argileux le sépare du biseautage inférieur caractérisé par une disposition plus chaotique des bancs nodulés.

A partir de ce niveau, les crinoïdes ont une occurrence très importante; on les trouve soit dans les nodules, soit dans l'encaissant terrigène, souvent en fortes concentrations; un banc nodulé de 50 centimètres d'épaisseur à la cote 10 mètres n'est en fait qu'un wackestone-grainstone à passées argileuses.

A la cote 25 mètres, un mètre sous la zone couverte, gît un gros nodule esseulé de grainstone à crinoïdes (pl. 27-C);

il semble être la cause d'un brusque "pli" dans le banc sus-jacent alors qu'en-dessous, d'autres bancs ont conservé leur allure régulière, rectiligne.

Après 3 ou 4 mètres de couvert végétal, on trouve des lentilles boudinées, parfois nodulées de grainstone crinoïdique à limés argileux interstratifiés dans les sédiments terrigènes à crinoïdes.

Plus haut, les crinoïdes font défaut dans les sédiments terrigènes, sauf quand ils constituent les lentilles boudinées. On remarque aussi la présence de quelques rares bancs de grainstone crinoïdique blanc (de 10 à 20 centimètres d'épaisseur).

- b) La coupe 2 présente les mêmes faciès et les mêmes successions que la précédente, mais le couvert végétal empêche l'observation de la zone d'apparition des crinoïdes dans tous les sédiments (nodules carbonatés et sédiments terrigènes), ainsi que des premières lentilles boudinées de grainstone à crinoïdes.

Comme dans le log 1, la structure schisteuse, très nette à la base de la coupe, disparaît dans les roches sus-jacentes; on la retrouve encore dans les derniers bancs visibles au sommet, intercalée en un niveau dans des roches terrigènes argilo-silteuses dont le feuilletage est parallèle à la stratification.

- c) La base du log 3 montre une zone noduleuse pauvre en crinoïdes. A la cote 3 mètres, s'observe un biseautage des bancs surmonté directement d'un mudstone wackestone argilo-silteux riche en crinoïdes et en lentilles boudinées de grainstone à crinoïdes. On voit aussi quelques bancs nodulés à structure sigmoïdale orientée de la même façon qu'à Limbourg (log. 1)

Après 10 mètres, des indentations d'argilite rouge et verte

et l'apparition de bancs de mudstone annoncent les faciès du marbre de Baelen, (ceux-ci) parfois interstratifiés de minces passées argilo-silteuses.

d) La coupe 4 sera discutée lors de la description des nodules ovoïdes à Membach.

La coupe 4° est située approximativement 100 mètres sous la précédente et a été réalisée par R. Dreesen (1982).

e) Le 5ème log est une coupe verticale réalisée 200 mètres au Nord-Ouest du point 3 (Fig. 1); on observe de la base au sommet :

- 6 à 8 mètres de bancs psammitiques noduleux, d'épaisseur métrique, typique des roches du faciès de Souverain-Pré; on y observe difficilement une structure schisteuse qui apparaît très bien dans les roches sus-jacentes.

- Au-dessus de ces bancs, l'affleurement très abîmé montre quelques 8 à 10 mètres de roches psammitiques d'aspect schisteux à bancs nodulés et structures sigmoïdales de même orientation que celles de Limbourg, log. 1 (voir aussi l'encart sous les log, p.27').

Ce sont essentiellement des nodules de mudstone ou parfois, de grainstone; le terme nodule est alors mal choisi pour ces derniers car ils apparaissent en bancs cassés et non nodulés (pas d'indentation visible avec les sédiments argilo-silteux). Tous deux sont emballés dans une roche feuilletée, argilo-silteuse où les crinoïdes sont abondants.

- Au sommet, on trouve une argilite verte, bourrée d'encrines dans laquelle baignent des lentilles de grainstone crinoïdique.

2. CARACTERES MORPHOLOGIQUES GENERAUX DES STRUCTURES NODULEUSES
ET DE LEUR GISEMENT

Un ensemble de roches composées d'alternances de sédiments argilo-silteux fins à caractère psammitique, et de sédiments carbonatés, se rencontre latéralement, au-dessus et en-dessous des faciès du marbre de Baelen décrits plus haut (II,A) dans lesquels ils peuvent s'indenter.

Ce lithosome montre des bancs de nodules et des bancs nodulés de calcaire micritique et/ou crinoïdique.

Ces bancs de nodules peuvent provenir de bancs très irréguliers, voire boudinés, qui passent latéralement à des chapelets de nodules (pl. 29-A).

Les fossiles décelables à l'oeil nu sont principalement les crinoïdes (souvent en très grande proportion) avec quelques rares brachiopodes. Des échantillons polis montrent parfois des bryozoaires de quelques millimètres de long.

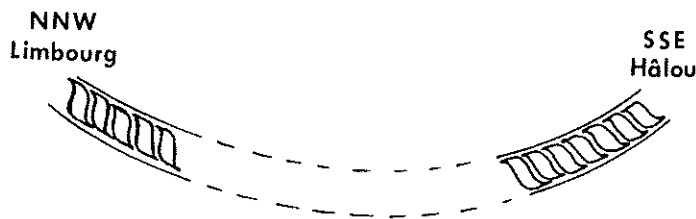
a) Les bancs nodulés à structures sigmoïdales

Ce faciès s'observe principalement à Limbourg (voir log.1, p.27'), dans une ancienne tranchée de défense de la ville.

- Description macroscopique
.....

La caractéristique fondamentale de ces bancs nodulés est particulièrement bien mise en évidence par les agents d'altération et consiste dans la présence de joints sigmoïdaux (pl. 27-A,B et encart p.27') dont la partie rectiligne forme un angle très relevé avec la stratification; ces joints découpent les bancs en nodules presque losangiques et identiques les uns aux autres tant le phénomène s'avère régulier.

Tous ces joints présentent la même orientation, c'est-à-dire un pendage Sud de leur partie rectiligne; cela se confirme par des observations réalisées sur le flanc Nord du synclinal de Goé ainsi que dans une coupe effectuée sur le flanc Sud du même synclinal; dans la tranchée de la route, 30 mètres au Nord de la chapelle de Halou (fig. 1 pour la situation et dessin ci-dessous).



Voir aussi la Fig. 5 pour la localisation de ces structures

Ce sont là des faits très importants pour la compréhension de la genèse de ces structures sigmoïdales.

En cassant quelques-uns de ces nodules à hauteur des joints, il apparaît que la roche n'y est pas carbonatée mais terrigène (et à caractère psammitique). Au sciage, on observe que le contact n'est pas franc entre le mudstone calcaire constituant le nodule et le sédiment terrigène encaissant; en effet, il se présente sous forme de fines indentations qui s'étendent loin dans le nodule (encart, bas de la p.27).

Il est utile de faire remarquer que la structure feuilletée visible au Nord de la coupe est oblique à la stratification et fait penser à un schiste. Au Sud, l'angle entre le feuilletage de la roche encaissante et la stratification soulignée par les bancs nodulés est très irrégulier; il y a des bancs feuilletés parallèles et d'autres feuilletés obliques.

Lombard (1957) avait reconnu des faciès noduleux qui pourraient s'apparenter à celui décrit ci-dessus et qui sont :

- des psammites à nodules calcaires, certains encore soudés entre eux. Il conclut à un faible transport de ceux-ci;
- des psammites à nodules lenticulaires ou sphériques, de calcaire gris-clair. Leurs contours sont flous ou indentés, ce qui, pour l'auteur, indique leur genèse rapide et produite presque sur place. Ils ne sont pas alignés selon des plans de stratification mais en sont indépendants.

- Description pétrographique
.....

Ces bancs nodulés sont principalement constitués de mudstone calcaire gris ou gris vert mêlé d'une fraction non négligeable d'éléments terrigènes (quartz et micas 50 µm). Parfois, quelques crinoïdes soulignent un peu la stratification, moins nettement cependant que dans les faciès précédemment décrits.

L'élément essentiellement remarquable est l'allure sigmoïdale des joints. Au microscope, on remarque que la séparation n'est pas franche, mais qu'en fait, elle consiste en une série de petites indentations entre le mudstone argilo-silteux encaissant et le mudstone calcaire du nodule. Des minéraux tels les micas sont plus ou moins orientés parallèlement aux joints ainsi que des crinoïdes qui, à leur voisinage, prennent une orientation en général oblique à la stratification.

b) Les lentilles boudinées et nodulées de grainstone crinoïdique

- Description générale
.....

Les lentilles sont irrégulières, très boudinées et entièrement constituées de grainstone crinoïdique, à limés argileux. Leur épaisseur peut varier entre 1 et 15 centimètres, et leur

allure en trois dimensions ressemble à la surface d'une tôle grossièrement ondulée.

Des constrictionns très importantes leur donnent souvent cet aspect en chapelet de nodules sphériques, à ovoïdes.

Il est rare de les observer dans les schistes, leur occurrence principale se situe dans les zones feuilletées, parallèles à la stratification, de sédiments terrigènes argilo-silteux à crinoïdes. Ces lentilles sont parfois intercalées entre deux bancs de grainstone crinoïdique.

A Goé, quelques uns de ces bancs lenticulaires ou lentilles boudinés, sont visibles dans les schistes; ils ne présentent cependant pas la structure sigmoïdale vue plus haut, mais ils sont cassés; les plans de cassures sont grossièrement parallèles entre eux et obliques aux plans de stratification. Tant en section polie qu'en lame mince, on y observe des séquences granoclassées dont il sera question plus loin (II,B,2).

Lombard (1957) a décrit un faciès qui consiste en "l'allongement de nodules en lentilles", allant parfois jusqu'à des lits continus. Les crinoïdes ont augmenté de diamètre; il les considère comme des matériaux détritiques d'origine peu éloignée dont la dimension augmente vers le haut.

c) Bancs étirés et nodulés

- Description générale

Un dernier faciès noduleux est visible aux Forges, dans les affleurements du sommet de la carrière 1 (pl. 1-A). Ce sont des petits bancs de 3 ou 4 centimètres d'épaisseur, constitués de mudstone calcaire gris à gris foncé, pratiquement dépourvu de macrofossiles, hormis quelques crinoïdes. Ils sont constitués de chapelets de petits nodules plats, parallélipipédiques, à structure un peu sigmoïdale (pl. 29-A).

Dans leur voisinage immédiat, s'observent quelques petits slumps (1 mètre) affectant des bancs feuilletés de mudstone terrigène argilo-silteux à crinoïdes où se rencontrent aussi des nodules.

En section polie, on remarque une stratification du mudstone, soulignée par les crinoïdes et les différents tons de gris; à la loupe, tous les caractères d'un grano-classement inverse sont nettement visibles (pl. 29-B,C).

Lombard décrit encore de gros bancs homogènes à zonage interne, constitués par des lentilles allongées qui se relayent. Ils correspondent à des niveaux où la phase carbonatée prédomine. Enfin, il signale un calcaire blanc, finement détritique, en niveaux continus, un peu flexueux et séparés par quelques filets argileux à crinoïdes.

3. CARACTERES TEXTURAUX ET PETROGRAPHIQUES DES FACIES NODULEUX

a) Nodules à granoclasement

Dans les trois faciès "noduleux" décrits plus haut, nous observons en divers points de nos coupes (aux Forges (pl. 29), à Goé (log. 3, pl. 22-B,C) et à Limbourg (log 1 et 2)) la présence au sein des échantillons d'une allure stratifiée (pl. 29-B,C) aux caractéristiques variables.

Ainsi, aux Forges elle est souvent soulignée par la présence de lits de débris crinoïdiques grossiers enrobés dans un mudstone et qui passent graduellement en direction verticale à des sédiments plus fins dans lesquels les crinoïdes sont plus petits et clairsemés; cette séquence se termine par un mince niveau argilo-silteux. Cette succession se répète souvent plusieurs fois dans un même nodule sur une épaisseur de 5 centimètres.

On observe donc un passage vertical continu du sédiment grossier sur le sédiment fin, suivi d'un changement brutal de la granulométrie qui indique une nouvelle séquence (pl. 29-B,C).

A cet endroit, ces nodules sont extrêmement étirés au-dessus d'une structure de glissement qui affecte les bancs de mudstone wackestone argilo-silteux sous-jacents (pl. 7-B).

A Goé, dans la tranchée de la route (log 3), des bancs irréguliers et boudinés de grainstone crinoïdique présentent souvent les mêmes critères de classement que les nodules vus plus haut; la seule différence étant l'absence de mudstone argilo-calcaire en tant que matrice (pl. 22-B,C). Certains échantillons cependant permettent d'observer un classement inverse dans le grainstone, semblable séquence peut se répéter plusieurs fois de suite ou être interrompue par des séquences normales (pl. 22-B,C). Ces nodules à granoclassement peuvent donc se distinguer par des différences significatives (1) dans la granulométrie générale des débris crinoïdes constitutifs des séquences granoclassées, globalement plus grossiers dans certains cas, plus fins dans d'autres (pl. 22-B,C), (2) dans l'évolution texturale des séquences de classement (positive, négative), et (3) dans l'importance de faciès argileux au sommet de ces séquences.

On trouvera page 23 une description pétrographique de ces grainstones classés, de teinte gris à gris foncé.

b) Les bancs de nodules à noyau paléontologique

- Description macroscopique
.....

A Membach, 1000 mètres au Nord-Est des derniers faciès caractéristiques du marbre de Baelen, dans la tranchée de la route vers Mazarinen et au Nord-Ouest de l'église, un affleurement montre des nodules ovoïdes de taille variable (de 2 ou 3 cm à plus de 20 cm), disposés en bancs parallèles, éventuellement discontinus. Parfois, la "perte" de quelques nodules qu'on retrouve souvent dans les schistes encaissants,

entraîne une rupture momentanée des bancs.

Un caractère intéressant observé sur cet affleurement est la taille des nodules; celle-ci va en augmentant régulièrement du bas vers le haut stratigraphique, passe par un maximum (nodules de 20 centimètres de long) et décroît ensuite régulièrement. Le phénomène se passe sur les quelques trente mètres d'affleurement.

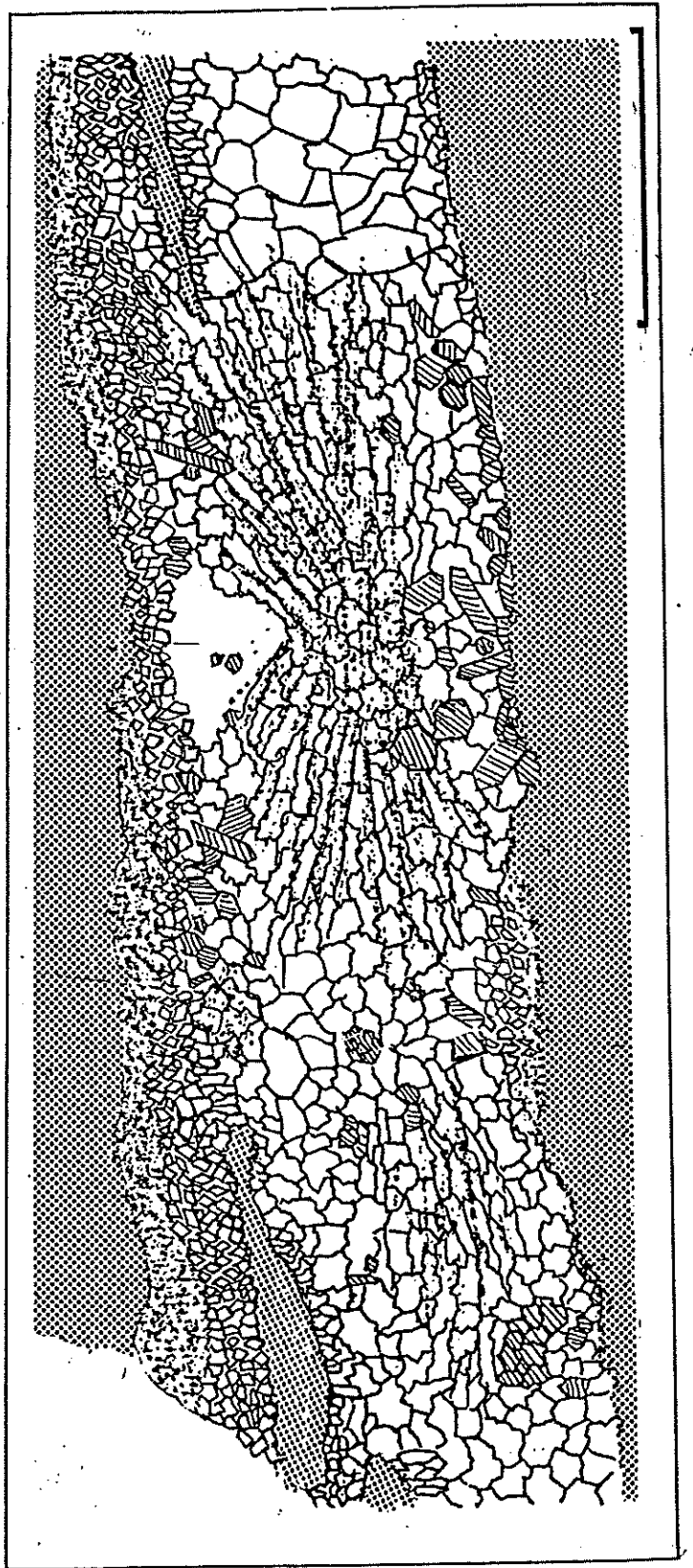
Dans ce schéma, il est exceptionnel de rencontrer un banc de nodules de gros diamètre, intercalé dans une série de bancs de nodules plus petits.

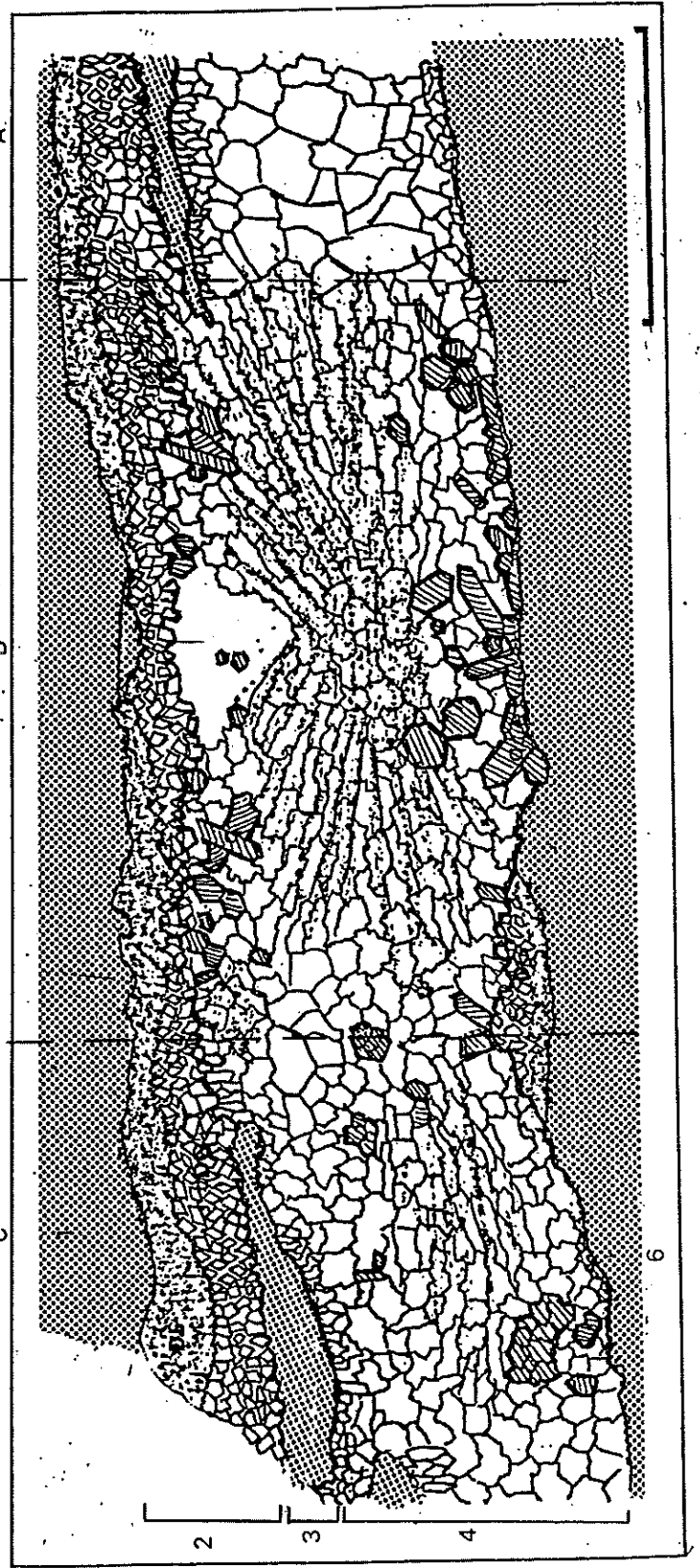
Une autre observation intéressante concerne les relations physiques entre nombre de ces nodules, et les sédiments terrigènes encaissants dont la structure feuilletée s'évase au contact de ceux-ci, de façon à les emballer. En aucun cas, ce feuilletage (apparenté à un schistosité) n'affecte les nodules (tout au plus se transmet-il aux quelques millimètres périphériques).

Ces nodules se caractérisent par le fait qu'ils se sont accrétionnés en auréole autour de restes d'organismes morts; ainsi des céphalopodes, coraux solitaires ou carapaces de placodermes (pls 24-B,C; 25-A,B) ont été retrouvés en leur centre, tout comme des brachiopodes ou des crinoïdes; ces fossiles ne se trouvent pas ou n'ont pu être fossilisés dans d'autres faciès similaires proches du complexe de Baelen.

- Description pétrographique
.....

Ces nodules de mudstone calcaire mêlés d'éléments psammitiques fins (40 μ m) sont beaucoup moins crinoïdiques que les précédents, voire pas du tout. Le contact avec l'encaissant psammitique est net, bien que ce dernier puisse présenter quelques petites indentations très superficielles dans les masses ovoïdes.





Dans le cas des nodules à céphalopodes, l'observation pétrographique révèle une différence très nette entre le mudstone interne qui remplit la coquille et le mudstone encaissant (pl. 25). Ce dernier apparaît comme une masse de micrite homogène légèrement fossilifère (petits bioclats, "*Nuvia*",... pl. 25-C).

A l'intérieur de la coquille, on distingue très nettement une structure différente soulignée par un amas de pelotes de micrite (tubéroïdes) (pl. 25-A,B,D), produites par l'activité d'organismes qui ont vécu dans les premières loges et se sont nourris de la matière organique présente. Cet amas de tubéroïdes cimentés par de la sparite (pl. 25-B,D), n'est plus observable au-delà de quelques loges, vers le fond du céphalopode où la micrite redevient une masse sombre, homogène (pl. 25-A).

Ces tubéroïdes et peloïdes peuvent se disposer en zones d'accrétion alternativement claires et foncées (pl. 25-B, flêché); semblables accrétions zonaires peuvent être le fait de l'activité d'organismes microbiens qui infestent les résidus organiques des loges.

La coquille du céphalopode présente une diagenèse complexe; on observe successivement de l'extérieur vers l'intérieur de la coquille (pl. 25-A, encart et fig. ci-jointe, p. 37')

- en (1) le mudstone calcaire peu fossilifère de l'encaissant;
- en (2) une bande sombre constituée à son sommet de petits rhomboèdres de dolomite (DF sur l'overlay); tout à la base de cette zone, on observe un mince liseré noir, probablement d'origine carbonée;
- en (3) une mince bande de mudstone, claire et discontinue;
- en (4) une grosse bande cimentée principalement par de la calcite, dont il sera question plus bas; elle est localement frangée de quartz bipyramidé atteignant 280 μm de long (q sur l'overlay), voir aussi pl. 24-A.

- en (5) une plage de rhomboèdres dolomitiques (DG) identiques à ceux de la zone (2);
- en (6) le mudstone calcaire à tubéroïdes, qui remplit l'intérieur de la coquille;

La zone cimentée (4) présente d'importantes variations latérales au sein des mosaïques (fig. ci-jointe et overlay) :

- en (A) à l'extrémité droite du dessin, s'observe une cimentation de blocky calcite blanche dont la croissance centripète a débuté sur les bords par de petits cristaux, suivis de plus gros au centre;
- en (B) au centre de la zone délimitée par des franges discontinues de quartz authigène (q), s'observe une gerbe de calcite fibroradiaire, dont les impuretés organiques soulignent la disposition radiée. Cette structure est probablement un résidu de la coquille originelle;
- en (C) on observe une mosaïque composée essentiellement des blocky calcites semblables à celle de la zone (A), bien qu'y soient inclus des résidus de calcite fibroradiaire de la coquille.

Les caractéristiques de cette bande calcitique sont symptomatiques d'une cimentation de cavité.

c) Les nodules à faciès Baelen

- Description macroscopique

Un mètre sous la zone couverte du log 1 (p.27') on observe quelques gros bancs nodulés (20 à 30 cm de diamètre) dont l'aspect extérieur ressemble à celui d'un grainstone. Les nodules montrent encore l'allure sigmoïdale des bancs sous-jacents.

Lorsqu'on scie les échantillons récoltés (pl. 24-D), on aperçoit une structure grossièrement concentrique soulignée par des limés argileux et des microlentilles de mudstone-wackestone

calcaire, à crinoïdes; elle est donc totalement différente de la disposition observée dans les grainstones.

- Description pétrographique

.....

Au microscope, outre les crinoïdes, on observe des bryozoaires (2 taxons au moins), une grande quantité de girvanelles et de "*Nuia*", des ostracodes, des calcisphères, des chaemaenidés (communication A. Préat), etc... qui baignent dans une matrice à texture variable (mudstone-wackstone...).

Ce contenu paléontologique est similaire à celui décrit dans les faciès du marbre de Baelen (p.15) aux Forges, et pourrait indiquer le passage progressif, vers le sommet de cette coupe, à certains faciès typiques du marbre, venant en ordre^s logique^s après les nodules à texture gradée. Il convient cependant de faire remarquer qu'à ce niveau nous avons observé des "nodules" qui pourraient être des lithoclastes en provenance des lentilles du marbre.

C. DES STRUCTURES SLUMPÉES (GLISSEMENT) (voir fig. 5)

Ces structures sont principalement visibles aux Forges, dans les faciès du marbre de Baelen et à Goé, dans la colline que contourne la Vesdre (fig. 1 et pls 7, 10). On observe une série de slumps d'échelle variable (de centimétrique à décimétrique), dont les axes ont approximativement tous la même direction (NE-SW). Celle-ci confère aux plis de ces slumps, un déversement vers NW ou NNW. Le contact du pli supérieur du slump (aval) avec le pli inférieur (amont) présente souvent une allure "faillée"; cependant, lorsqu'on suit ces "failles" on remarque qu'elles sont scellées et ne dépassent pas l'échelle d'un banc (pl. 7-A).

D'autre part, dans certains de ces slumps (pl. 7-B), on observe des petits bancs de mudstone calcaire, boudinés ou nodulés, les sédiments terrigènes de l'encaissant ayant flué en travers bancs. Les "nodules" de mudstone ont une allure étirée, peut-être en relation avec le slumping. Les bancs de grainstone présents dans ces slumps (pl. 7-B) ne sont ni boudinés, ni nodulés. Il est probable qu'au moment du glissement (slump), leur cohésion était supérieure à celle des bancs de mudstone (une description pétrographique figure à la p.34).

III. DISCUSSION - INTERPRETATION

A. LE MUDSTONE CALCAIRE À CAVITÉS CIMENTÉES

1. CARACTERISTIQUES GÉNÉRALES DE L'ÉDIFICE DE BAELEN

Le corps sédimentaire de Baelen présente un certain nombre de caractéristiques générales qui le rattachent au cortège des constructions type "mud mound", telles que résumées par Monty, Maurin & Bernet-Rollande (1982) et Monty (1984).

A Baelen, nous retiendrons les points suivants comme caractéristiques typiques :

- son édification semble résulter de la superposition de lentilles métriques sigmoïdales de calcaire boueux, éventuellement séparées par des passées argileuses ou des langues de grainstone calcaire d'épaisseurs variables (pls 4-B;5);
- les lentilles se caractérisent très nettement par la présence de stromatactis et de trains de zébras parallèles ou obliques à la stratification générale (pl. 5-B);
- l'édifice présente des contacts brutaux avec les sédiments encaissants qui peuvent être des roches terrigènes finement feuilletées ou des calcaires noduleux à finement lités, voire des surfaces de condensation;
- s'élevant ainsi au-dessus de faciès terrigènes, le corps calcaire maintient au cours de sa croissance, des pentes raides pouvant atteindre 50° (pl. 3);
- la boue calcaire de ce mound a présenté une dualité de comportement avant sa lithification finale; en effet, si l'on peut montrer que celle-ci était cohésive (ne serait-ce que par le maintien des pentes), les observations de terrain montrent -comme dans tous les mud mounds- qu'elle pouvait aussi fluer à certains moments (cfr. les slumps, les injec-

tions de boue dans la boue ou encore, le phénomène de mélange des lithologies (pls 7; 19-A; 4-B; 5).

Le maintien de telles masses boueuses sur des pentes souvent raides pourrait être expliqué par (résumé dans Monty, 1984):

- une stabilisation en surface par des voiles de matériaux (filaments) microbiens, comme on en trouve actuellement sur certains talus;
- une stabilisation interne de la masse, par des matières organiques dont on sait qu'elles peuvent augmenter la cohésivité des sédiments de 40 à 50 % au moins; elles peuvent aussi leur conférer des comportements de gel;
- une cohésion et une cimentation rapides comme le montrent des fissures et cavités dans lesquelles ont pu vivre des organismes dont les ostracodes, des Girvanelles ou des stromatolithes de cavité.

2. LE MUDSTONE CALCAIRE ET SON CONTENU PALEONTOLOGIQUE

Venons-en maintenant au sédiment lui-même. Les caractéristiques générales de la boue calcaire constituant le mudstone à cavités cimentées montrent clairement, sur le terrain et en lames minces, qu'elle n'est pas détritique, mais résulte d'une production locale.

Lees et al. (1977) dans le cas des mud mounds waulsortiens, ainsi que Monty et al. (1982) dans le cas du Frasnien sont arrivés à des conclusions similaires, sur des bases pétrographiques et paléo-environnementales. De plus, la présence des édifices calcaires de Baelen, noyés dans un Famennien essentiellement terrigène (avant, pendant et après) pourrait démontrer à elle seule semblable interprétation.

Bien qu'une partie de cette boue puisse provenir de la bioérosion des squelettes calcaires colonisant l'édifice, cette fraction ne peut qu'être faible étant donné : (1) l'absence à cette époque, de grands producteurs de squelettes (coraux, stromatopores, bryozoaires, etc...), (2) la limitation rela-

tive, à cette époque, de la bioérosion, qui ne deviendra réellement fondamentale dans la production de grains qu'au Mésozoïque.

Nous devons donc conclure à la production locale de la majeure partie de la boue calcaire par précipitation *in situ*, fort probablement par action microbienne. Si l'on retrouve des traces fantomatiques de microbes au sein de plages micritiques, les particularités du dépôt en résultant plaident également en faveur de cette hypothèse; en effet, les planches 3-A; 5-A,B montrent clairement que le mudstone présente des structures d'accrétion et d'édification propres, souvent très pentées, qui tranchent nettement avec les structures de dépôt dans les intercalations détritiques avoisinantes.

En ce qui concerne les fossiles, les édifices de Baelen sont entièrement dépourvus de ces coraux et autres constructeurs qui ont longtemps amené la confusion des mud mounds frasniens avec des récifs. Ces formes ont été éradiquées par l'événement fini-frasnien.

Les longs fragments de tiges de crinoïdes, déposés sur le fond (pl. 2-B) sans désarticulation, nous indiquent une accumulation sur place.

Quant à l'association *Nuia*-girvanelle, elle est fréquemment citée (cfr. Roux, 1982 par ex.) comme composant typique des mounds et ce, depuis le Cambrien. Un cas classique a été étudié dans le Cambrien du Texas par Ahr (1971) qui a montré des mounds essentiellement constitués de mudstone calcaire, riche en '*Nuia*' et girvanelles (cfr. Maurin, Univ. Montpellier, 1973) et englobant des débris d'un biotope diversifié contenant des crinoïdes, ostracodes, calcisphères, pelleteïdes, etc...

La position paléogéographique des mud mounds (cfr. plus loin) détermine souvent en leur sein, la présence de faunes et flores mélangées (de plate-forme et océanique par exemple) comme c'est le cas chez nous.

3. LES CAVITES

Sur base des observations tant pétrographiques que de terrain (pls 5, 9, 19, 20), nous avons reconnu deux types majeurs de cavités cimentées à savoir les stromatactis et les zébras. Dans la partie qui suit, nous séparerons les hypothèses concernant la genèse des stromatactis de celle des zébras. La cimentation sera discutée plus loin.

a) Genèse

Les stromatactis, structures généralement abondantes
.....
dans les mud mounds, font partie des éléments-clé des faciès de Baelen.

Leur origine a été abondamment discutée comme le montre ci-dessous un résumé des diverses hypothèses génétiques.

Des auteurs les ont d'abord considérés comme des organismes énigmatiques tels les stromatoporoïdes (Dupont, 1881), des bryozoaires (De Dorlodot, 1911; Textoris & Carozzi, 1964) ou des algues (Lecompte, 1937; Bellière, 1953).

Lowenstam (1950) les considère comme les témoins de remplacements de squelette rigide.

D'autres attribuent leur formation à la décomposition d'organismes mous qui provoque des collapses internes, voire des érosions (Bathurst, 1959; Pareyn, 1959; Philcox, 1965; Lees, 1964).

Bathurst (1959) montre que les stromatactis sont d'abord des cavités, cimentées de calcite par la suite.

Bourque & Gignac (1982) mettent la genèse des stromatactis en relation avec la présence de spongiaires dont les spicules servent d'armature à la masse boueuse.

Viennent ensuite d'autres auteurs qui ne font plus intervenir de causes organiques, mais qui lient la formation des stromatactis à des phénomènes physiques.

Ces structures ont été ouvertes par des agents tels le creep sédimentaire, les phénomènes de slumping ou la compaction des sédiments (Schwarzacher, 1961).

Heckel (1972) a lié leur genèse à la perte d'eau d'un sédiment à comportement de gel.

L'échappement de fluides dans un sédiment à comportement de gel a été montré par Desbordes et Maurin (1974).

Van Laer (1983) a montré des stromatactis tronqués ou arrêtés au niveau de barrières de perméabilité, réalisées par des limés argileux.

(1) L'étude du mudstone de Baelen montre clairement que des échappements de fluides se sont produits, déformant la boue et/ou emmenant des sédiments avec eux; ils ont non seulement recoupé certaines cavités (pl. 19-A et overlay), mais ont pu aussi en former (par le vide qu'ils créaient).

(2) Des phénomènes de compaction hétérogène d'un sédiment dont la cohésion n'est que locale (peut-être stabilisé par des matières organiques mucilagineuses), expliqueraient la présence de crinoïdes ou d'ostracodes soudés au sommet de certaines cavités. D'autres auraient été partiellement enfouis dans le sédiment interne et dans le ciment, par collapse hétérogène de zones où la boue était moins cohésive. Ce phénomène est particulièrement évident lorsque, sur la surface supérieure (haut sédimentaire) d'un fossile pris dans le ciment, on obser-

ve un dépôt de boue micritique sur laquelle des cristaux ou blocky calcite se sont développés (pl. 12-A,B). (3) Des spicules d'éponges et des girvanelles présentes, dans certaines lames, au sommet des cavités, pourraient avoir joué le rôle d'armature de ces structures cavernueuses (pl. 12-C) (Bourque & Gignac, 1982).

D'une manière générale, il est nécessaire de dire que l'explication de la genèse des stromatactis ne peut se baser sur un seul modèle. Dans un même complexe sédimentaire, tel celui des Forges, par exemple, divers phénomènes ont interragi pour donner naissance à ces cavités.

Les zébras constituent aux Forges une proportion importante des cavités que l'on distingue très nettement à l'affleurement (pl. 5).

Bathurst (1980) lie l'origine des zébras à la cimentation sous-marine de croûtes empilées verticalement entre lesquelles subsistaient des boues moins bien cimentées. L'érosion de ces dernières a permis l'apparition de cavités allongées.

Pratt (1982) a également proposé un lessivage de boues non consolidées piégées sous des croûtes rigides d'origine cryptalgale. Semblables hypothèses résistent cependant mal à la critique basée sur les observations pétrographiques et de terrain. De plus, le processus impliqué (lessivage de boue sous des croûtes continues à l'occasion de tempêtes) paraît peu réaliste (Monty, 1984, cours carbonatés).

Récemment, Maurin (rapport interne CFP, 1979) a lié la formation des zébras à un comportement gel de boues subissant des collapsés semblables à ceux rencontrés dans les gels de type rétinien (Tanaka ,

b) Les ciments

Le phénomène terminal de cimentation des cavités pose également quelques questions. Les stromatactis, zébras, fissures et "shelter cavities" des mud mounds sont souvent constitués de ciments complexes dont les composants sont :

- (1) la calcite fibreuse (pls 11-A; 12-A,B; 19-B; 20-B) radiale (R.F.), fasciculaire optique (F.O.) ou encore, "planar cross twin lamellae" (PCTL) (Kendall & Tucker, 1973) et
- (2) la blocky calcite.

Les modèles génétiques couramment utilisés aujourd'hui (résumés dans Van Laer & Monty, 1984), impliquent le remplacement diagénétique de précurseurs aragonitiques ou calcitiques fibreux (comme discuté dans Monty, 1984). Les arguments utilisés pour expliquer ce remplacement postulent, au départ, l'origine physico-chimique du ciment originel et se basent sur des modèles cristallographiques théoriques. Ils négligent la possibilité d'interactions génétiques directes entre la formation du cristal, et les "inclusions" organiques généralement considérées comme des impuretés détritiques piégées lors de la cristallisation.

Suivant, du Récent vers l'Ancien, l'évolution des mosaïques et de ciments sparitiques précipités par et/ou autour de croissances microbiennes, Monty (1982 & 1984) a démontré que les impuretés rencontrées au sein des calcites qui cimentent les cavités des mud mounds Dévoniens, ne sont en fait que la trace de filaments microbiens qui supportent les cristaux.

Il a de plus montré que l'irrégularité des cristaux et des mosaïques résultantes, n'est pas due à de la recristallisation ou du remplacement, mais résulte d'interactions entre la cristallisation et les supports microbiens (voir aussi Van Laer & Monty, 1984).

Ces sparites microbiennes (Microbial spars, Monty 1982-~~1983~~) sont caractérisées par des structures complexes incluant des contacts non plans entre cristaux, une courbure du clivage, la richesse en inclusions d'origine microbienne, des critères de croissance compétitive en relation avec des facteurs biologiques, etc... De plus, leur minéralogie n'est pas nécessairement homogène et loin d'être uniquement liée aux température et salinité de l'eau (Friedman, 1968).

Des observations détaillées sur les différents types de ciments calcitiques ont révélé la présence, (1) de filaments très bien préservés, et (2) d'étapes de préservation et de dégradation, jusqu'à des lisérés organiques orientés parallèlement à l'élongation des cristaux. Il est clair que ces filaments sont dans, et non à l'extérieur, de ces derniers.

La croissance de la mosaïque cristalline étant guidée par la croissance des filaments organiques, les alignements d'inclusions parallèles aux bords de la cavité résultent d'étapes successives dans la croissance microbienne (pl. 9-A,B,E et overlay). La fossilisation des filaments, souvent très différente d'un sédiment à l'autre, expliquerait que ceux-ci ne sont pas visibles partout (cfr. G. Lanuit, 1984).

Actuellement, la connaissance de toutes les étapes de la vie et des moeurs microbiennes à l'intérieur des cavités, est enrayée par des problèmes techniques et par l'état des connaissances quant aux phénomènes microbiologiques. La compréhension de ces processus génétiques a souffert de modèles uniquement basés sur la précipitation de ciments à partir de solutions minérales sursaturées, ou de surfaces minérales (free mineral surfaces); alors que gels, mucilages et autres organiques sont présents partout sur terre et dans la mer (Monty, 1982, ~~1983~~, 1984). ✓

4. CONCLUSIONS

Il est clair que le marbre de Baelen présente toutes les caractéristiques morphologiques, structurales et pétrographiques des mud mounds.

Son accrétion par superposition de lentilles de mudstone calcaire très pur (93 % de carbonates), a amené l'installation d'un relief positif, au-dessus de fonds essentiellement terrigènes. Ce relief est souligné par des fortes pentes qu'a développées le mud mound ainsi que par l'organisation des lentilles constitutives.

La vie du mound a été perturbée par des apports terrigènes (mudstones argilo-silteux à crinoïdes) et des dépôts de gravité (voir p.43); en conséquence, il ne présente pas le développement considérable qui a caractérisé ses équivalents frasniens. Comme ces derniers, il est annoncé par une augmentation de la quantité de nodules et de bancs calcaires dans les roches terrigènes sous-jacentes, et -si les corrélations de R. Dreesen 1982 sont correctes- par un niveau de condensation figuré par des croûtes et oncoïdes hématitiques (cfr. fig.4-8). ^{à ce qu'affirme} Contrairement à ce qu'affirme V R. Dreesen, ces dernières sont interprétées comme des croûtes océaniques (Monty cours carbonates, 1984) semblables à celles développées en association avec des carbonates océaniques jurassiques (Caminiti et Van Laer, 1982) et crétacés. Les relations entre mud mounds et niveaux de condensation sont bien connues (Monty, 1984) et ont été illustrées dans le Frasnien de l'Ardenne (Coen et al., 1976; Tourneur, 1982).

Au point de vue lithologique, (1) le développement de lentilles de mudstone calcaire très pur (à zébras et stromatolites) et, (2) le cortège sédimentaire (qui comprend des mudstones et des mudstones-wackestones bioclastiques avec faible incorporation de grainstones-packstones bioclastiques),

sont conformes à la lithologie générale des mud mounds (Pratt, 1982; Monty, 1984). Le schéma se complète si l'on y ajoute les traces d'activité microbienne, la présence de dolomie sale et de quartz authigène.

Actuellement, ces masses carbonatées sont souvent considérées comme des faciès de profondeur (de 50-100 mètres à plusieurs centaines de mètres) sur base de critères sédimento-paléontologiques variés (Monty, 1984, cours carbonates; Monty et al., 1982 ; Lees et al., 1977)

Tous les caractères repris ci-dessus ne se présentent pas au hasard mais varient, en relation étroite avec les environnements sédimentaires (configuration du bassin, cadre tectonique, profondeurs de croissance, position stratigraphique...). C'est ainsi que les successions verticales et latérales de boues gris clair, gris foncé ou rouge hématitique, pourraient indiquer que celles-ci ont été fossilisées dans des environnements différentiellement réducteurs, en liaison possible avec la profondeur et le jeu de bactéries oxydoréductrices. Dans la région de Limbourg, d'autres affleurements du marbre sont visibles au lieu-dit Botterweck (Fig. 1) et à 500 mètres au Sud-Ouest de ce point; ils laissent supposer la présence d'autres masses enfouies.

Pour terminer rappelons que Graulich (1983⁶⁷) a montré par sondage, l'existence d'une masse semblable dans le Frasnien de Chaudfontaine (F_{2j}) (Massif de la Vesdre).

B. LE MUDSTONE-WACKESTONE ARGILO-SILTEUX À CRINOIDES (LES ----- FORGES) -----

L'interprétation de ce faciès requiert une discussion distincte de ses deux composants majeurs, à savoir les cri-

noïdes et la fraction terrigène argilo-silteuse.

Cette dernière, vu sa granulométrie, représente essentiellement des apports en suspension dont nous ne pouvons préciser à ce stade, l'origine continentale ou sous-marine. Elle s'est déposée à la faveur d'un milieu calme.

Quant aux crinoïdes, l'état de conservation des tiges (pl. 2-B) implique un dépôt essentiellement en place, voire légèrement glissé ("downslope transport" in Hsü, 1973 & Scholle, 1983). De même, les poches amygdaloïdes de grainstone crinoïdique non classé (pl. 2-B) représentent vraisemblablement le produit de la dégradation des crinoïdes morts, effondrés sur place. Les indices d'orientation statistique décelables dans les cimetières de tiges non désarticulées (pls 2-B,C), traduisent plutôt un basculement post-mortem dans le sens de la pente du fond marin, que l'impact d'agents hydrodynamiques. Par ailleurs et de leur vivant, les crinoïdes orientent leurs thèques et leurs bras dans le sens du courant qui amène les fines particules nutritives en suspension; en terrain penté, cela suffit pour déclencher à leur mort une orientation statistique des tiges basculées.

Comme nous l'avons vu (pl. 7), ce mudstone et les lentilles à crinoïdes qu'il contient (cfr. ci-dessous), sont fréquemment remaniés par des structures slumpées; celles-ci forment des plis dont les axes généralement orientés NE (ou NNE)-SW (ou SSW), nous indiquent que le glissement s'est effectué vers le NW.

Les slumps reflètent non seulement les propriétés élastiques des sédiments originels, mais aussi la présence de pentes.

C, LES GRAINSTONES CLASSÉS

Comme explicité page 21, les grainstones classés des Forges se disposent en bancs lenticulaires ou lentilles bou-

dirigées au sein du mudstone argilo-silteux à crinoïdes (pls 2-A,B; 5-B; 29-A).

L'étude de lames minces et d'échantillons polis nous a permis de montrer que ces dépôts se composaient de (successions de séquences granoclassées normales et/ou inverses, surmontées de lits argileux d'épaisseur variable, généralement minces (pl. 22-B,C). La littérature moderne, à ce sujet (résumée dans Scholle, 1983), nous permet de rattacher ces unités à des dépôts turbiditiques (séquences normales) et des grain flows (séquences inverses). Les nombreuses observations réalisées tant dans l'Ancien que dans l'Actuel (pentes bordant la plateforme des Bahamas ou le shelf de Belize), montrent que ces séquences peuvent s'enchaîner verticalement, comme illustré pl. 22-B,C). Les dépôts turbides sont essentiellement gérés par des phénomènes de turbulence, le grain-flow par des pressions dispersives dues aux collisions grain à grain (résumé dans Scholle, 1983).

Ce sont donc là des dépôts de pentes; celles-ci peuvent même être assez fortes comme le réclame le processus de grain-flow (Mullins, 1984).

Dans cette optique (de pente) on peut donc être amené à proposer que les lentilles de grainstone (pl. 29-A) ultérieurement étirées et boudinées, représentent la trace de chenaux ou couloirs de flux de gravité. Ces lentilles granoclassées de grainstone à crinoïdes, pourraient -du moins en partie- n'être que le produit de remaniements sous-marins du mudstone argilo-silteux à crinoïdes encaissant. Dans ce cas, les courants de gravité auraient redistribué les composants de ces mudstones en séquences gradées à entroques, surmontées de lits ou limés argileux.

D, LES FACIÈS LATÉRAUX

Les faciès latéraux (cfr. logs, p.27) de type Esneux et Souverain-Pré, sont essentiellement terrigènes à la base de nos logs et se chargent ensuite de carbonates sous forme de débris de crinoïdes et de petits bancs de mudstone calcaire. Discrets au départ, les crinoïdes se généralisent progressivement vers le haut, soit empâtés dans les faciès terrigènes, soit concentrés en lentilles souvent boudinées et/ou nodulées de grainstone.

Toutes les intercalations calcaires (mudstones à sigmoïdes et grainstones crinoïdiques) se composent de dépôts granoclassés inverses ou normaux. C'est ainsi qu'aux Forges, ils peuvent se rapporter à des successions de dépôts de grain flows et/ou de turbidites, en régime sédimentaire mixte (terrigené-carbonaté) (Hsü, 1973, in Scholle, 1983). Un schéma général ne pourra être établi qu'après une étude actualisée des faciès terrigènes.

La notion de pente sédimentaire qu'impliquent semblables dépôts peut trouver confirmation dans d'autres observations. En effet, comme nous l'avons décrit plus haut (p.31 et dessin), les joints sigmoïdaux des bancs nodulés présentent une orientation indépendante de la tectonique et conservent par exemple leur pendage Sud-Est, sur les deux flancs du synclinal de Goé.

Cela nous amène à penser que cette structure ne peut-être que syndimentaire voire légèrement postérieure au dépôt. En accord avec des observations effectuées dans le récent, nous interprétons les structures sigmoïdales comme des déformations d'étirement en relation avec des glissements sur pente (downslope transport, Hsü, 1973; Scholle, 1983).

L'apparition des mudstones à sigmoïdes, puis de grainstones classés crinoïdiques (liés à la colonisation généralisée du site par les crinoïdes et au remaniement de leurs débris), se complète à proximité immédiate du marbre de Baelen, par l'apparition

de nodules à faciès mud mound (p.39); ceux-ci représentent les premières traces ponctuelles d'accrétion in situ, et annoncent le marbre de Baelen.

A l'Est de la ligne Les Forges-Goé (log p.27'), s'observe un changement de faciès, déjà signalé au niveau du Frasnien par Coen-Aubert (1974).

Ainsi à Membach les faciès terrigènes famenniens deviennent généralement plus fins, les crinoïdes se raréfient au sein des mudstones argileux, tandis que disparaissent les lentilles et bancs lenticulaires de grainstones à crinoïdes.

Au niveau des nodules, un nouveau type apparaît, à savoir des nodules calcaires ovoïdes développés autour de céphalopodes, de poissons (placodermes), voire de coraux (cfr. p.36 et pls 24, 25); ces restes fossiles sont parfaitement conservés et n'ont subi aucun écrasement. Dans de nombreux cas, l'observation en surfaces polies révèle l'organisation en zones concentriques diffuses, du mudstone calcaire autour du noyau fossilifère. Enfin, la périphérie du nodule révèle une faible indentation des feuilletts argileux de l'encaissant dans le mudstone du nodule.

Les observations montrent que les nodules se sont accrétionnés très tôt autour des fossiles, et qu'ils sont pratiquement syngénétiques du dépôt. D'ailleurs, s'il n'en était pas ainsi les sédiments terrigènes fins dans lesquels sont noyés les nodules auraient eu vite fait de s'infiltrer dans les tests. Les faits rapportés ci-dessus sont unanimement repris dans la littérature et caractérisent des environnements profonds, de Bassin, tant dans le Paléozoïque (Gründel & Rosler, 1963), le Jurassique (l'Ammonitico Rosso et équivalents), le Crétacé (voir par ex. Weeks, 1957), et le Récent (Müller & Fabricius, 1974; Mullins et al., 1980). Les auteurs s'accordent aussi pour voir des indices de milieu à sédimentation ralentie voire à faible circulation (éventuellement anoxiques).

Sous l'angle de la genèse, les théories strictement physico-chimiques (Hallam, 1967; Hudson & Jenkyns, 1969) souffrent du manque de mécanismes bien documentés et d'explications valides quant aux gradients microchimiques nécessaires à la migration et la ségrégation du CaCO_3 (Jenkyns, 1974).

A côté de cette approche, un très grand nombre d'auteurs se sont penchés sur la signification de l'association systématique de ces concrétions calcaires, à des fossiles bien conservés (fossiles, céphalopodes...), ainsi que sur la présence de ces nodules dans des milieux généralement peu propices à la précipitation du carbonate (Basin shale faciès par exemple).

Les observations ne peuvent que conclure à un mécanisme local, voire ponctuel, déclenchant la précipitation hâtive de carbonate.

Le mécanisme proposé depuis longtemps (Hecht, 1933), et qui sous-tend l'autre théorie génétique, lie la précipitation de carbonate à la putréfaction de la matière organique des fossiles inclus dans les nodules.

Développée par Hecht (1933), exploitée par Weeks (1957), reprise par Berner (1968), elle a reçu l'appui d'une abondante littérature récente. Dans celle-ci on peut reconnaître deux mécanismes (micro)biologiques conduisant à la précipitation ponctuelle du carbonate et à la formation de nodules (Monty, cours biosédimentologique, 1984).

Le premier résultat d'une basification locale du fond marin, en liaison avec la libération d' NH_4 lors de la putréfaction. On constate en effet que le rapport C/N de la matière organique intersticielle du sédiment actuel, est considérablement plus élevé que dans les organismes vivants dont elle provient. Des expériences menées in vitro sur la décomposition de divers organismes marins (poissons, plancton, crustacés, etc...) aboutissent au même résultat. Cela impliquerait une perte préférentielle d'azote par rapport au carbone au cours de la putréfaction. En fait, l'ammoniaque et divers amines

sont des sous-produits bien connus de la putréfaction, produits dérivant entre autres de la décarboxylation et déamination des acides aminés protéïdiques. En cas de dégradation lente et complète (sans prédation), ces processus peuvent aboutir à une augmentation locale du pH dans la tranche sédimentaire entourant le fossile, et à la précipitation du carbonate disponible en solutions soudainement sursaturées.

Des travaux de Castanier (1984) ont montré que cette précipitation était nettement favorisée par (1) la présence de milieux anaérobiques (liés dans notre cas à la profondeur du bassin, ainsi que le suggèrent divers^{sédimentologistes} et/ou à la consommation locale d'oxygène lors de la décomposition de la matière organique), (2) l'eutrophisation du milieu (liée à la libération de matériaux protéïdiques lors de la putréfaction) et (3) la présence de certaines matières organiques (accepteurs terminaux d'électrons) tel le Triméthylammonium-N-oxyde (sous-produit bien connu de la putréfaction d'organismes marins).

La présence de milieux peu ou pas oxygénés est confirmée par la minération de poissons entiers (Weeks, 1957) impliquant une décomposition très lente.

D'autres hypothèses font intervenir le passage par des savons calciques (Berner, 1967); ces sels calciques d'acides gras sont aussi connus comme pouvant prendre naissance lors de la dégradation d'organismes morts (voir par ex. Bergmann, 1966).

Des observations actuellement en cours au laboratoire du C.A.P.S. ont permis d'illustrer ce phénomène, nous ne pouvons cependant en exprimer la portée à ce stade de notre travail.

IV. CONCLUSIONS =====

Actuellement, le seul schéma sédimentologique incorporant le marbre de Baelen, est disséminé dans diverses publications de R. Dreesen. Dans celles-ci Baelen est successivement appelé "récif" (1977, 1978), "crinoïdal mound" (1982) et "mud mound" dans la légende de la figure 8 (Dreesen, 1982); malheureusement, en aucun de ces cas, les termes employés ne sont justifiés ni explicités. (Fig. 4-B)

La seule description de l'évolution d'environnements impliquant les structures de Baelen date de 1982, où aux pages 113 et 115, Dreesen propose un schéma dans lequel on trouve (fig.4-B) :

- (1) une barrière côtière (shoal) située en eau peu profonde et de haute énergie, qui supporte des "crinoïdal mounds" dispersés; ceux-ci sont explicités en termes de récifs stratigraphiques consistant en de grandes accumulations in situ de tiges crinoïdiques et de mudstone rouge à stromatolites, et appelés "Baelen reefs";
- (2) à l'occasion de mouvements épéirogéniques, des soulèvements ont transférés les "mounds" et les sédiments disposés en périphérie, de la zone subtidale peu profonde dans la zone intertidale; là ils subirent d'importants phénomènes d'érosion et leurs éléments constitutifs furent remaniés et dispersés, tandis que des hardgrounds à encroûtements stromatolithiques s'installaient dans les eaux avoisinantes (zones de condensation);
- (3) l'ensemble du système connut ensuite des conditions supratidales de sabkha dans lesquelles s'effectua la rubéfaction des allochèmes calcaires. Enfin, un mouvement de downwarp, déclenchant des vagues de tempête, amena leur redistribution sous forme de nuages turbides superficiels. Cette succession d'évènements se serait apparemment reproduite plusieurs fois de suite pour expliquer les divers niveaux rubéfiés.

En dépit de cette évolution complexe (destinée à expliquer la genèse des ooligistes oolithiques Famenniens) -évolution qui passe par "the erosion of the crinoïdal mounds" (1982, p. 115)-, Dreesen postule que les "récifs" de Baelen ont joué le rôle d'une barrière (1977, 1978, 1982 et fig. 4-B) limitant brutalement la sédimentation de Souverain-Pré vers l'Est. Dans ce schéma, l'auteur (1977, p. 30, et 1982, pp. 110 et 113) représente le niveau de Souverain-Pré dans une sorte de dépression lagunaire située derrière (c'est-à-dire en direction onshore) la "Barrière" de Baelen (fig. 4-B).

Au contraire, dans les divers modèles famenniens présentés par J. Thorez, il apparaît (cfr. fig. 4-A) que les faciès à nodules de Souverain-Pré se déposent essentiellement au large (offshore) des "crinoïdal mounds" (cfr. ci-dessus); ces derniers étant placés dans le subtidal supérieur (au contact des tidal flats).

Rappelons enfin que les auteurs situent généralement le dépôt de Souverain-Pré sur un shelf peu profond (< 20-30 m) à très faible déclivité. Dans la Vesdre, Dreesen (1977, 1982) l'orienté vers l'Est.

Le travail ici présenté nous amène à des conclusions quelque peu divergeantes par rapport à ce modèle. Nous les résumerons comme suit.

a) Baelen. L'étude sédimentologique et pétrographique du marbre de Baelen, nous a permis d'illustrer et de conclure que le lithosome qu'il constitue, est un mud mound dont il possède toutes les caractéristiques classiques (cfr. p. 50); ce n'est ni un récif, ni un "crinoïdal mound". Comme dans beaucoup de cas, ce mound est annoncé par une augmentation considérable des populations à crinoïdes dans les faciès latéraux (occidentaux) et sous-jacents. Ce phénomène traduit l'installation de conditions générales plus stables et moins rigoureuses sur le fond marin.

L'étude de ce qu'on peut encore en voir (du mound) à l'affleurement, ainsi que de dalles provenant de ses parties centrales, montre que le marbre de Baelen se compose essentiellement d'une superposition de lentilles d'un mudstone calcaire très pur, à stromatactis et zébras. Ces lentilles résultent de la production, sur place, de boues calcaires initialement riches en matières organiques (d'origine microbienne), ces corps n'ont donc rien de "détritique".

La superposition et l'emboîtement de ces lentilles a peu à peu déterminé l'apparition d'un relief sous-marin, maintenant des pendages sédimentaires importants.

Ces lentilles de mudstone calcaire n'ont pu s'accrétionner que pendant des phases d'arrêt ou de ralentissement considérable de la sédimentation terrigène. Pendant les phases de reprise de ces apports, essentiellement par suspension, l'accrétion des boues calcaires est bloquée (du moins dans les zones périphériques du mound, seules visibles à l'affleurement). Le changement de cénose résultant amène le retour des communautés crinoïdiques pionnières qui filtrent la suspension, et par voie de fait, un retour temporaire des faciès argilo-silteux à crinoïdes, qui rappellent ceux rencontrés sous le mound (ou latéralement).

Ces faciès qui plaquent les flancs du mound, et vraisemblablement les fonds environnants, ont connu des phases d'instabilité pendant lesquelles ils se sont déformés (plis et slumps). Dans d'autres cas, l'instabilité ne s'est pas limitée au slumping, mais a aussi déclenché la mise en mouvement de sédiments argilo-silteux à crinoïdes, sous forme de courants de gravité (turbidite et/ou grain-flow). Ceux-ci ont pu donner naissance aux lentilles granoclassées; étant donné que certaines d'entre elles entaillent les dépôts argilo-silteux emplâtrant le mound, ou du moins ses flancs. Elles ne peuvent provenir que du remaniement des sédiments argilo-silteux ini-

tialement situés en amont de celui-ci.

L'arrêt de ces phases à caractère terrigène déclenche le retour à l'accrétion du mud mound calcaire.

Cette succession de processus, responsable de la complexité relative des mud mounds de Baelen (ou, du moins, de leur moins grande homogénéité par rapport aux mounds F_{2j} des Ardennes), est vraisemblablement liée aux particularités du cadre tectono-sédimentaire famennien de la Vesdre.

Les observations sédimentologiques et pétrographiques présentées au cours de ce travail, montrent que les édifices calcaires de Baelen sont des structures d'eaux profondes (nettement plus profondes que la "fair weather wave base"), étant donné la persistance des milieux calmes requise par la lente accrétion des lentilles de boues, et leur empilement en pentes fortes. Cette conclusion est en accord avec tous les travaux récents sur la question.

De plus le mud mound de Baelen a grandi accroché sur une pente, puisqu'il est localement embouti par des dépôts de gravité déboulant de plus haut, et qu'il est surmonté de dépôts de gravités slumpés, précédant le remblaiement par les faciès Montfort.

b) Faciès latéraux. Outre le marbre de Baelen, ce travail a encore apporté des précisions quant à la constitution et la signification des faciès latéraux de Souverain-Pré. A l'Ouest du méridien Les Forges-Goé, la majorité des carbonates constituant les bancs nodulés (ou nodules) de Souverain-Pré, sont détritiques (mudstone et grainstone), et résultent essentiellement de dépôts par gravité ("gravity deposits" à caractère turbiditique ou/et de grain flow s.l.). A côté de séquences granoclassées très caractéristiques, d'autres apparaissent moins nettes, en raison de la présence de boue en proportion variable entre les grains; celle-ci altère en effet le comportement hydrodynamique du sédiment originel et de son produit de remaniement. Les bancs formés par ces

agents de dépôts, ont par la suite été étirés ou nodulés. Dans certains cas, des mouvements de glissement ou de fluidisation (voire d'éboulement) au sein du dépôt peuvent ultérieurement avoir redistribué les nodules.

A ce type de nodule s'opposent (1) les nodules à faciès mud mound rencontrés immédiatement sous Baelen, et surtout (2) les nodules qui caractérisent les faciès orientaux (Membach). En effet, ces derniers sont des structures accrétionnées sur place autour d'organismes morts (céphalopodes, poissons, voire coraux solitaires sans signification paléobathymétrique), dans un milieu à sédimentation essentiellement argileuse discontinue ou pulsée.

Nous sommes là dans le "Basin shale faciès" typique des auteurs, milieu profond à sédimentation ralentie et environnement peu oxygéné, éventuellement stratifié.

L'édifice profond de Baelen est donc entouré de faciès qui n'ont rien de côtier ou de "subtidal proximal", mais qui au contraire, caractérisent des "basin margins" océaniques (slumps, turbidites, grain flows, nodules accrétionnés, voire croûtes hématitiques). On ne peut donc plus l'interpréter comme un haut fond qui aurait émergé dans l'intertidal de haute énergie et le supratidal - Dreesen, 1982, p. 115).

De plus, le mud mound est bien circonscrit et semble avoir été accompagné d'autres édifices similaires (Goé, Botterweck...), comme c'est fréquemment le cas dans le cortège des mud mounds. Cette disposition n'évoque en rien une barrière qui aurait limité Souverain-Pré et l'apport de terrigènes grossiers à l'Est (Dreesen, 1977, p. 30).

Les faciès de Membach se juxtaposent brutalement à ceux de la région de Baelen-Limbourg, non en raison de l'interposition d'une éventuelle barrière, mais parce qu'ils se situent sur des fonds soudainement plus profonds où s'accrétionnent les nodules de Cephalopodenkalk.

Ces changements brutaux de faciès, tant vers l'Est que vers l'Ouest, ne sont donc pas spécifiquement liés à la présence d'une barrière sédimentologique famennienne. Cela se confirme par le fait qu'on les retrouve déjà dans des niveaux antérieurs. En effet, Coen-Aubert (1974) et Dejonghe et al. (1984) ont montré qu'à l'Est de Goé, le Givetien et le Frasnien passent rapidement à un milieu plus ouvert.

Tous ces faits traduisent à notre sens, l'intervention de phénomènes plus profonds, voire anciens, contrôlant la distribution des faciès. C'est pour cela que des considérations tectoniques peuvent ne pas être inutiles.

c) Cadre tectono-sédimentaire. Les travaux de Fourmarier et Aderca (1955-1958), Fourmarier et Dubrul (1958), D'Heur (1970), Graulich (1984) et Dejonghe (1984) ont montré l'existence entre Pepinster et Eupen d'un réseau de failles orientées NNW-SSE (fig. 3). Ces failles se situent dans le contexte des directions déclenchées par le graben Rhin-Mer du Nord, dont l'influence au Dévono-Carbonifère vient d'être préconisée par Ziegler (1984, fig.6-C), et dont on sait qu'elles ont continué de jouer après le Paléozoïque. Elles ont donc dû influencer la morphologie du bassin famennien et par là, la sédimentation.

C'est pourquoi l'ensemble de ces observations tectoniques rapportées ci-dessus et la persistance de failles NNW-SSE depuis le Dévonien, nous amène à en faire les agents principaux régissant les variations brutales qu'enregistrent, vers l'Est, les faciès étudiés (comme d'ailleurs celles observées au Givetien et au Frasnien). L'influence synsédimentaire de ces directions a été montrée par Krebs (1974) et Burchette (1981), voir aussi fig. 6-A (Krebs)-B (Burchette).

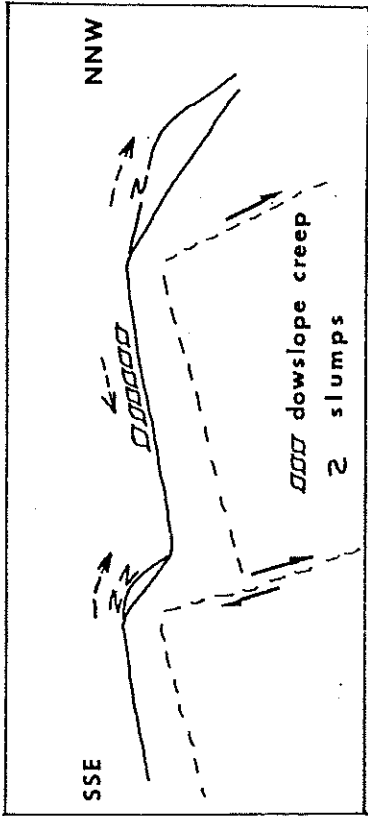
Sur ces bases tectoniques et sur les observations sédimentologiques, nous sommes amenés à contredire les schémas proposés par R. Dreesen (1978 et 1982) et représentant un fond marin s'enfonçant de manière monotone vers l'Est (fig. 4-B).

Nous proposons l'existence de fonds marins heurtés, compartimentés par des failles radiales similaires à celles du graben Rhin-Mer du Nord; l'une d'elles aurait à notre sens séparé les fonds de la région de Dolhain-Limbourg de ceux de la région de Membach.

Cependant, notre travail propose que le contrôle tectonique ne s'arrête pas nécessairement là. En effet, nous avons vu qu'aux Forges, le bord Sud du mud mound présente des slumps qui ont tous flué vers le NNW (ou NW) : cela implique ipso facto un pendage général du site dans cette direction.

Par ailleurs, l'orientation des sigmoïdes découpant les dépôts carbonatés de Souverain-Pré dans la région de Goé et Limbourg (au Sud et au Sud-Est des Forges), indique un glissement syn-sédimentaire vers le SSE, donc un pendage du site dans cette direction (voir à ce sujet les pages 31 à 33 et l'encart p. 27'). Ces structures sédimentaires soulignent non seulement l'existence de pentes (slumps) et contrepentes plus faibles (structure sigmoïdale), mais en plus leur donnent une direction SW-NE (c'est-à-dire perpendiculaire, en gros, aux lignes de failles évoquées précédemment). Ces directions ont déjà été mises en évidence par Pirlet (1983) dans l'Eodévonien du Synclinorium de Verviers (sensu Graulich 1984), où il décrit une série de rides WSW-ENE. Il en rattache l'origine à des phases compressives. Ziegler (1984) préconise à son tour que ces phases compressives auraient pu être suivies dans le Dévonien moyen par des phases distensives impliquant un faillage radial (fig. 6-C)

Dans le Rhenisch Schiefergebirge enfin, les travaux de Krebs (1974) ont amené celui-ci à implanter des trains de récifs sur des zones de failles grosso modo orientées NE-SW; les récifs poussant vers le NW (ou NNW) comme le mud mound de Baelen (fig. 6- A)



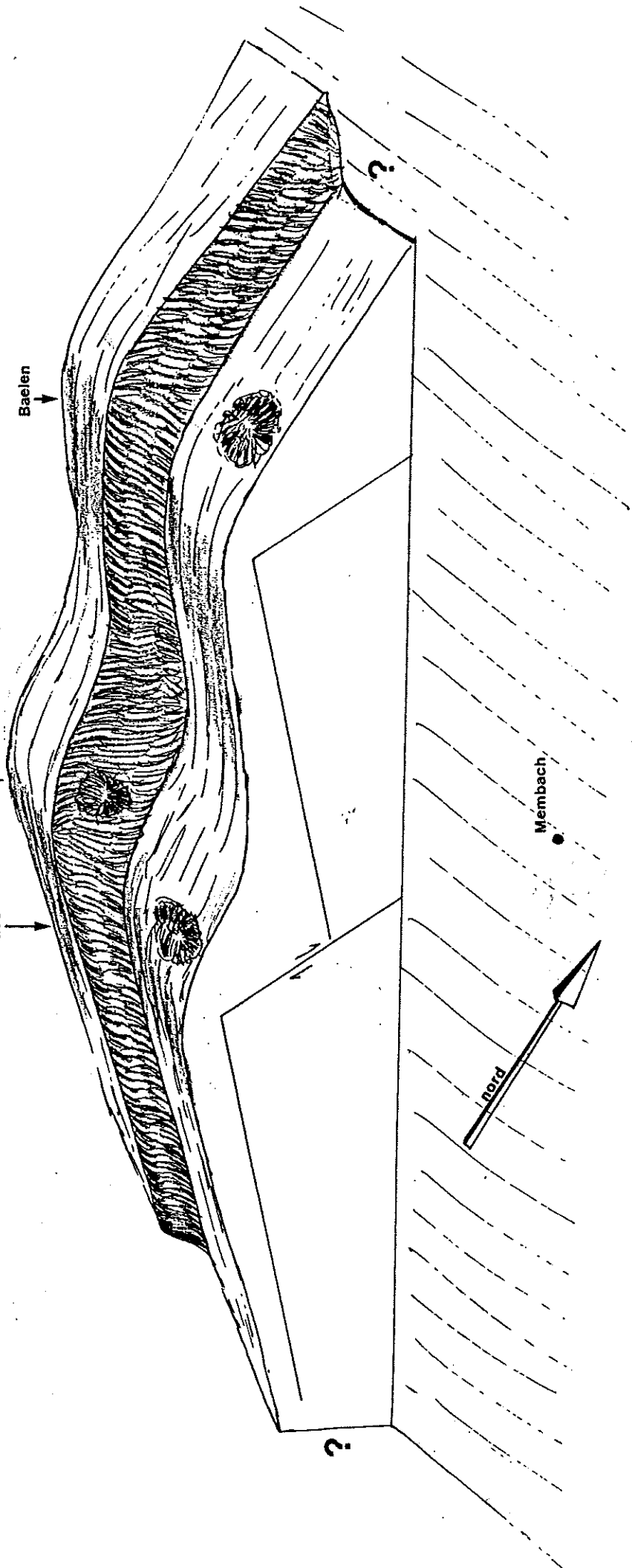
"On peut signer un tableau
 mais
 jamais y mettre le mot fin."

Picasso

Limbourg ?
 (décharge)

Goé

Baelen



pas d'échelle

La présence de ces deux lignes de failles (reconnues au Nord, à l'Est et au Sud-Ouest de la région étudiée) jointe à nos observations sédimentologiques, nous amène donc à concevoir le "bassin de la Vesdre" comme un "bloc faulted basin" conditionné par des failles (NNW-SSE) le découpant en segments de plus en plus profonds vers l'Est, segments qui sont à leur tour découpés en blocs basculés par les directions SSE-NNW et s'approfondissant localement vers le N, voir figure p. 64'. Semblable "block faulting" avec pentes et contrepentes a d'ailleurs été proposé par Bless (1978) et Kimpe et Bless (1982), à propos de la structuration tectonique de la "plate-forme belgo-néerlandaise" (fig. 7, Bless 1978).

Comme classiquement connu au Dévonien et au Jurassique, ce "block faulting" synsédimentaire serait donc responsable des sites particuliers d'implantation des mud mounds fameniens, et peut-être de leurs équivalents Frasnien (voir sondage de Chaudfontaine - Graulich, 1967); il serait aussi responsable des brutales variations de faciès (tant verticales que latérales) rencontrées dans le Dévonien de la Vesdre, comme illustré par Burchette ailleurs (1981, fig. 6-8)

C'est dans cette optique générale qu'il convient de revoir l'agencement des corps sédimentaires du Famennien de la Vesdre. Sans cette compréhension sédimentaire, la biostratigraphie ne pourrait déboucher que sur de simples équivalences temps, responsables de schémas non réalistes et d'autant plus approximatifs que la datation et la corrélation des faciès de bassin par des faunes de "plate-forme", leur imputent systématiquement des âges relatifs trop jeunes en raison des remaniements par courants de gravité (entre autres).

Nous tenons enfin à conclure en insistant sur les particularités des corps sédimentaires analysés dans ce travail, qui découlent de la superposition de deux types d'évènements :

(1) l'extinction fini-frasnienne, à l'échelle mondiale, des grandes faunes "constructrices" à coralliaires et stromatopores, dont certains membres auraient éventuellement pu tirer parti de la niche carbonatée, famennienne;

(2) un évènement tectono-sédimentaire régional marqué par l'installation progressive de faciès calcaire marins, interrompant les phases terrigènes, et culminant lors des phases d'arrêt prolongé de ces derniers, dans le développement de mud mounds surplombant des bassins profonds.

BIBLIOGRAPHIE

- ADERCA, B., 1932 : La tectonique du synclinorium de la Vesdre au Nord-Est de la fenêtre de Theux. A.S.G.B., 55, pp. 37-72.
- AHR, W.M., 1971 : Paléoenvironnement, algal structures, and fossil algae in the Upper Cambrian of Central Texas. Journ. of Sed. Petr., 41, 1, pp. 205-216.
- BATHURST, R.G.C., 1959 : The cavernous structure of some Mississippian stromatactis reefs in Lancashire, England. Journ. of Geol., 67, pp. 506-521.
- BATHURST, R.G.C., 1980 : Stromatactis-origin related to submarine-cemented crusts in Paleozoic mud mounds. Geology, 8, pp. 131-134.
- BELLIÈRE, J., 1951 : Contribution à l'étude des faciès calcaireux des "Psammites du Condroz". Proceedings of the 3rd International Congress of Sedimentology, Groningen-Wageningen, Netherlands, pp. 57-65.
- BELLIÈRE, J., 1953 : Note sur le calcaire Famennien de Baelen et ses stromatactis. A.S.G.B., 76, pp. 115-128.
- BELLIÈRE, J., 1954 : Le Famennien. In : Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, pp. 206-216.
- BELLIÈRE, J., 1957 : Sur la genèse des schistes à nodules calcaires (Frasnien). A.S.G.B., 80, pp. 489-494.
- BERGMANN, W., 1963 : In : Organic geochemistry, Breger I.A. (Ed.), Pergamon, New York, pp. 517.
- BERNER, R.A., 1968 : Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. Science, 159, pp. 195-197.
- BERNET-ROLLANDE, M.C., MAURIN, A.F., MONTY, C.L.V., 1981 : De la bactérie au réservoir carbonaté. Pétrole et Techniques, 283, pp. 96-98.
- BLESS, J.M., BOUCKAERT, J., PAPROTH, E., 1982 : Recent exploration in the pre-Permian rocks around the Brabant massif in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. Geofiles III, I.S.B.N., 90-70705-01-X.
- ° BOUCKAERT, J., ZIEGLER, W., Thorez, J., 1965 : Conodont stratigraphy of the Famennian stage (Upper Devonian) in Belgium. Mém. Expl. Cartes Géol. et Minières de la Belg., 5, 62 pp.

- ° BOUCKAERT, J., CONIL, R., THOREZ, J., 1966 : Position stratigraphique de quelques gîtes famenniens à foraminifères. B.S.B.G., 75, pp. 159-184.
- BOUCKAERT, J., STREEL, M., THOREZ, J., 1968 : Schéma biostratigraphique et coupes de références du Famennien belge. A.S.G.B., 91, pp. 317-336.
- ° BOUCKAERT, J., DREESEN, R., DRIJKONINGEN, P., 1977 : Recherches biostratigraphiques dans quelques coupes du Famennien de l'Avesnois. A.S.G.B., 100, pp. 115-123.
- BOURQUE, P.A., GIGNAC, H., 1983 : Sponge-constructed stromatolites mud mounds, Silurian of Gaspé, Québec. Journ. of Sed. Petr., 53, pp. 521-532.
- BURCHETTE, T.P., 1981 : European Devonian reefs : a review of current concepts and models. S.E.P.M. special publication, 30, pp. 85-142.
- CAROZZI, A.V., SODERMAN, W.J.G., 1962 : Petrography of Mississippian (Borden) crinoidal limestones at Stobo, Indiana. Journ. of Sed. Petr., 32, 3, pp. 397-414.
- CAROZZI, A.V., TEXTORIS, D.A., 1963 : Les stromatolites des récifs siluriens de l'Indiana sont des bryozoaires. Archives des Sciences, Genève, 16, fasc. 1, pp. 188-192.
- CASTANIER, S., 1984 : Thèse de IIIème cycle, à la Faculté de Pharmacie de Marseille, 130 pp.
- ° CNUUDE, C. & MAMET, B. : Distribution des algues dans le Bassin de Dinant, au sommet du Tournaisien et à la base du Viséen. B.S.B.G., 92, 3, pp. 185-193.
- COEN, M., COEN-AUBERT, M., CORNET, P., 1976 : Distribution et extension stratigraphique des récifs à *Phillipsastrea* dans le Frasnien de l'Ardenne. Ann. Soc. Géol. du Nord, 96, pp. 325-331.
-) COEN-AUBERT, M., 1974 : Le Givetien et le Frasnien du massif de la Vesdre. Stratigraphie et Paléogéographie. Acad. Royale de Belg., Mém. Cl. des Scs (2è série), XVIII-2, 146 pp.
- ° COOK, H.R. & ENOS, P., 1977 : Deep-water carbonate environments. Soc. of Ec. Paleontol. and Mineral., Special Publication, 25.
-) DEJONGHE, L., CNUUDE, C., JANS, D., 1984 : Etude des métallectes du Dévonien moyen et du Frasnien dans l'Est de la Belgique pour la prospection des gîtes stratiformes de Pb-Zn-Ba dans un environnement sédimentaire. Service Géologique de Belgique, contrat N°031-79 MPP B.

- DESBORDES, B. & MAURIN, A.F., 1974 : Trois exemples d'étude du Frasnien d'Alberta, Canada. Notes & Mémoires C.F.P., 11, pp. 293-336.
- DEWALQUE, G., 1881 : Le marbre rouge à crinoïdes des Forges. A.S.G.B., 7, pp. 122-124.
- DEWALQUE, G., 1881 : Compte-rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de Belgique (Verviers, 17-20/09/1881). A.S.G.B., 8, pp. 28-35.
- DREESEN, R., 1977 : La formation de Souverain-Pré : reconstruction paléogéographique dans le massif de la Vesdre. In : Thorez et al. (1977), Medelingen Rijks Geologische Dienst, nieuw serie, 28, n° 2, pp. 29-32.
- DREESEN, R., 1978 : Position stratigraphique de la formation de Souverain-Pré dans le synclinorium de Dinant et le bassin de la Vesdre. Professionnal Paper, 150, 1978/2, 74 pp.
- DREESEN, R., 1982 : Storm generated oolitic ironstones of the Famennian (Fa 1b - Fa 2a) in the Vesdre and Dinant Synclinoria. A.S.G.B., 105, pp. 105-129.
- * DREESEN, R., 1984 : Stratigraphic correlation of Famennian oolitic ironstones in the Havelange (Dinant bassin) and Verviers boreholes (Vesdre Massif) (Upper Devonian, Belgium). B.S.B.G., 93, fasc. 1 - 2, pp. 197-211.
- DUNHAM, R.J., 1962 : Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In : "Classification of carbonate rocks - a symposium". Am. Assoc. Petr. Geol., mem. n° 1, pp. 108-121.
- DUPONT, E., 1881 : Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique. Bull. Acad. Roy. Belg., Cl. Sci., Série 3, 2, pp. 264-280.
- DUPONT, E., 1886 : Sur le Famennien de la plaine des Fagnes. Bull. Acad. Roy. Belgique, 12, 3ème série, pp. 501-527.
- * EBHARDT, G., 1968 : Experimental compaction of carbonate sediments. In : Carbonate sedimentology in Central Europe. Müller G., Friedman G.M. (Eds), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 58-65.
- * ELLOY, R., 1972 : Réflexions sur quelques environnements récifaux du Paléozoïque. Bull. Centre Rech. Pau S.N.A.P., 6, 1, 105 pp.
- * FLUGEL, E., 1978 : Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 454 pp.

- FOURMARIER, P., 1928 : Les relations du "Massif de la Vesdre" et du synclinorium de Dinant. Bull. Cl. Sc. Ac. Roy. de Belg., 14, 5ème série, pp. 396-403.
- FOURMARIER, P., 1953 : La position stratigraphique du "Marbre de Baelen". A.S.G.B., 77, pp. 29-37.
- FOURMARIER, P. & ADERCA, B., 1955 : Note complémentaire sur la géologie des environs du lac de la Gileppe. Bull. Cl. Sc. Ac. Roy. de Belg., 41, 5ème série, pp. 19-29.
- FOURMARIER, P. & ADERCA, B., 1955 : Les failles transversales dans la région de la Gileppe. Bull. Cl. Sc. Ac. Roy. de Belgique, 41, pp. 540-550.
- FOURMARIER, P. & ADERCA, B., 1958 : Les failles de la Gileppe. A.S.G.B., 81, pp. 543-568.
- FOURMARIER, P. & DUBRUL, L., 1958 : La faille de Walhorn, son prolongement vers l'ouest, sa signification tectonique. A.S.G.B., 81, pp. 357-358.
- * FOLK, R.L., 1959 : Practical petrographic classification of limestones. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 43, 1, 38 pp.
- FRIEDMAN, G.M., 1968 : The fabric of carbonate cement and matrix and its dependance of the salinity of water. In : Carbonate sedimentology in Central Europe. Müller G., Friedman G.M. (Eds), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, pp. 11-21.
- GRAULICH, J.M., DEJONGHE, L., CHUDDE, C., 1984 : La définition du Synclinorium de Verviers. B.S.B.G., 93, pp. 79-82.
- * GROESSENS, E., 1981 : L'industrie du marbre en Belgique. Mém. I.G. Univ. Louvain, XXXI, p. 246.
- GRUNDEL, J. & ROSLER, H.J., 1963 : Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thuringens. Geologie, 12, pp. 1009-1038.
- HALLAM, A., 1967 : Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. Scott. J. of Geol., 3, pp. 195-220.
- HECKEL, P.H., 1972 : Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the Tully Limestone, Devonian of New-York. Journ. of Sed. Petr., 42, 1, pp. 7-18.
- * HECKEL, P.H., 1973 : Nature, origin and significance of the Tully Limestone. The Geol. Soc. Amer., Special Paper 138, 244 pp.

- HECKEL, P.H., 1974 : Carbonate buildups in the geologic record : a review. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., n° 18, pp. 90-154.
- HUDSON, J.D. & JENKINS, H.C., 1969 : Conglomerates in the Adnet limestones of Adnet (Austria) and the origin of the "Scheck". Neues Jb. Geol. Paläont. Mh., , pp. 552-558.
- KENDALL, A.C. & TUCKER, M.E., 1973 : Radial fibrous calcite as a replacement after acicular carbonate. Sedimentology, 20, pp. 365-389.
- KIMPE, W.F.M., BLESS, J.M., BOUCKAERT, J., 1978 : Paleozoic deposits east of the Brabant Massif in Belgium and the Netherlands. Medelingen Rijks Geologische Dienst, 30-2, pp. 37-103.
- KREBS, W., 1972 : Facies and development of the Meggen Reef (Devonian, West Germany). Geol. Rundschau, 61-2, pp. 647-671.
- KREBS, W., 1974 : Devonian carbonate complexes of Central Europe In: Reefs in time and space, Laporte L. (ed.), S.E.P.M. Special Publication, 18, pp. 155-208.
- LECOMPTE, M., 1937 : Contribution à la connaissance des récifs Dévoniens de l'Ardenne. Sur la présence des structures conservées dans des efflorescences cristallines du type stromatactis. Bull. Mus. Hist. Nat., t. 13/15, 14 pp.
- LEES, A., 1964 : The structure and origin of the Waulsortian "reefs" of West-Central Eire. Phil. Trans. R. Soc. London, série B, 247, pp. 483-531.
- LEES, A., 1973 : Les dépôts carbonatés de plate-forme. Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A., 7, 1, pp. 177-193.
- LEES, A., NOEL, B., BOUW, P., 1977 : The Waulsortian "reefs" of Belgium : a progress report. Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 29, pp. 289-315.
- LOMBARD, A., 1957 : La série calcaire de Baelen et son évolution. A.S.G.B., 80, pp. 431-447.
- LOWENSTAM, H.A., 1950 : Niagaran reefs of the Great Lakes area. Journ. Geol., 58, pp. 430-487.
- JENKINS, H.C., 1974 : Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalk) in the Mediterranean Jurassic : a diagenetic model. In : Pelagic sediments : on land and under the sea, Hsü J., Jenkins H.C. (eds), Special Publ. Int. Assoc. Sedim., 1, pp. 249-271.

- MAURIN, A.F., 1973 : Phénomènes algaires du Cambrien du Texas. Symposium sur Cyanophycées, Montpellier, Abstract.
- ° MAURIN, A.F., NOEL, D.V., 1977 : A possible bacterian origin for Famennian micrites. In : Fossil Algae, Flügel E. (Ed.), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, pp. 136-142.
- MONTY, C.L.V., 1982 : Microbial spars. In : I.A.S. 11th Int. Congress on Sedim., Hamilton, Ontario, Canada. Abstracts of Papers.
- MONTY, C.L.V., 1982 : Cavity or fissure dwelling stromatolites (endostromatolites) from Belgian Devonian mud mounds (extended abstract). A.S.G.B., 105, pp. 343-344.
- MONTY, C.L.V., 1984 : Mud mounds : geology and paleoecology. In : Géologie et Paléoécologie des récifs, Geister J. & Herb R. (Eds), Univ. de Berne.
- MONTY, C.L.V., BERNET-ROLLANDE, M.C., MAURIN, A.F., 1982 : Re-interpretation of the Frasnian classical "reefs" of the Southern Ardennes, Belgium (extended Abstract). A.S.G.B., 105, pp. 339-341.
- MULLER, J. & FABRICIUS, F., 1974 : Magnesian-calcite nodules in the Ionian deep sea : an actualistic model for the formation of some nodular limestones. In : Pelagic sediments : on land and under the sea, Hsü K.J., Jenkyns H.C. (eds), Spec. Publ. Intern. Assoc. Sediment., 1, pp. 235-247.
- MULLINS, H.T., NEUMANN, A.C., WILBER, R.J., BOARDMAN, M.R., 1980 : Nodular carbonate sediments on Bahamian slopes : possible precursors to nodular limestones. Journ. Sed. Petr., 50, 1, pp. 117-131.
- ° NARBONNE, G.M. & DIXON, O.A., 1984 : Upper Silurian lithistid sponge reefs of Somerset Island, Arctic Canada. Sedimentology, 31, pp. 25-50.
- NICHOLS, R.A.H., 1966 : Petrology of an irregular nodule bed, lower Carboniferous, Anglesey, North Wales. Geological Magazine, 103, 6, pp. 477-486.
- PAREYN, C., 1959 : Les récifs carbonifères du grand erg occidental. Bull. Soc. Géol. de France, 1, série 7, pp. 347-364.
- ° PARK, W.C. & SCHOTT, E.H., 1968 : Stylolitization in carbonate rocks. In : Carbonate sedimentology in Central Europe, Müller G. & Friedman G.M. (eds), Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, pp. 66-74.

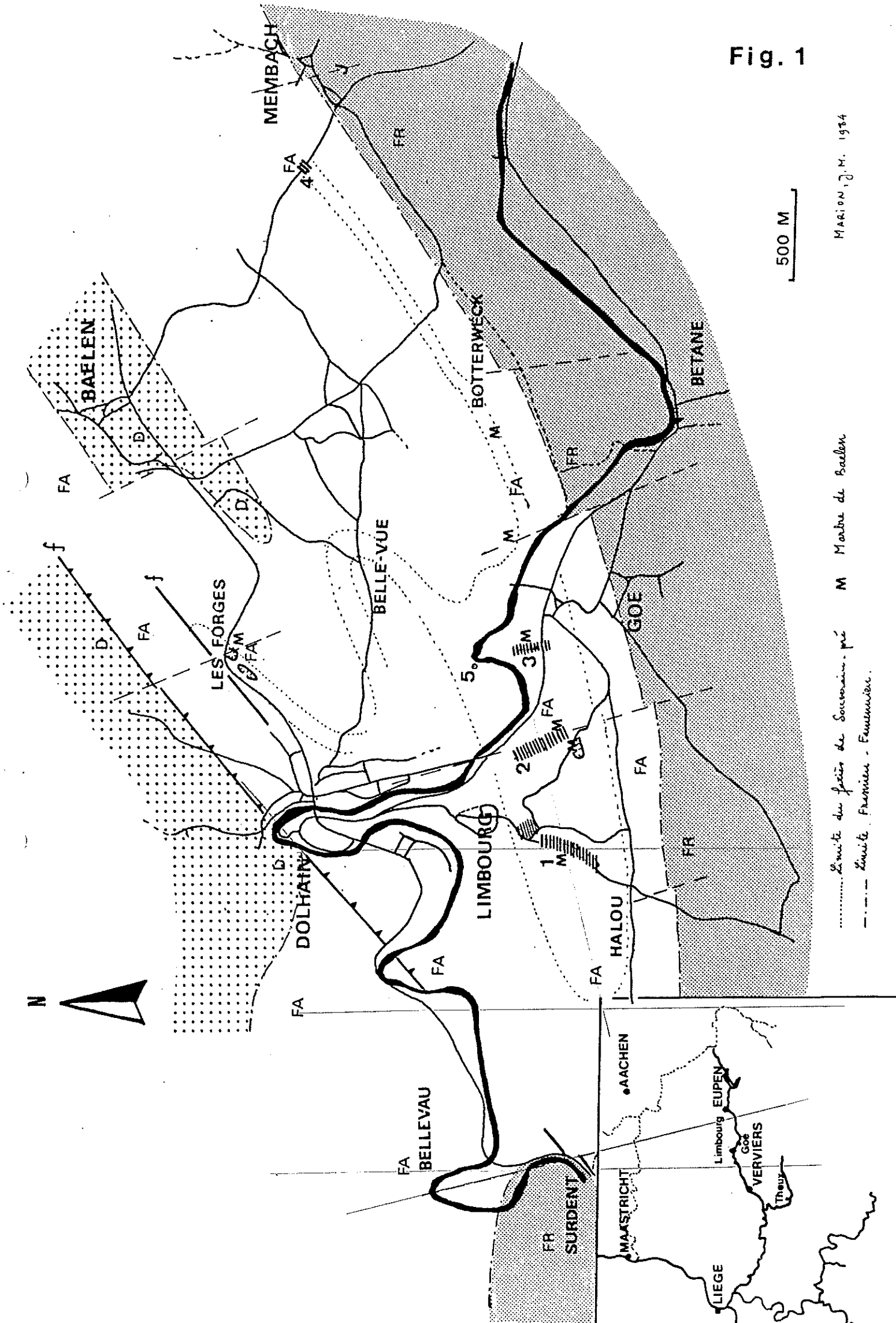
- PHILCOX, M.E., 1965 : Sedimentation of Upper Devonian stromatolites bioherms, Alberta-Canada. Geol. Soc. America, Abstract for 1964. Geol. Soc. Amer. & Ass. Soc. Joint Meeting Miami Beach.
- PHILCOX, M.E., 1967 : A Waulsortian bryozoan reef (cumulative biostrome) and its off-reef equivalents, Ballybeg-Ireland. In : Compte-rendu du 6^e Congrès Intern. Strat. Géol. Carbonif., Sheffield, IV, pp. 1359-1372.
- PIRLET, H., 1983 : La discordance de Prayon. A.S.G.B., 106, pp. 49-55.
- *PLAYFORD, P.E., 1981 : Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. Field Excursion Guidebook of the Geological Society of Australia, 5th Australian Geol. Convention, 64 pp.
- PRATT, B.R., 1982 : Stromatolitic framework of carbonate mud mounds. Journ. Sed. Petr., 52, pp. 1202-1227.
- *PRAY, L.C., 1958 : Fenestrate bryozoan core facies, Mississippian bioherms, Southwestern United States. Journ. Sed. Petr., 28, pp. 261-273.
- ROUX, A., 1982 : Le genre Nuia (Maslov 1954) et les concrétions du Cambrien du Texas, essais d'interprétation. Compagnie Française des Pétroles, rapport interne.
- SARTENAER, P., 1957 : A propos d'un faciès particulier du niveau de Souverain-Pré. B.S.B.G., 66, pp. 138-151.
- SCHOLLE, P.A., BEBOUT, Don G., MOORE, C.H., 1983 : Carbonate depositional environments. A.A.P.G., Memoir, 33, pp. 508-691.
- *SCOFFIN, T.P., 1972 : Cavities in the reefs of the Wenlock Limestones of Shropshire, England. Geol. Rundschau, Band 61, pp. 565-578.
- *SPANG, J.H., OLDERSHAW, A.E., STOUT, M.Z., 1979 : Development of cleavage in the Banf Formation at Pigeon Mountain, Front Ranges, Canadian Rocky Mountain. Can. Journ. Earth Sces, 16, pp. 1108-1115.
- *STAINIER, X., 1893 : Marbre rouge à crinoïdes dans le Famennien de la Lesse. Bull. Soc. Belge de Géol., 7, p. 177.
- THOREZ, J., STREEL, M., BOUCKAERT, J., BLESS, J.M., 1977 : Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du synclinorium de Dinant (Belgique) au Fa-sup. : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. Medelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuw Serie, 28, 2, pp. 17-32.

- TOURNEUR, F., 1982 : Conodontes de trois récifs de marbre rouge F_{2j} Stratigraphie et écologie. B.S.B.G., 91, 2, pp. 91-102.
- VAN LAER, P. & MONTY, C.L.V., 1984 : The cementation of mud mound cavities by microbial spars. 5th European Regional Meeting of Sedimentology, Int. Assoc. Sediment., Abstract of paper.
- WALKDEN, G.M. & BERRY, J.R., 1984 : Syntaxial overgrowths in muddy crinoidal limestones : cathodoluminescence sheds new light on an old problem. Sedimentology, 31, pp. 251-267.
- WANLESS, H.R., 1979 : Limestone response to stress : pressure solution and dolomitization. Journ. Sed. Petr., 49, 2, pp. 437-462.
- WEEKS, L.G., 1957 : Origin of carbonate concretions in shales, Magdalena valley, Colombia. Bull. of the Geol. Soc. of America, 68, pp. 95-102.
- [ZIEGLER, P.A., 1984 : Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe. A working hypothesis. Geologie en Mijnbouw, 63, 1, pp. 93-108.]

ADDENDUM

- CAMINITI, A. & VAN LAER, P., 1982 : Etude de deux monticules de boue, Jurassique supérieur à l'Ouest de la Romana (secteur occidental du Cerro de la Cruz), Province d'Alicante, Espagne. Rapport interne C.F.P.
- CNUUDE, C. & MAMET, B., 1983 : Distribution des algues dans le bassin de Dinant au sommet du Tournaisien et du Viséen. Bull. Soc. Belge de Géol., 92, 3, pp. 183-193.
- D'HEUR, ., 1970 : Etude sédimentologique du Givetien et du Frasnien du massif de la Vesdre (Région de Verviers). A.S.B.G., 93, pp. 509-521.
- DUMON, A., 1832 : Mémoire sur la constitution géologique de la Province de Liège. Mém. Ac. Roy. de Bruxelles, 15.
- GRAULICH, J.M., 1967 : Sondage pour l'étude hydrogéologique des eaux de Chaudfontaine. Service Géol. de Belg., Prof. Paper, 1967-11.
- KENDALL, A.C., 1977 : Fascicular-optic calcite. A replacement of bundled acicular carbonate cements. Journ. of Sed. Petr., 47, pp. 1056-1062.
- LANUIT, G., 1984 : Etude biosédimentologique et pétrographique des travertins du Hoyoux. Relations microbes-carbonates. Mémoire de Licence.
- MONTY, C.L.V., 1984 : Genèse et relations stratigraphiques des principaux types de corps carbonatés. Cours à options en sciences géologiques et minéralogiques, 1984 .

Fig. 1

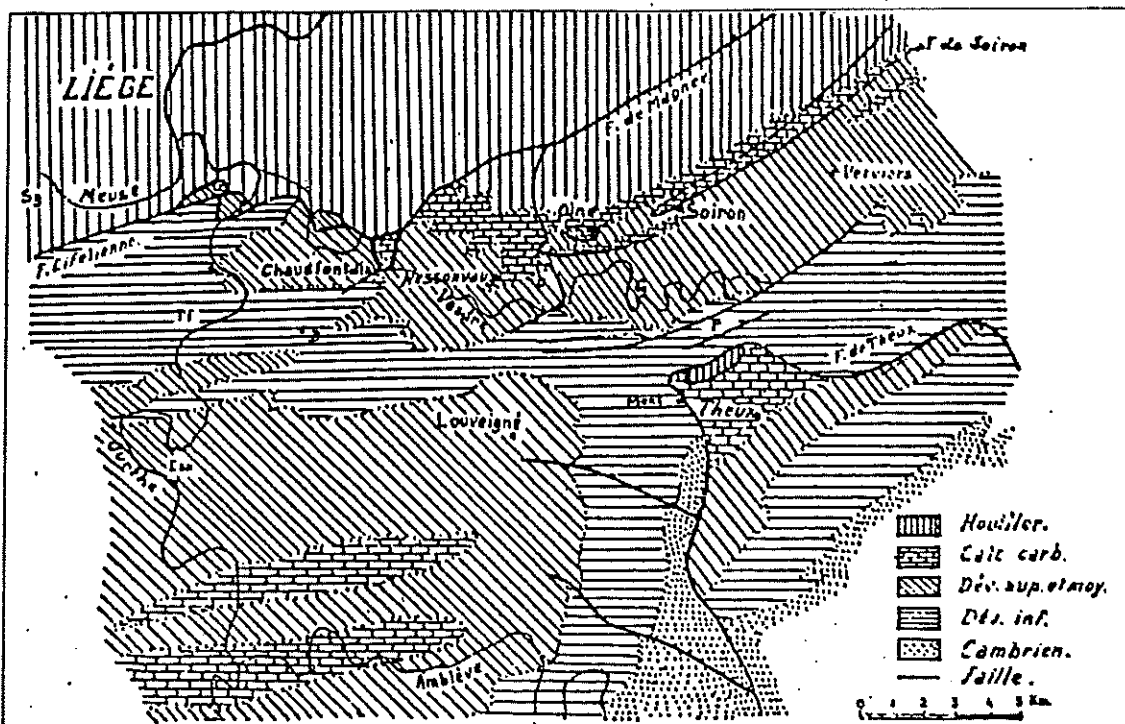


..... Limite du fief de Souverain. pré

--- Limite Frontière - Européenne.

M Marion, J. M. 1984

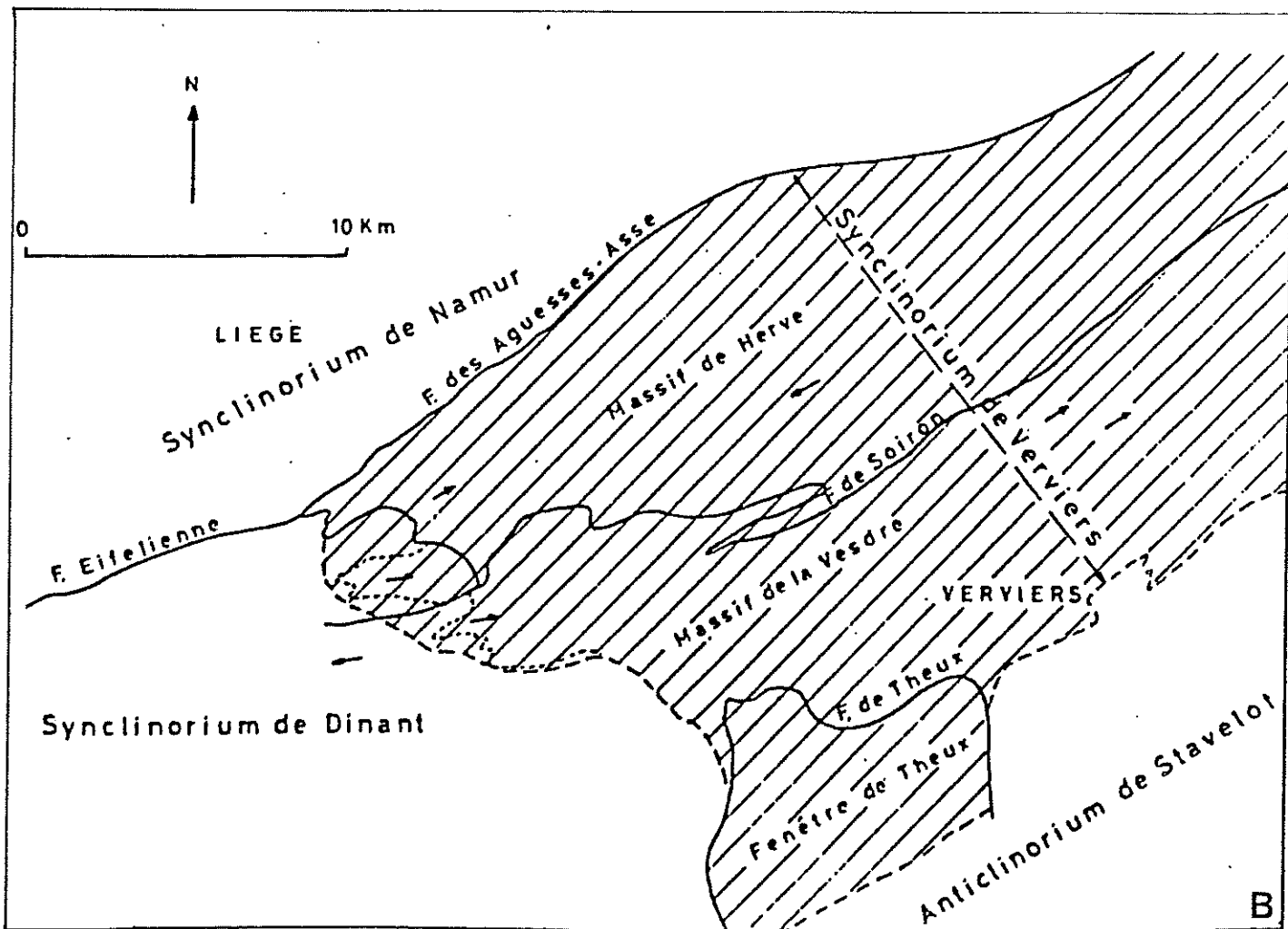
Fig. 2



Croquis du substratum paléozoïque, montrant les relations du Synclinorium de Dinant et du Massif de la Vesdre.

(B = Beaufays; Esn = Esneux; G = Goffontaine; P = Pepinster; Sg = Seraing; Fourmarier 1928 Tf = Tilff.)

A



- Les limites du Synclinorium de Verviers. Graulich 1984

B

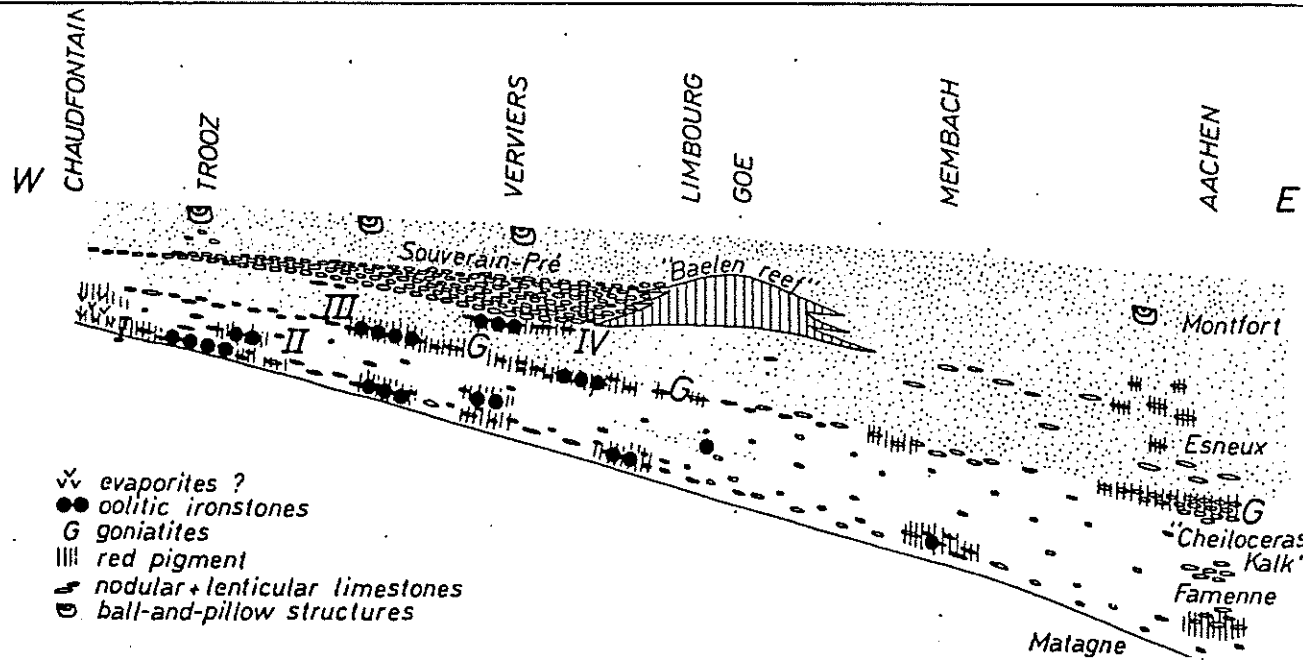
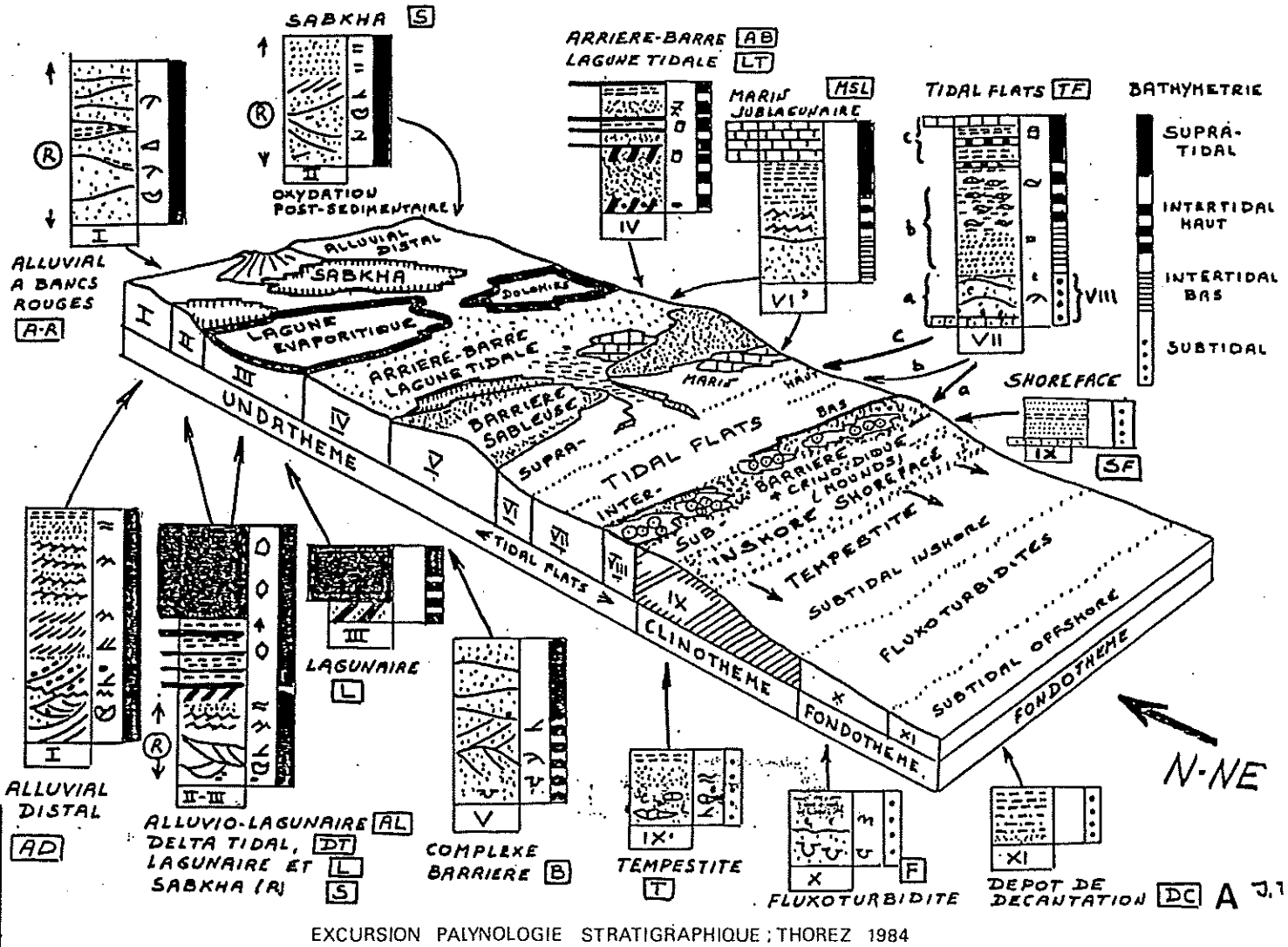


Figure 4.- Generalized WE-cross section through the famennian (fa1-Fa2C) in the Vesdre-Aachen area (white : shales ; dots : sandstones ; I to IV oolitic ironstone levels). After R. Dreesen in Thorez et al. (1977)

Fig. 5

Es : Esneux ; Mft : Montfort ; ↘ : Direction des sluaps
↙ : Direction des structures sigmoïdales ; ↗ : Direction et pendage
- - - : Limite du faciès de Souverain - Pré ; M : Marbre de Baelen.

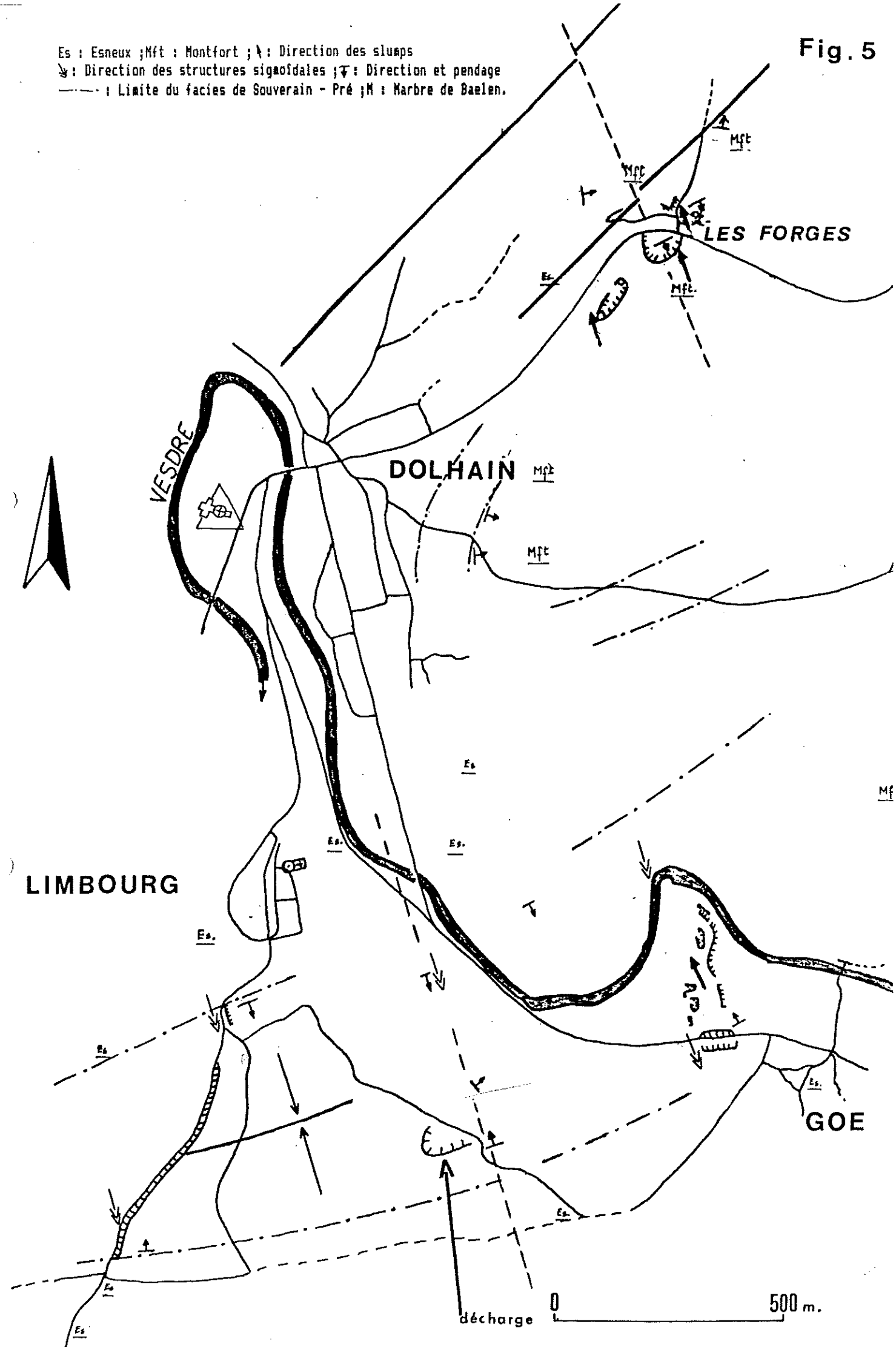


Fig. 6

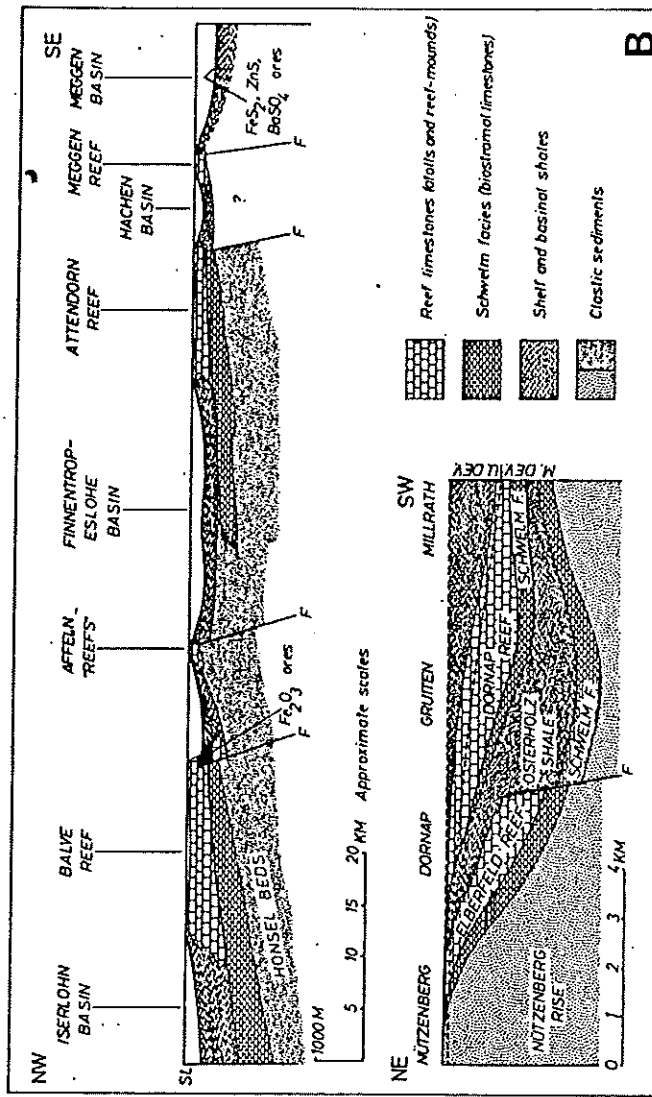
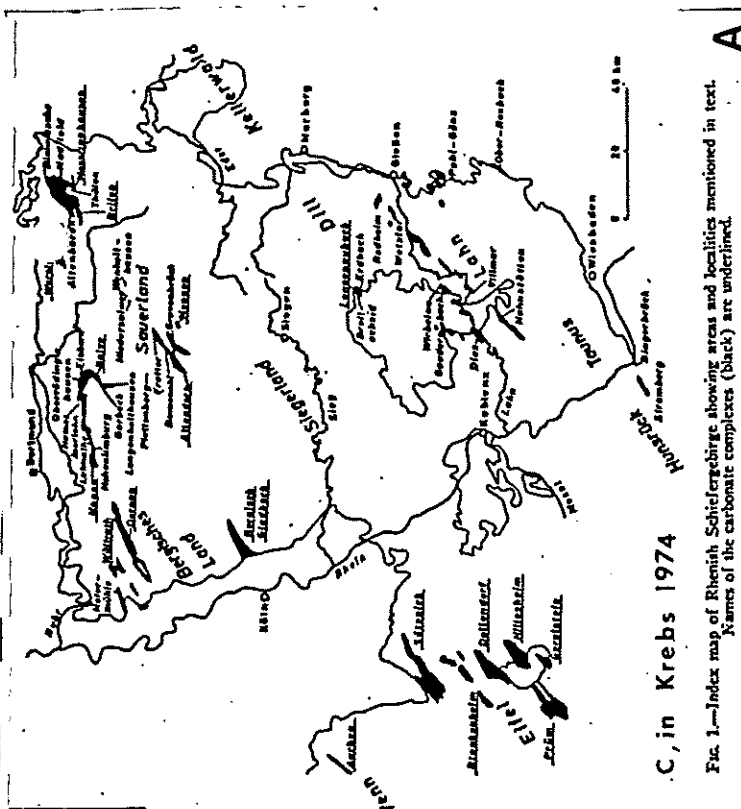


Fig. 14.—Top: Schematic non-palaeozoic section across the Rhemish Schiefergebirge during the late Middle or early Upper Devonian showing the manner in which isolated reef complexes may have developed as a result of syndepositional faulting. Note how in this model the reefs are confined to the uplifted (less rapidly subsiding) basinward margins of the fault blocks, the intervening scarp slope troughs forming "Finz" shale basins; after Krebs (1971, fig. 32), localities given in Figure 6A. Bottom: Non-palaeozoic section through the Middle and early Upper Devonian of the Bergisches Land (Rhemish Schiefergebirge, see Fig. 6A) showing a model for the development of the Elberfeld and Dornap Reef complexes marginally to the (rising) Nützenberg Rise. Slightly modified after Krebs (1978, fig. 3). Note the presence of a faulted hinge line between rise and deeper shelf/basin. The reefs have been interpreted by Krebs (1974) as shelf atolls, though the Elberfeld band has the characteristics of a fringing or barrier-reef. No vertical scale intended. Burchette 1981



C, in Krebs 1974
 Fig. 1.—Index map of Rhemish Schiefergebirge showing areas and localities mentioned in text. Names of the carbonate complexes (black) are underlined.

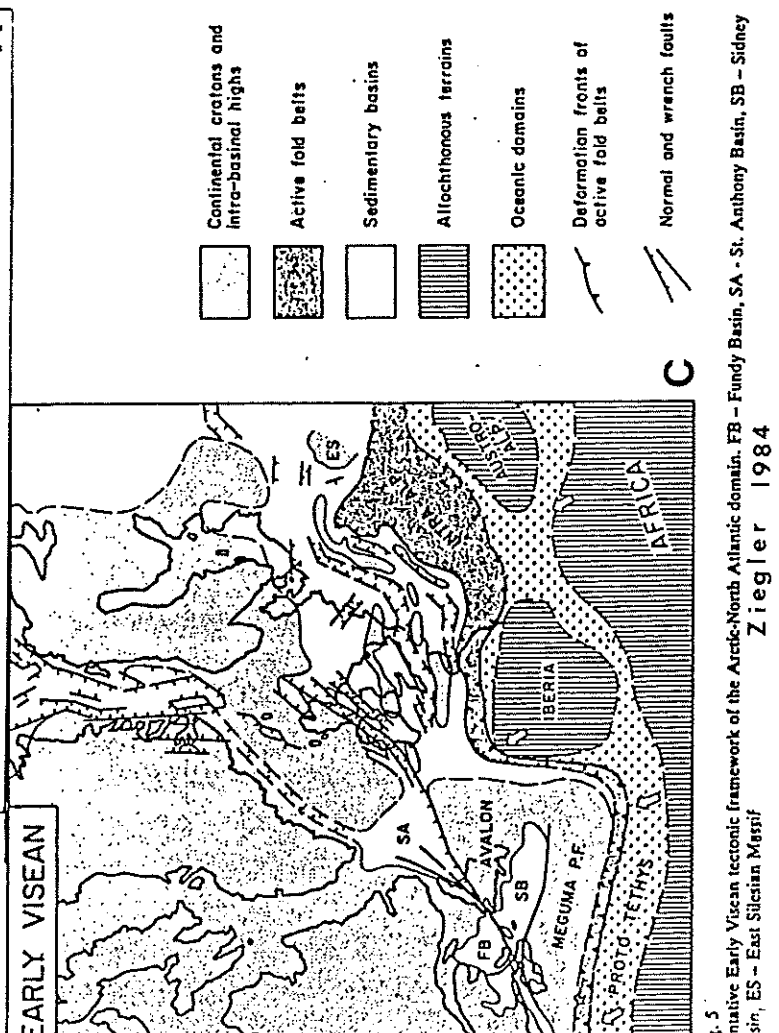


Fig. 5
 Schematic Early Visean tectonic framework of the Arctic-North Atlantic domain. FB - Fundy Basin, SA - St. Anthony Basin, SB - Sidney Basin, ES - East Silesian Massif
 Ziegler 1984

Fig.7

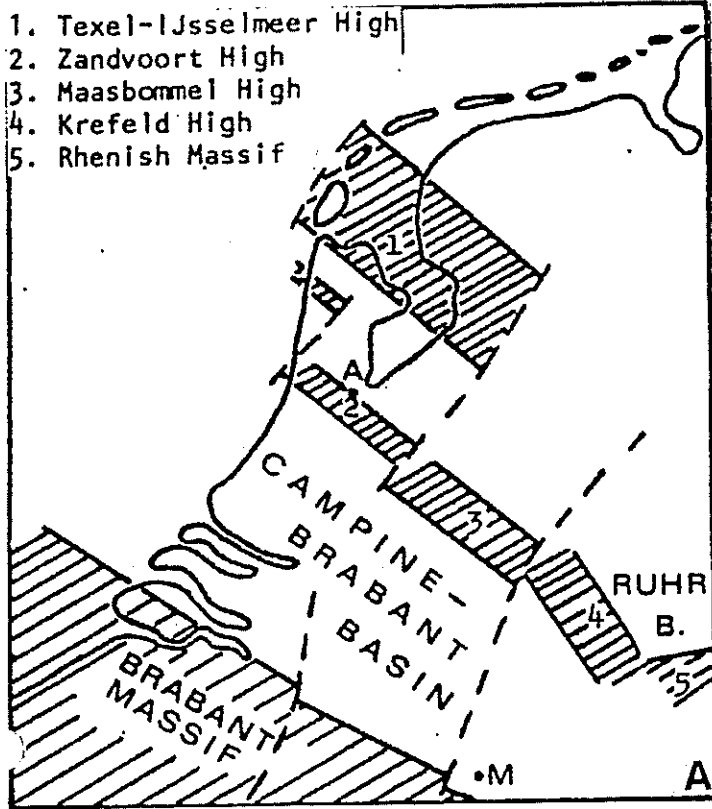


Figure 1.7. Strongly schematized, tentative reconstruction of main Devono-Carboniferous structural elements in the Netherlands and neighbouring parts of Belgium and the Federal Republic of Germany. Areas, which acted at highs during this period, are ruled. Downwarped areas are shown in white.

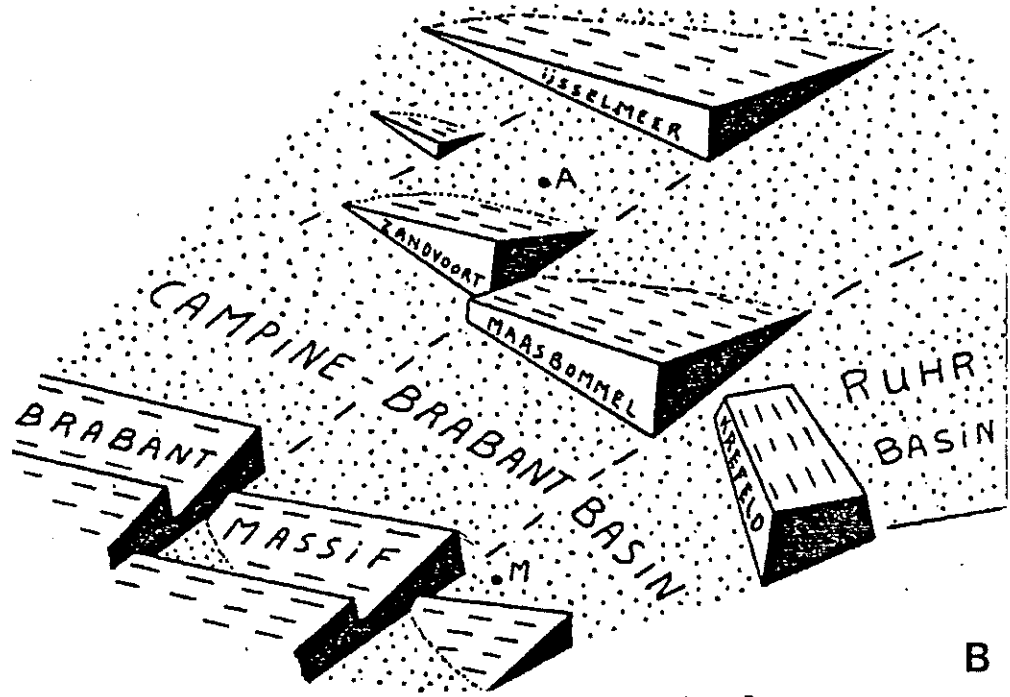


Figure 1.8. Conceptual model of main structural elements during the Devono-Carboniferous, showing asymmetrically tilted blocks and basinal areas (stippled).

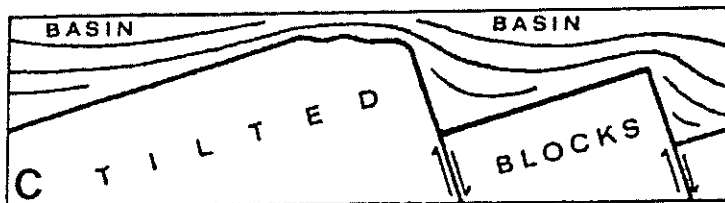


Figure 1.6. Strongly idealized scheme of relationship between tilted blocks and thickness of deposits in basinal areas (half-grabens or depressions).