



**HAL**  
open science

**Les mud-mounds du dévonien moyen du bassin de  
l'Ahnet et ses régions limitrophes ( sud-ouest algérien)  
Sédimentologie - diagenèse**

Houria Mezlah

► **To cite this version:**

Houria Mezlah. Les mud-mounds du dévonien moyen du bassin de l'Ahnet et ses régions limitrophes ( sud-ouest algérien) Sédimentologie - diagenèse. Sciences of the Universe [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2006. English. NNT: . pastel-00002484

**HAL Id: pastel-00002484**

**<https://pastel.hal.science/pastel-00002484>**

Submitted on 5 Jun 2007

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Collège doctoral

N° attribué par la Bibliothèque

---

## THÈSE

pour obtenir le grade de  
**Docteur de l'Ecole des Mines de Paris**  
Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"

présentée et soutenue publiquement par

**Houria MEZLAH**

le 3 février 2006

Les mud-mounds du Dévonien moyen  
du bassin de l'Ahnet et ses régions limitrophes  
(Sud-Ouest algérien).  
Sédimentologie - Diagenèse

*Directeur de thèse : Bernard BEAUDOIN*

### Jury

Bernard	BEAUDOIN	Directeur de thèse
Moussa	DRID	Examineur
Danièle	GROSHENY	Rapporteur
Missoum	HERKAT	Rapporteur
Laurent	JOLIVET	Examineur



- AVANT-PROPOS -

En 1994 la CEE a initié le projet MED-GEOL-MED-CAMPUS et SONATRACH y a été associée. Ce projet visait deux volets : un volet formation et un volet économique. Ce volet pétrolier devait être abordé dans la région de l'Ahnet où des articles récents faisaient ressortir que les récifs givétiens exposés offraient un affleurement exceptionnel pour leurs études. Ces mêmes niveaux offrent aux USA, au CANADA et en URSS des réserves importantes en huiles et en gaz.

En l'an 2002 ce projet fut présenté à mon directeur de thèse, Monsieur Bernard Beaudoin, Professeur à l'Ecole des Mines de Paris, qui a accepté de diriger mes recherches durant ces trois années. Qu'il trouve ici toute la reconnaissance et le dévouement d'une élève à son maître. Je tiens à lui exprimer ma sincère gratitude pour tous les moments qu'il a consacrés à orienter et éclairer mes réflexions sur la sédimentologie de ces édifices bien particuliers que sont les mud-mounds.

Je tiens à remercier les responsables de la Direction du Laboratoire de Géologie, Madame Kheria Boumendjel et Monsieur Rachid Chabouni d'avoir mis à ma disposition les documents et moyens nécessaires pour cette recherche.

Je tiens également à remercier Jobst Wendt et Bernd Kaufmann, Professeurs à l'Université de Tubingen, qui ont guidé mes premiers pas sur le terrain. Qu'ils trouvent ici exprimée ma sincère sympathie.

Je tiens également à remercier Madame Isabelle Cojan, Directrice du Laboratoire de Sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris, pour son accueil et les moyens mis à ma disposition pour assurer le bon déroulement de la thèse.

Mes séjours à l'Ecole des Mines se sont faits par intermittence, étant le reste du temps au Centre de Recherche et Développement de la SONATRACH, où la plupart des analyses ont été faites. Que soient remerciés tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à son bon déroulement.

Je sais gré à Monsieur Marc de Rafélis, du Laboratoire de Sédimentologie de l'Université Paris VI, de m'avoir accueillie dans son laboratoire pour les analyses de diagenèse et pour m'avoir donné son avis de spécialiste sur cette partie de mon travail ; qu'il trouve ici mes sincères remerciements.

Madame Danièle Grosheny, de l'Université de Strasbourg et Monsieur Missoum Herkat, de l'Université d'Alger, ont bien voulu, malgré leurs multiples tâches, être Rapporteurs de ma thèse, je leur exprime ma plus vive gratitude. Je remercie aussi vivement Monsieur Moussa Drid, Directeur de la Recherche à la SONATRACH et Monsieur Laurent Jolivet, Directeur de l'Ecole Doctorale Géosciences et Ressources Naturelles, à l'Université de Paris VI, qui ont également accepté de participer au Jury.

Je souhaite également remercier les personnes qui avec gentillesse et patience ont contribué à la réalisation de ce travail : Madame Dominique Vassiliadis qui m'a beaucoup soutenue dans les moments difficiles et a contribué à la mise en forme de ce travail et Daniel Mercier qui m'a également orientée sur certaines perspectives de ce travail. Mes remerciements s'adressent également à Sylvie Boj, Philippe Le Caer, les membres de la Bibliothèque de l'Ecole des Mines pour leur disponibilité.

Un grand merci à mes collègues et amis qui m'ont beaucoup soutenue et avec qui j'ai partagé d'agréables moments, d'abord sur le terrain : Fekirine Berrached, Bracène Rabah et Arezki Ahmed, au Laboratoire de Sédimentologie en Algérie : Mohamed Benlacheheb ainsi que le reste du personnel, puis au Laboratoire de Sédimentologie à Fontainebleau, Rosalie Vandromme et Aurélie Jouve... ainsi que tous les collègues et thésards que je n'ai pas cités.

Enfin je dédie ce travail à la mémoire de mon père, à mes quatre enfants Yacine, Moussa-Karim, Ahmet-Anis et Anine et à toute ma famille.

## - RESUME -

Les mud-mounds à stromatactis du Givétien, connus dans le Sud-Ouest algérien, occupent la marge ouest du bassin de l'Ahnet et sont répartis dans plusieurs régions : Azzel-Matti, Gouiet Es Soud, Gouiret Bou El-Mout, Akabli sud et Djebel Tamamate.

Ces monticules semblent équivalents à des réservoirs potentiels analysés en sub-surface et leur étude permet de mieux appréhender les paramètres pétrographiques, diagénétiques et paléogéographiques. Leur qualité de conservation et d'affleurement les ont rendus spectaculaires et célèbres à travers le monde.

Ces monticules se présentent sous deux types de morphologie qui suivent des alignements de directions préférentielles, NS et NW-SE, conformes aux directions des anciens accidents connus dans la région : des mud-rides (19), et des mud-mounds isolés (plus de 190).

Les mud-mounds, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, sont principalement constitués par un coeur de boundstone à stromatactis et latéralement par des flancs composés de packstones à encrinites. Les faciès off mound correspondent à des wackestones à packstones bioclastiques riches en Crinoïdes. Les mud-rides sont constituées de monticules faiblement espacés et souvent coalescents et amalgamés. Elles s'alignent sur plusieurs kilomètres suivant des rides droites, incurvées ou sigmoïdes.

La construction des mud-mounds, dont la durée est estimée à deux millions d'années, s'inscrit dans la zone à varcus (Givétien inférieur).

Les principaux facteurs de la construction sont d'abord le cadre morphostructural du bassin et son évolution tectonique qui ont joué un rôle prépondérant dans la localisation et la géométrie des corps. La position des mud-mounds sur les flancs est et doux des anticlinaux est une conséquence directe de la structuration imposée par les failles précambriennes N-S et les failles intragivétiennes (N 60 et N110).

L'origine et le développement des mud-mounds de l'Ahnet sont régis également par les fluctuations du niveau de la mer car les principaux organismes acteurs de la construction (Eponges, Coraux, Brachiopodes, Cyanobactéries...) sont tributaires de la tranche d'eau.

Trois parfois quatre phases de croissance successives des monticules alignés en ceinture d'orientation N-S ont pu être individualisées au Givétien.

Les mud mounds se développent en domaine de rampe externe carbonatée de pente moyenne d'orientation N-S et s'établissent sur une semelle à crinoïdes et/ou coraux rugueux. Ils disparaissent par ennoïement et sont couverts de faciès franchement pélagiques constitués de calcaires à Orthocères mais principalement à Tentaculites.

Ces mud-mounds montrent une bonne porosité primaire de type vacuolaire (stromatactis), de l'ordre de 30 %, qui au cours de l'enfouissement, est progressivement comblée, détériorant les qualités réservoir. Les stromatactis sont entièrement colmatés par des remplissages micritiques et bioclastiques et par différentes phases de cimentation. Les porosités secondaires sont associées à des processus de fracturation, à la dolomitisation et à la dissolution.

Mots clefs : Mud-mounds, stromatactis, eustatisme, sédimentologie, réservoir, carbonates, Algérie, Ahnet, Dévonien, Givétien.



- Sommaire -

*Chapitre I – Généralités*

---

<b>I.1 - INTRODUCTION</b>	<b>15</b>
<i>I.2 – GENERALITES</i>	<b>16</b>
I.2.1 - <u>Le bouclier Targui ou Hoggar</u>	17
I.2.2 - <u>L'événement panafricain</u>	20
<b>I.3 - EVOLUTION TECTONIQUE ET GEODYNAMIQUE DU BASSIN DE L'AHNET</b>	<b>20</b>
I.3.1 - <u>L'Infracambrien : extension et développement des bassins</u>	21
I.3.2 - <u>Le Cambro-Ordovicien et le Dévonien moyen extension et subsidence</u>	21
I.3.3 - <u>Le Cambrien</u>	21
I.3.4 - <u>L'Ordovicien</u>	23
I.3.5 - <u>Le Silurien : extension et développement des bassins</u>	23
I.3.6 - <u>Le Dévonien</u>	25
I.3.7 - <u>Le Carbonifère</u>	28
I.3.8 - <u>Conclusion sur le Paléozoïque</u>	28
I.3.9 - <u>Le Mésozoïque</u>	28
I.3.10 - <u>Le Cénozoïque</u>	29
<b>I.4 - CADRE MORPHOSTRUCTURAL DES RECIFS : LE BASSIN DE L'AHNET</b>	<b>29</b>
I.4.1 - <u>Le bassin de l'Ahnet</u>	29
I.4.2 - <u>Les failles et les plis</u>	31
<b>I.5 – CONCLUSION</b>	<b>33</b>

*Chapitre II – La problématique des mud-mounds*

---

<b>II.1 – MORPHOLOGIE DES MUD-MOUNDS ET DEFINITION DES STROMATACTIS</b>	<b>37</b>
II.1.1 – <u>Constitution</u>	37
II.1.2 - <u>Définition des stromatactis</u>	37
II.1.3 - <u>Origine des stromatactis</u>	39
a) <i>Origine physico-chimique</i>	39
b) <i>Origine organique</i>	40

<b>II.2 - REVUE HISTORIQUE DE CERTAINES BIOCONSTRUCTIONS ET MUD MOUNDS DU PALEOZOÏQUE</b>	43
II.2.1 - <u>Au Précambrien</u>	43
II.2.2 - <u>Au Cambrien</u>	44
II.2.3 - <u>A l'Ordovicien</u>	44
II.2.4 - <u>Au Silurien</u>	44
II.2.5 - <u>Au Dévonien</u>	45
a) <i>Dans le monde</i>	45
b) <i>Au Maroc</i>	46
II.2.6 - <u>Le Carbonifère</u>	47
a) <i>Le Waulsortien : Tournaisien moyen - supérieur et Viséen inférieur moyen</i>	47
b) <i>Le Carbonifère supérieur</i>	48
II.2.7 - <u>Le Permien</u>	50
II.2.8 - <u>Le Tertiaire et le Récent</u>	50
<b>II.3 – CONCLUSION</b>	51

### *Chapitre III – Stratigraphie*

---

<b>III.1 - GENERALITES SUR LE DEVONIEN</b>	55
III.1.1 - <u>Le Dévonien dans le bassin de l'Ahnet</u>	56
<b>III.2 – STRATIGRAPHIE</b>	59
III.2.1 - <u>Stratigraphie des récifs du bassin de l'Ahnet</u>	61
III.2.1.1 - <u>Aperçu et datation par les Ammonoïdés</u>	61
III.2.1.2 - <u>Datation par les Conodontes</u>	65
a) <i>Aperçu sur les Conodontes</i>	65
b) <i>Paléoécologie des Conodontes</i>	66
III.2.1.3 - <u>Commentaires sur l'attribution stratigraphique</u>	70
III.2.1.4 - <u>Attribution stratigraphique par palynomorphes</u>	70
a) <i>Echantillons de terrain</i>	70
b) <i>Echantillons de subsurface</i>	71
III.2.1.5 - <u>Récapitulatif sur la stratigraphie</u>	71
<b>III.3 - DUREE EN TEMPS ABSOLU DE LA CONSTRUCTION ET CALCUL DE BIOZONES</b>	73
III.3.1 - <u>Méthode de travail</u>	73
III.3.2 - <u>Principaux résultats numériques</u>	76
III.3.3 - <u>Notre propre calcul</u>	76
<b>III.4 – CONCLUSION</b>	78

### *Chapitre IV – Analyse sédimentologique des bioconstructions des sites AKB, ODZ , AKBS, GBMT, GSD et MKR*

---

<b>IV.1 - SEDIMENTOLOGIE : SITE AKABLI (AKB)</b>	<b>81</b>
IV.1.1 – <u>Description</u>	82
<b><i>IV.1.2 - Analyse pétrographique</i></b>	<b>86</b>
IV.1.2.1 – Le mud-mound B	86
a) <i>Analyse du micro-faciès du Log AKB-B</i>	86
b) <i>Analyse du Log pétrographique du mud-mound B : AKB-B</i>	87
IV.1.2.2 – Le mud-mound C	89
a) <i>Analyse micrographique du mud-mound C</i>	89
IV.1.3 - <u>Suggestion pour la mise en place des récifs dans la région d’Akabli</u>	92
IV.1.4 - <u>Conclusion</u>	93
<b>IV.2 - SEDIMENTOLOGIE DU SITE OUED-OUZDAF (ODZ)</b>	<b>95</b>
IV.2.1 - <u>La barrière A</u>	97
a) <i>Coupe stratigraphique ODZ-1 et LOG ODZ-1</i>	97
b) <b>Microfaciès 100</b>	
IV.2.2 – <u>La barrière B et le mud-mound 9</u>	101
a) <i>Coupe structurale C3 et LOG ODZ-3</i>	101
IV.2.3 - <u>Interprétation architecturale et structurale</u>	104
<b><i>IV.2.4 - La barrière C</i></b>	<b>106</b>
a) <i>Analyse du microfaciès du Log ODZ-4</i>	107
<b><i>IV.2.5 - Faciès en off-mound LOG ODZ-2 - Coupe ODZ-2</i></b>	<b>108</b>
a) <i>Macrofaciès</i>	108
b) <i>Analyse du microfaciès du Log ODZ-2</i>	110
<b><i>IV.2.6 - Corrélation et interprétation</i></b>	<b>111</b>
IV.2.7 – <u>Conclusion</u>	113
<b>IV.3 - SEDIMENTOLOGIE DU SITE D’AKABLI SUD (AKBS)</b>	<b>113</b>
IV.3.1 - <u>Mud-mounds</u>	114
IV.3.2 – <u>Barrière</u>	115
<b><i>IV.3.3 – Conclusion</i></b>	<b>116</b>
<b>IV.4 – SEDIMENTOLOGIE DU SITE DE GOUIRET BOU EL MOUT</b>	<b>116</b>
IV.4.1 - <u>Le LOG GB-5</u>	118
IV.4.1.1 - Le corps récifal	120
IV.4.1.2 – Analyse du microfaciès du Log GB-5	121
IV.4.1.3 - La semelle	122
IV.4.2 - <u>Le LOG GBMTC</u>	124
IV.4.2.1 - La semelle	124
IV.4.2.2 - Le corps récifal	124
IV.4.2.3 - Contact couverture – semelle	125
IV.4.2.4 – Analyse du microfaciès du Log GBMTC	126
IV.4.3 – <u>Conclusion</u>	127

<b>IV.5 - SEDIMENTOLOGIE : SITE DE GOUIRET ES SOUD</b>	<b>127</b>
IV.5.1 – <u>LOG GSD-18</u>	130
a) <i>Description</i>	130
b) <i>Analyse du microfaciès du Log GSD-18</i>	132
IV.5.2 – <u>Mise en place des récifs dans la région de Gouiret Es Soud</u>	132
a) <i>A l'échelle d'un mud-mound</i>	132
b) <i>A l'échelle de la ride</i>	132
c) <i>Interprétation à l'échelle de la région</i>	134
IV.5.3 – <u>Conclusion</u>	136
<b>IV.6 - SEDIMENTOLOGIE : LA REGION DE MEKERANNE (AKBW)</b>	<b>136</b>
IV.6.1 - <u>Description macro- et micro- du log de Mekeranne AKBW</u>	137
IV.6.2 - <u>Analyse du microfaciès du Log de Mekeranne AKBW</u>	138
IV.6.3 - <u>Conclusion</u>	139
<b>IV.7 - ESSAI D'INTERPRETATION POUR LA MISE EN PLACE SPATIO-TEMPORELLE DES BIO-CONSTRUCTIONS, SELON UN PROFIL EST-OUEST</b>	<b>140</b>
IV.7.1 – <u>Corrélation selon un profil ouest-est</u>	141
IV.7.2 - <u>Zoom sur la ceinture 3</u>	142
<b>IV.8 – CONCLUSION</b>	<b>147</b>

*Chapitre V - Evolution séquentielle et diagénétique des différents sites*

---

PREMIERE PARTIE : ANALYSE SEQUENTIELLE

<b>V.1 - ANALYSE MICROGRAPHIQUE ET ENVIRONNEMENT</b>	<b>151</b>
V.1.1 - <u>Définition des microfaciès</u>	151
V.1.1.1 - Microfaciès F1 : constitution de la sole récifale	152
V.1.1.2 - Microfaciès F2	153
V.1.1.3 - Microfaciès F3	155
V.1.1.4 - Microfaciès F4	155
V.1.1.5 - Microfaciès F5	156
V.1.1.6 - Microfaciès F6	157
V.1.1.7 - Microfaciès F7	158
V.1.1.8 - Microfaciès F8	158
<b>V.2 – INTERPRETATION SEQUENTIELLE</b>	<b>159</b>
V.2.1 - <u>Méthodologie</u>	161
V.2.2 - <u>Architecture des récifs et interprétation</u>	163
V.2.3 - <u>Application du modèle sédimentaire aux sites étudiés</u>	163
V.2.4 - <u>Interprétation des coupes par rapport à l'échelle Euramerica</u>	169
V.2.5 - <u>Influence de la tranche d'eau du niveau marin dans le contrôle des</u>	

<u>mud-mounds des sites étudiés</u>	169
a) <i>Région d'Akabli (AKB)</i>	170
b) <i>Région de Gouiret Es Soud</i>	171
c) <i>Région d'Oued Ouzdaf</i>	171
V.2.6 - <u>Corrélation terrain – subsurface</u>	172
a) <i>Analyse microfaciès du sondage MSR-1</i>	172
V.2.7 - <u>Modèle de dépôt de la plate-forme carbonatée</u>	176
<b>V.3 – CONCLUSION CONCERNANT L'ANALYSE SEQUENTIELLE</b>	178
<u>DEUXIEME PARTIE : ANALYSE DIAGENETIQUE</u>	
<b>V.4 – INTRODUCTION</b>	180
V.4.1 - <u>Bref aperçu sur la cathodoluminescence</u>	180
a) <i>La couleur : indicateur géochimique des milieux de précipitation</i>	180
V.4.2 - <u>Méthodologie</u>	181
<b>V.5 – RESULTATS ACQUIS</b>	181
V.5.1 - <u>Au microscope optique</u>	181
V.5.2 - <u>Pétrographie en cathodoluminescence</u>	186
V.5.2.1 – Ciments calcitiques	186
V.5.2.2 - Les ciments dolomitiques	190
<b>V.6 – CORRELATION DIAGENETIQUE A TRAVERS LES SITES</b>	193
V.6.1 - <u>Environnement des différents ciments</u>	194
<b>V.7 – CONCLUSION</b>	196
 <i>Chapitre VI – Conclusion générale</i>	197
<hr/>	
- Bibliographie	203
- Liste des figures	223
- Annexes	A1 à A35
AI - Problématique des mud-mounds Zoom sur les mud-mounds de Hmar Laghdad au Maroc	
A II - Interprétation séquentielle / Analyse séquentielle des coupes des régions de GSD, GBMT –AKB- ET ODZ.	
A III - Cartographie du Dévonien à l'échelle des trois bassins	



*- Chapitre I -*  
*GENERALITES*



## I.1 - INTRODUCTION

---

Il est reconnu que les meilleurs gisements pétrolifères de par le monde sont situés dans le système carbonaté. Les “mud-mounds ”qui en font partie sont d'excellents réservoirs d'hydrocarbure et de gîtes minéraux (plomb et zinc).

Dans l'industrie pétrolière, les monticules micritiques sont considérés comme une cible prioritaire ; leur taille assez réduite est cependant un sérieux handicap à surmonter pour les explorateurs. Afin d'affiner l'exploration, une des nécessités premières serait de posséder un modèle de développement des édifices en fonction de la dynamique des bassins sédimentaires, ce qui implique une bonne connaissance de leur évolution sédimentologique et de la diagenèse.

Le but de ce travail est d'améliorer la compréhension de la constitution, des conditions de développement et de la diagenèse des monticules micritiques du Dévonien moyen du bassin de l'Ahnet, nombreux et particulièrement bien exposés.

Le bassin de l'Ahnet est une région riche en gaz. Des dizaines de gisements découverts sont contrôlés par des pièges de type structural ou parfois par des pièges stratigraphiques tels les biseaux ou anticlinaux sous discordance. De ce fait, la stratégie de l'exploration pétrolière a été longtemps dominée par le concept du piège structural et la priorité donnée aux zones hautes relativement faciles à détecter par les méthodes géophysiques.

La nécessité de découvrir d'autres gisements, particulièrement ceux associés aux carbonates, implique une meilleure connaissance de ce type de faciès et plus particulièrement des environnements favorables aux dépôts susceptibles d'emmagasiner et de piéger des hydrocarbures.

Les premières campagnes d'exploration ont commencé dans les années 50 par des sociétés pétrolières françaises, justement dans le but de trouver des hydrocarbures dans les calcaires bioclastiques et construits du Givétien. Les quelques sondages qui ont été forés se sont avérés secs dans les niveaux carbonatés.

La présente étude se propose d'étudier les bioconstructions et les faciès qui leur sont associés dans le but d'augmenter nos connaissances fondamentales de la bioconstruction au Dévonien moyen, en particulier le phénomène de mud-mound, dans une perspective plus appliquée, de tirer des conclusions pratiques pour l'exploration pétrolière.

Les publications relatives aux mud-mounds du bassin de l'Ahnet sont très peu nombreuses, les études les concernant sont sporadiques et nous citerons seulement celles d'A. Moussine-Pouchkine (1974) et plusieurs publications récentes de Wendt *et al.* (1991-1998).

Le terme mud-mound est basé essentiellement sur la forme lenticulaire et la nature boueuse du sédiment carbonaté. Les mud-mounds sont des lentilles, de dimension métrique à hectométrique, pouvant avoir un relief de plus de 200 m au-dessus du fond marin. Les pentes de leurs flancs et talus varient de 10 à 80°. Ils peuvent être dispersés ou latéralement coalescents.

L'exploration de ce type de pièges est conditionnée par une très bonne connaissance du processus de la bioconstruction qui contrôle l'implantation et la construction des édifices ainsi que leur évolution dans le temps et dans l'espace. De plus ces masses calcaires sont très

sensibles aux transformations diagénétiques : une masse poreuse peut très rapidement perdre toute porosité par une cimentation précoce en zone marine ou météorique, ou au contraire, subir une dolomitisation en zone mixte, ou bien encore un enfouissement qui la rendra encore plus poreuse. Les études publiées sur la diagenèse des carbonates de cette région sont pratiquement inexistantes ; l'étude diagénétique s'avère donc indispensable.

Aussi dans la recherche pétrolière, une bonne connaissance des processus de diagenèse ne peut être dissociée de la compréhension des processus de la construction récifale. Les affleurements des mud-mounds du bassin de l'Ahnet, qui sont l'objet de notre recherche, offrent à priori un excellent potentiel réservoir :

- 1 : Grand développement dans l'espace de la bioconstruction engendrant des corps calcaires massifs entourés de roches stratifiées ;
- 2 : Evidence de nombreuses pulsations tectoniques qui ont engendré, en plus de la fracturation, des surrections qui peuvent aller parfois jusqu'à l'émersion et ayant pu ainsi contribuer à créer une porosité secondaire ;
- 3 : Leur position en dessous des argiles frasniennes et fameniennes (roches mères) pour un éventuel emmagasinement..

## **I.2 - GENERALITES**

---

La région d'étude, qui englobe le bassin de l'Ahnet, une partie du bassin de Timimoun et une autre de Reggane, appartient au Sahara algérien. Ce dernier est un grand craton. Depuis 3 milliards d'années, il est formé par une couverture de sédiments et de nappes de laves. En fait, ce domaine est entouré par des ensembles géologiques très différents.

Ce sont à l'Ouest et au Sud, des séries cristallophylliennes injectées de roches magmatiques, d'âge précambrien, affleurant dans deux larges boucliers (Fig. I.1) : à l'Ouest le bouclier Reguibat, dont le prolongement en Mauritanie contient les célèbres gisements de fer et de cuivre ; au Sud, le bouclier Targui ou Hoggar est en majeure partie algérien.

Le craton ouest-africain est rigide depuis environ 2000 à 1800 Ma, le craton Est avant 600 Ma (Bertrand *et al.*, 1978). La collision des cratons est- et ouest-africains au Protérozoïque terminal a formé le super continent du Gondwana. Avec la progression de la collision, dans un sens senestre, la compression panafricaine tardive (600 à 550 Ma), de direction E-W, produit des trends de plis N-S.

Lorsque les effets de la collision hercynienne du Gondwana et de la Laurasia commencèrent à se faire sentir, durant le Dévonien supérieur et le Carbonifère, la partie Nord de l'Ahnet-Timimoun et le bassin de Béchar occupaient une position d'avant-pays ou d'avant-fosse sur la marge continentale. A la fin de l'orogénèse hercynienne les plaques du Gondwana et de la Laurasia ont été réunies pour former les super continents de Pangée. Au cours du Mésozoïque inférieur, le Gondwana et les aires continentales commencèrent à se disloquer et la mer Téthys s'est ouverte. La convergence de l'Afrique du Nord culmine au Cénozoïque avec la déformation de la bordure NW de la plate-forme saharienne.

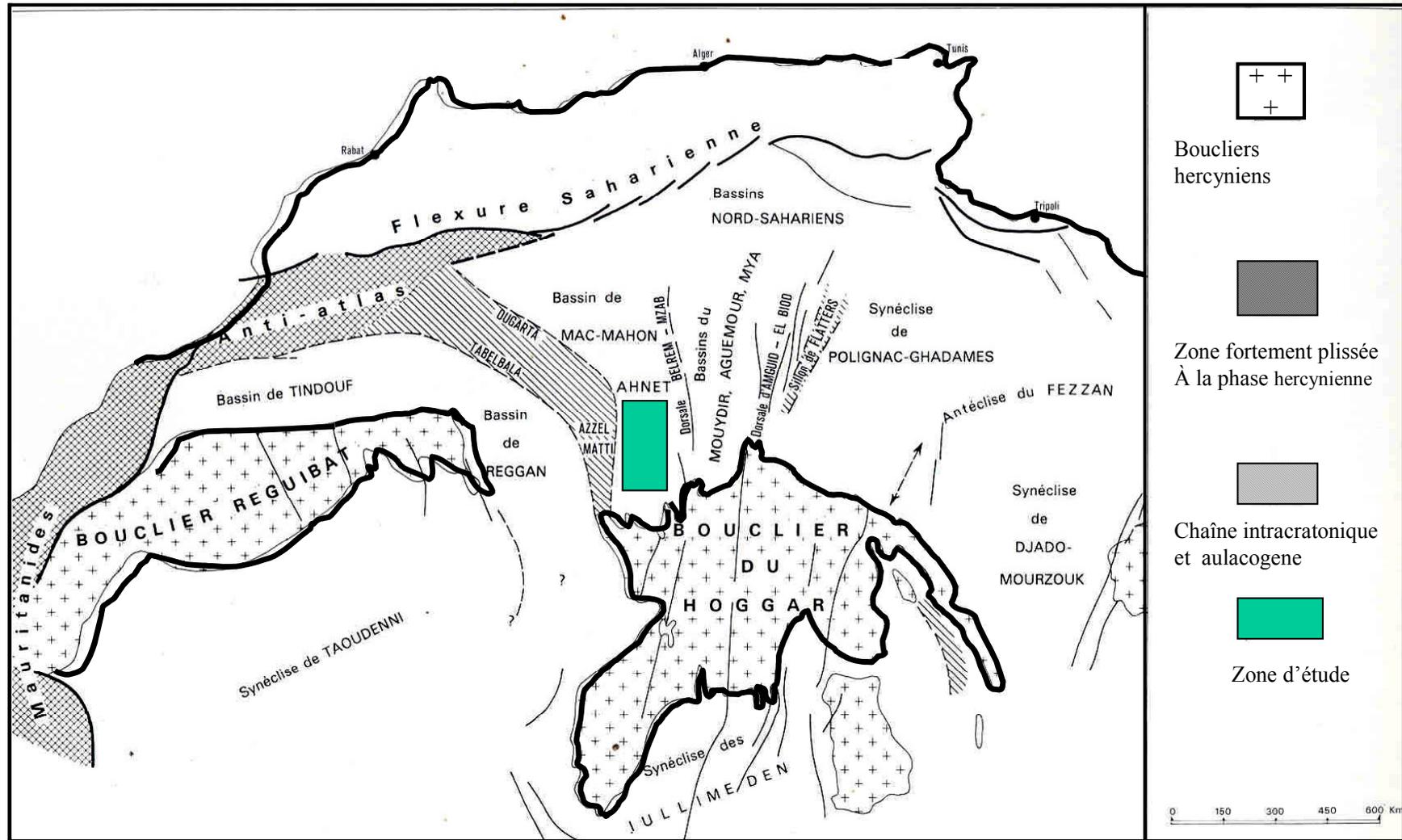


Fig. I.1 – Esquisse structurale du Nord du craton (Beuf *et al.*, 1971)

### I.2.1 - Le bouclier Targui ou Hoggar

Les travaux de Boudjemâa (1987), Ait-Kaci (1990) et Caby (1970) ont servi à cette synthèse. Le massif du Hoggar est un bombement précambrien couvrant 300.000 km<sup>2</sup>. La figure I.2 trace les traits tectoniques majeurs du Hoggar. Des sédiments du Paléozoïque inférieur, dont le pendage est faible, en couvrent les bordures nord et sud ; le Hoggar est masqué à l'Ouest par les dépôts crétacés et quaternaires (Dautria et Lesquer, 1989).

Les roches du substratum précambrien du Hoggar sont caractérisées par des zones de cisaillements, d'orientation dominante N-S, délimitant des blocs crustaux comprenant différents terrains dont la géologie varie des ceintures ophiolitiques aux méta-sédiments et des tranches microcontinentales (Black *et al.*, 1994). Près de 50 % des affleurements du Hoggar sont des granites calco-alcalins créés par la fusion d'un mélange partiel en profondeur résultant de la collision.

Les zones de cisaillement, N-S, verticales ou sub-verticales, divisent le Hoggar en blocs allongés. Elles ont joué un rôle significatif dans l'histoire paléozoïque et hercynienne des bassins algériens parce que certaines ont été réactivées, influençant à la fois la structuration et la sédimentation des bassins du Nord.

L'intrusion des batholites granitiques du Hoggar, mentionnée ci-dessus, avec également, l'intrusion de complexes annulaires granitiques subvolcaniques, d'ignimbrites et d'un cortège de dykes N-S, signalent peut-être le passage d'une compression liée à la subduction à l'extension (Gustavson, 2000 inédit).

Ce bouclier est structuré en grands panneaux méridiens limités par des accidents majeurs regroupés en trois compartiments (Beuf *et al.*, 1971) (Fig. I.2) :

- 1 - Un compartiment oriental formant la chaîne pharusienne. Le Protérozoïque supérieur, ou rameau pharusien, est la partie de cette chaîne où l'orogénèse panafricaine est la plus complète, elle présente un magmatisme pré-orogénique de déformation, un métamorphisme et un plutonisme syntectoniques et post-tectoniques jusqu'aux dépôts des formations molassiques (Bertrand *et al.*, 1983).
- 2 - Un compartiment central constitué par du matériel éburnéen (2000 Ma) et kibarien (1100 Ma), repris par les déformations panafricaines.
- 3 - Un compartiment occidental, constitué de gneiss et de granite anté-panafricain, sur lequel repose la chaîne étroite plissée de Tibirine, composée de formations plus jeunes, d'âge protérozoïque terminal (800 à 600 Ma).

Les lignes suturales majeures et en particulier les zones de sutures entre les principaux compartiments représentent les lignes de faiblesse futures. Cette structuration, acquise antérieurement aux dépôts des premiers termes de la couverture, a dirigé d'une manière évidente les déformations hercyniennes de la dalle saharienne.

Ces structures sont géométriquement liées à un méga-système de failles décrochantes qui découpent la zone de collision en trends N-S avec des centaines de kilomètres de déplacement latéral (Bertrand et Caby, 1978). Certains de ces accidents, qui avaient joué en décrochement lors de la phase panafricaine (Caby, 1968), ont pu vers la fin du Paléozoïque (Carbonifère) provoquer de faibles décrochements dans la couverture, comme c'est le cas sur la bordure occidentale de l'Adrar-Ahnet.

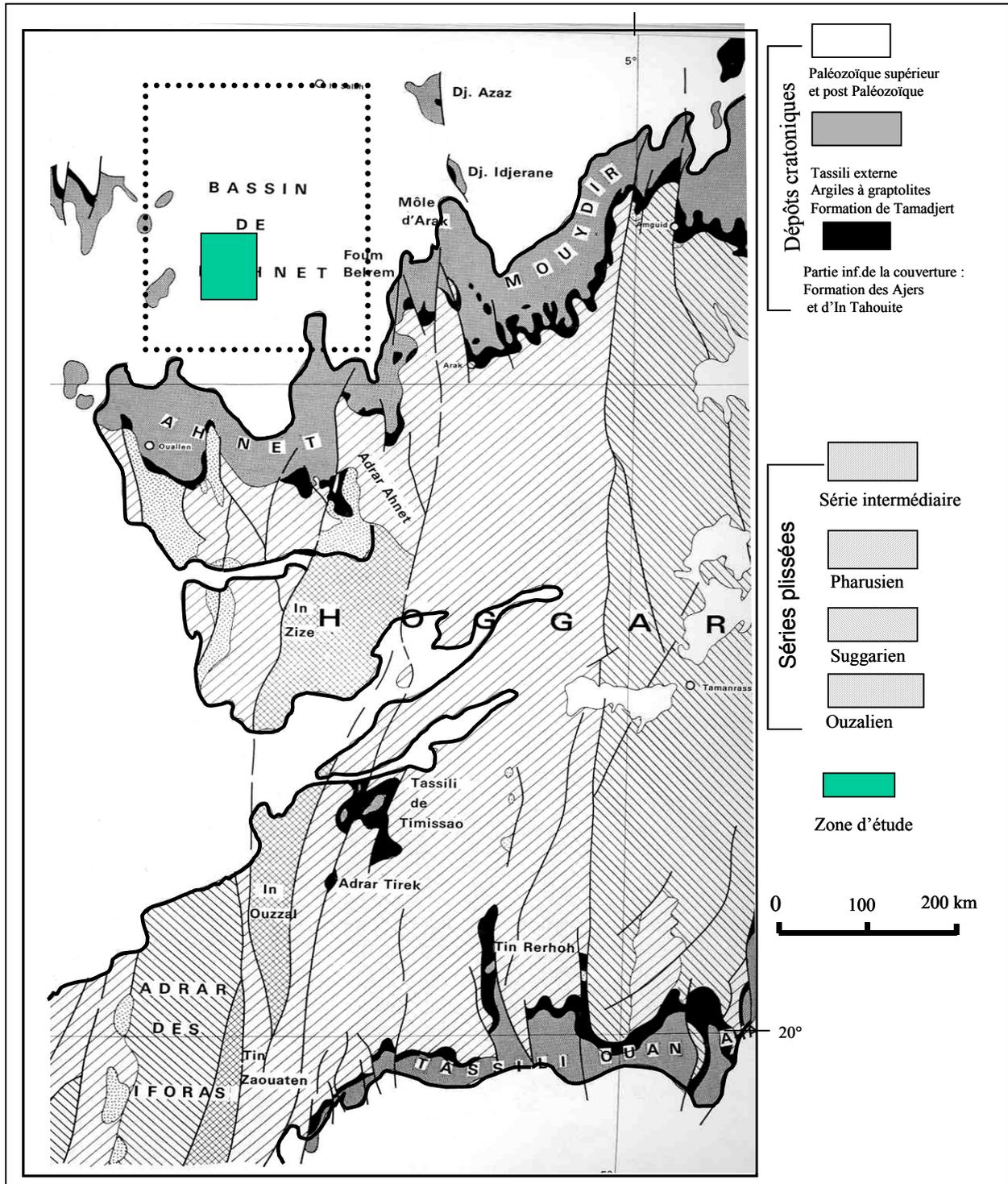


Fig. I.2 – Carte géologique schématique du bouclier Targui occidental (Beuf *et al.*, 1971)

### I.2.2 - L'événement panafricain

L'évènement thermo-tectonique panafricain, ou cycle orogénique panafricain, a pour effet la naissance de plusieurs grandes chaînes de montagnes (Kennedy, 1964 ; Grant, 1969). La chaîne panafricaine étendue du Sahara central, sur le Nigeria, le NE du Brésil et la côte occidentale d'Afrique, du golf de Guinée au cap de Bonne Espérance, est longue de plus de 6000 km et large d'au moins de 800 km.

Les phases majeures de l'orogénèse panafricaine (640-600 Ma) correspondent à une fermeture océanique liée à une subduction. La destruction des reliefs nouvellement érigés produit des matériaux molassiques qui vont se sédimenter dans des bassins intra-montagneux fortement subsidés (Caby, 1967 ; Caby et Moussu, 1967 ; Ait-Kaci et Moussine-Pouchkine, 1987). C'est la série pourprée de l'Ahnet, d'âge Cambrien (Caby, 1963), dont l'essentiel des affleurements se situent dans le Nord-Ouest du Hoggar, presque en bordure du craton ouest africain (Monrod, 1933 ; Fallot, 1948).

Un volcanisme rhyolitique contemporain de ce dépôt a donné, par analyse des âges Rb/Sr de 530 Ma (Allègre et Caby, 1972), et dans son équivalent de l'Adrar des Iforas, le Nigritien (Kurpoff, 1946), des âges s'échelonnant de 505 à 540 Ma.

Bien plus au Nord, des séries molassiques équivalentes sont reconnues. Ce sont les séries pourprées de Bled El Mass puis d'Adrar.

L'histoire panafricaine du bouclier Targui se termine au Cambrien par une longue période de pénéplanation qui façonne une immense surface très plane, pentée au Nord : c'est la surface infra-tassilienne.

Au Mali dans l'Adraar des Iforas, le contact est marqué par d'importants charriages en direction du craton (Caby, 1978) et est jalonné par des complexes basiques et ultra-basiques provoquant des anomalies gravimétriques lourdes. Il est interprété comme le résultat d'une collision entre deux domaines continentaux à marges différentes : le craton ouest-africain avec sa marge passive fortement subsidente et la marge active d'un continent oriental, reliée au fonctionnement d'une zone de subduction pentée à l'Est (Black, 1978 ; Liegois, 1988). Dans l'Ougarta, cela correspond à un grand décrochement SE-NW reliant la subduction vers l'Est de la zone Hoggar-Iforas et la subduction vers le Sud de l'Anti-Atlas occidental et central (Fabre *et al.*, 1988) accompagné par une subduction limitée vers le Sud-Ouest (Kurek et Preidel, 1987). Cette zone de décrochement aurait continué à jouer au Cambrien et la limite craton/zone pan-africaine serait matérialisée par une discontinuité aéromagnétique et une faille qui limiterait les monts de l'Ougarta au SW.

## **I.3 - EVOLUTION TECTONIQUE ET GEODYNAMIQUE DU BASSIN DE L'AHNET**

Pour retracer l'histoire géodynamique du bassin de l'Ahnet, il est intéressant de faire une mise au point sur la tectonique générale de cette portion du Sahara algérien.

Suite à la suturation panafricaine de l'orogénèse est- et ouest-africaine, la région d'étude était située près de la marge nord de la plate-forme saharienne, portion du continent gondwanien. Durant le Paléozoïque inférieur des mouvements le long des lignes de faiblesse héritées du socle ont conduit à la différenciation précoce des bassins de l'Ahnet-Timimoun et Reggane (Rapport inédit, BHP-SH, BP-SH, Gustavson, etc).

L'utilisation des cartes en isobathes et isopaques sur les bassins de l'Ahnet et Reggane, extraits du document inédit (BHP-SH, 1995) permet de cerner l'individualisation de ces deux bassins et de mieux voir leur évolution géodynamique au cours du Paléozoïque ainsi que l'influence de la sédimentation et de la tectonique sur la position des constructions récifales.

### I.3.1 - L'Infracambrien : extension et développement des bassins

A l'Infra-Cambrien, la série pourprée de l'Ahnet remplit les bassins nés de l'effondrement post-orogénique. Cet effondrement est accompagné de volcanisme visible dans la chaîne de l'Ougarta et dans le Hoggar.

La carte en isobathes (Fig. I.3) indique que la profondeur est plus importante au Sud des deux bassins. Nous retrouvons également une profondeur maximale du socle selon une direction ougartienne NW-SE. La structuration des deux bassins, l'Ahnet et Reggane, est déjà esquissée à cette époque : N-S sur l'Ahnet et NW-SE sur Reggane.

### I.3.2 - Le Cambro-Ordovicien et le Dévonien moyen : extension et subsidence

C'est une période de dépôts de sédiments silico-clastiques d'origine marine et non marine. La bathymétrie des séries cambro-ordoviciennes est faible et proche du niveau marin. De nombreuses discontinuités ou discordances sont signalées.

### I.3.3 - Le Cambrien

La pénéplation post-panafricaine s'est prolongée largement à travers le continent africain, pendant le Cambrien. En Afrique du Nord, les sédiments du Cambrien reposent en discordance sur les roches du craton précambrien et tous les bassins infracambriens existants.

Avec le Cambrien le mégacycle calédonien commence. Les grès quartzitiques du Cambrien et de l'Ordovicien dans les bassins de l'Ahnet et Timimoun sont une partie d'une vaste nappe détritique à l'échelle de l'Afrique du Nord et de la plaque arabe.

Beuf *et al.* (1971) parlent de mouvements normaux le long des failles N-S qui ont initié le développement des deux bassins et influencé leurs formes. Les variations associées de faciès et d'épaisseur le long des failles N-S de la région de Foum Belrem est un exemple parlant.

La carte en isopaques du Cambrien indique une seule direction NW-SE sur la position du bassin de l'Ahnet, avec un maximum d'épaisseur au centre du bassin (Fig. I.3).

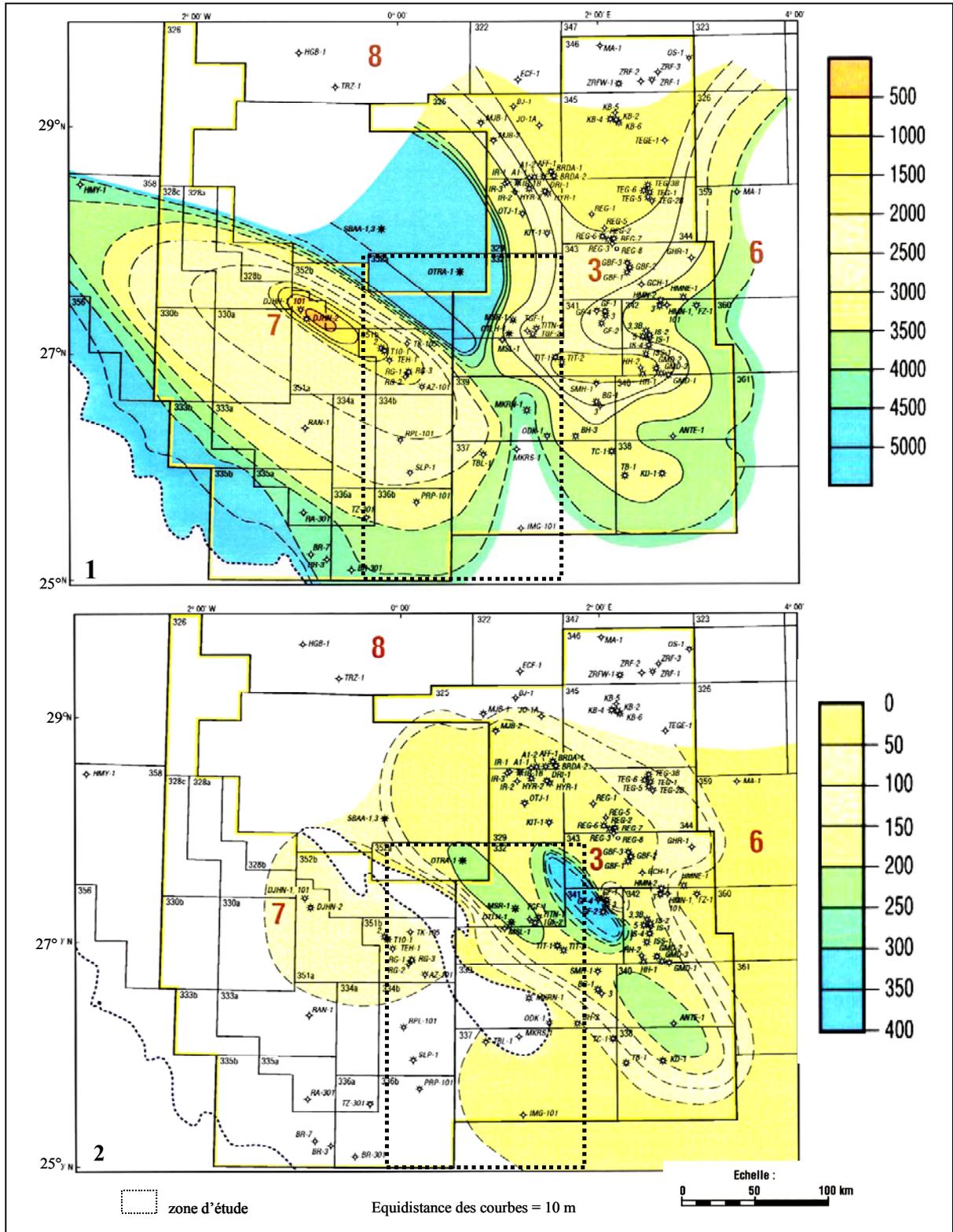


Fig. I.3 - 1. Isobathes infra-cambriens ; 2. Isopaques du Cambrien (Rapport inédit BHP-SONATRACH, 1975)

### I.3.4 - L'Ordovicien

Au cours de l'Ordovicien, l'Afrique a dérivé en passant par le pôle sud. Vers la fin de l'Ordovicien (environ 445 Ma) une glaciation a eu lieu et les glaciers ont divergé depuis le bouclier nigérian et l'Afrique centrale jusque vers 60° de latitude. La glaciation a cessé à la fin de l'Ordovicien, alors que l'Afrique dérivait vers le Nord. La limite supérieure de la séquence cambro-ordovicienne, telle qu'elle apparaît en affleurement au Nord du Hoggar, correspond à une surface de discontinuité formée par des traces d'érosion glaciaire et/ou de vallées entaillées de drainage.

Un large éventail de débris clastiques continentaux s'est étalé vers le Nord pendant l'Ordovicien. Les grès ordoviciens sont des réservoirs importants de gaz dans la zone d'étude.

Des faciès sableux marins et continentaux sont déposés à l'Est et des faciès plus argileux à l'Ouest. Les mouvements précoces le long des failles panafricaines affectent la sédimentation et le développement du bassin de l'Ahnet-Timimoun. L'épaisseur maximale de la séquence ordovicienne, dans la région de l'Ahnet-Timimoun, n'excède pas 1000 m.

La carte en isopaques indique deux dépôts-centres sur le bassin de l'Ahnet, un au Nord d'orientation NE-SW, (c'est probablement les prémices de l'individualisation du bassin de Timimoun), et un autre au centre. L'axe sur le bassin de l'Ahnet reste globalement N-S (Fig. I.4). Entre l'Infracambrien et l'Ordovicien, nous assistons donc à un léger basculement vers le Nord du bassin de l'Ahnet.

### I.3.5 – Le Silurien : extension et développement des bassins

Après la fonte des glaciers ordoviciens le niveau marin est monté et les mers siluriennes envahissent la plate-forme saharienne. Les argiles noires siluriennes sont la roche-mère par excellence du Sahara algérien.

Les épaisseurs au Silurien sont particulièrement importantes dans la majorité des bassins algériens, en particulier dans le bassin de l'Ahnet et Reggane. La sédimentation au Silurien dépasse 1000 m de puissance. Les variations d'épaisseur du Silurien sont causées à la fois par des structures provoquant des mouvements de failles et le remplissage des dépressions topographiques ordoviciennes.

Sur la carte en isopaques, nous assistons à la même configuration des axes de direction des deux bassins : NW-SE sur le bassin de Reggane et une N-S sur le bassin de l'Ahnet (direction des failles majeures du socle) (Fig I.4). Mais nous remarquons également un nouveau basculement du bassin de l'Ahnet, qui retrouve son maximum de dépôt vers le Sud, alors que dans le bassin de Reggane, le dépôt-centre est limité par la zone de suture ougartienne.

La carte montre que les régions de l'Ahnet, Reggane et de Timimoun étaient de larges dépôts-centres à faibles reliefs durant le Silurien. L'individualisation des bassins entre l'Ahnet et Timimoun est plus perceptible au Silurien, l'ensellement de Djoua en est la principale cause.

La discordance calédonienne dans le bassin de l'Ahnet est matérialisée par une discontinuité significative au contact Silurien-Dévonien inférieur. Boudjemâa (1987) et d'autres auteurs ont conclu que la discontinuité siluro-dévonienne était due à une compression E-W qui a engendré des mouvements inverses le long des failles N-S.

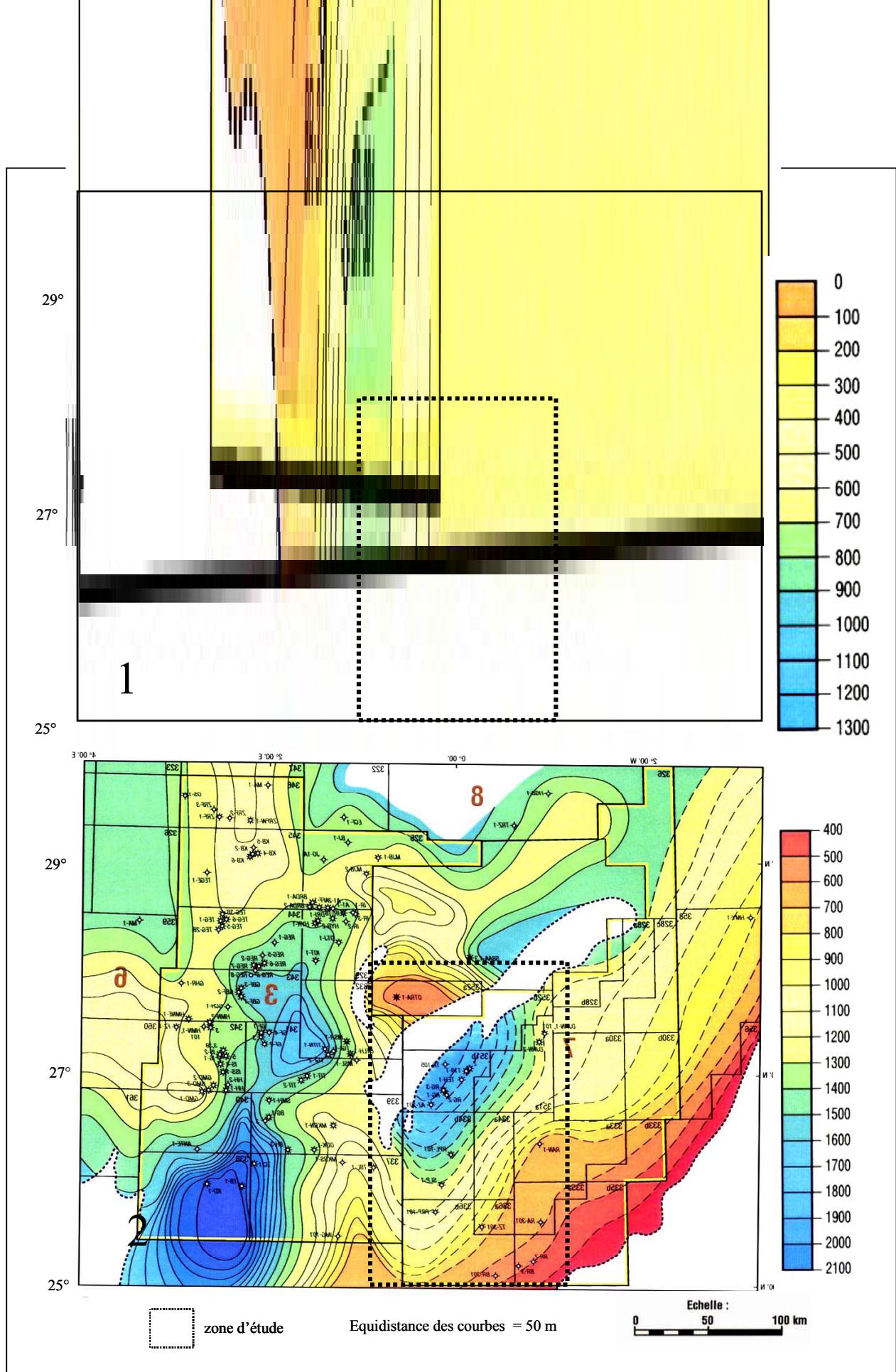


Fig. I.4 - 1. Isopaques de l'Ordovicien . 2. Isopaques du Silurien  
(Rapport inédit BHP-SONATRACH, 1975)

### I.3.6 - Le Dévonien

La base du Dévonien marque le début du cycle hercynien. Au Dévonien, la sédimentation est de 1000 à 1500 m de puissance, sa durée oscille entre 56 et 66 Ma (estimation selon plusieurs auteurs).

- Le Dévonien inférieur

Les réservoirs gréseux du Dévonien inférieur contiennent les réserves de gaz les plus importantes des gisements découverts à ce jour dans les bassins de l’Ahnet et Timimoun. Les données biostratigraphiques indiquent des discontinuités entre le Siégénien et le Gédinnien et au sein de l’Emsien. Durant le Dévonien inférieur et moyen, le bassin de l’Ahnet apparaît comme une large synéclyse à faible relief.

Il existe de nombreuses zones à forte épaisseur (Fig. I.5), cependant la tendance régionale est claire : l’épaississement se fait vers le Nord dans le bassin de Timimoun et l’Ahnet.

Le Dévonien inférieur n’est pas sismiquement cartographiable et les données de puits indiquent que son épaisseur est relativement constante, ce qui suppose que de nombreuses structures actuelles ont connu de faibles mouvements pré-givétiens et étaient rajeunies à l’Hercynien.

**Les affleurements des différents récifs étudiés se situent dans les zones les moins épaisses, ils coïncident avec la marge occidentale du bassin.**

- Le Dévonien moyen

L’axe du Nord du bassin de l’Ahnet est NW-SE, presque en conformité avec ce qui a précédé. Un autre axe s’individualise dans le sens E-W avec un maximum d’épaisseur, vers l’Est, de 200 m (Fig. I.5).

Les événements tectono-sédimentaires ont pour origine des mouvements épirogéniques qui ont affecté le Gondwana (Beuf *et al.*, 1971 ; Boudjemâa 1987). La plate-forme dévonienne émerge progressivement et bascule vers le NW (direction des paléocourants du Dévonien (Beuf, 1974).

- Le Dévonien supérieur : subsidence rapide

L’épaisseur du Dévonien supérieur est de l’ordre de 2000 m. Les dépôts marins s’étendent plus au Sud. Ils sont représentés par des argiles et sont également une roche-mère dans la région. Les axes des directions de bassins sont conservés, le dépôt-centre le plus important se situe approximativement au Sud du bassin et au Nord de la région d’étude (Fig. I.6).

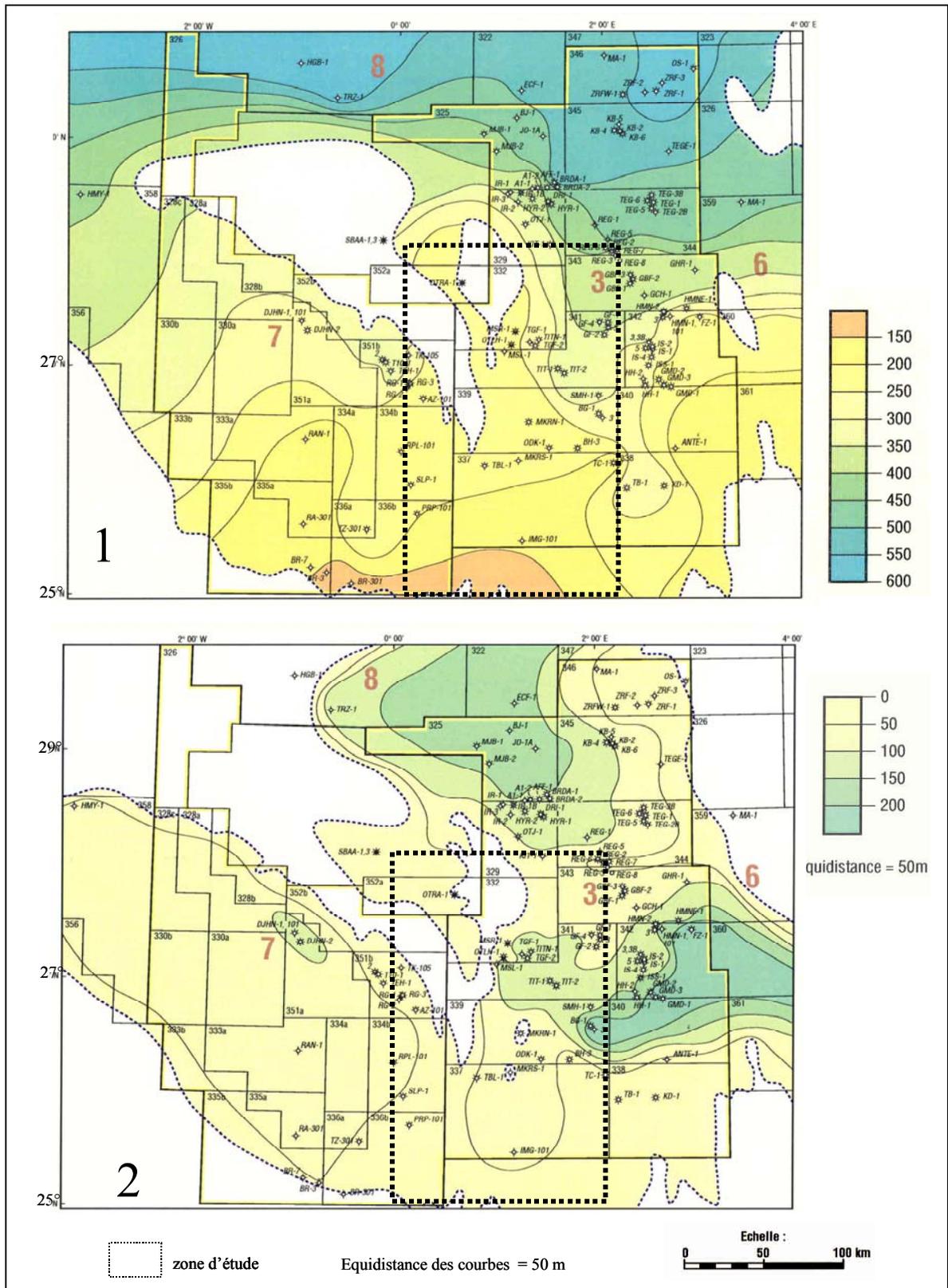


Fig. I.5 – 1. Isopaques du Dévonien inférieur ; 2. Isopaques du Dévonien moyen (Rapport inédit BHP-SONATRACH, 1975)

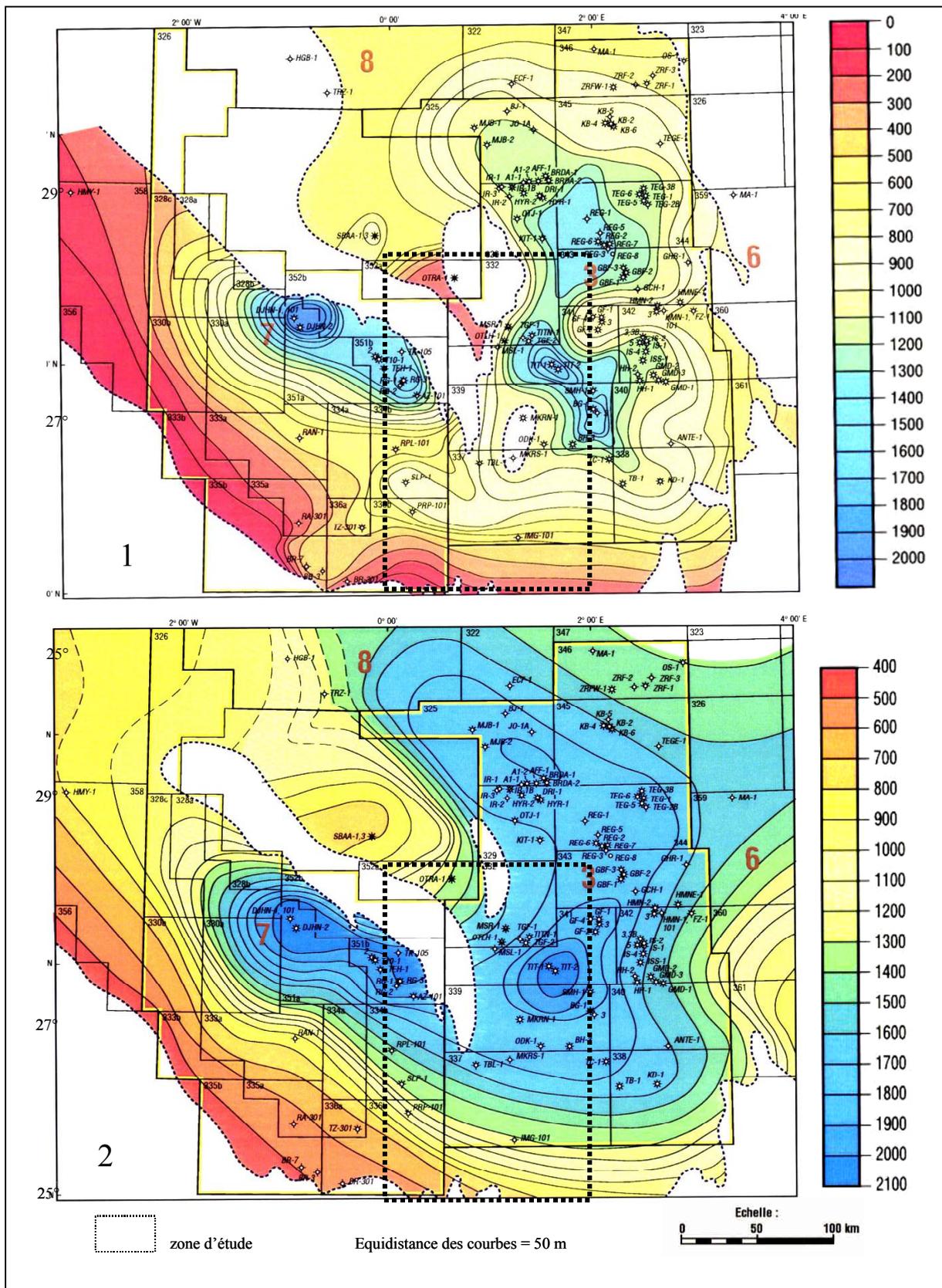


Fig. I.6 – 1. Isopaches du Dévonien supérieur ; 2. Isopaches du Dévonien (rapport inédit BHP-SONATRACH, 1975)

### I.3.7 - Le Carbonifère

Dans la région d'étude, le Carbonifère est érodé mais plus au Nord, dans le bassin de Béchar, sur le dôme du Meharez, le Viséen supérieur est caractérisé par des dépôts de marge carbonatée avec des biohermes ou monticules de boue ; c'est le faciès waulsortien, rappelant **les mud-mounds** de notre région d'étude.

L'exemple le plus spectaculaire de déformation hercynienne au sein de la plate-forme saharienne en Algérie est représenté par la province de la chaîne de l'Ougarta, qui borde la région de l'Ahnet-Timimoun au NW. La chaîne de l'Ougarta semble être localisée immédiatement à l'Est de l'ancienne suture panafricaine et consiste en roches infracambriennes et paléozoïques plissées.

L'orogénèse hercynienne est l'événement qui a contribué à la configuration actuelle des bassins algériens. Au début du Carbonifère, il y a eu une régression des mers épicontinentales qui s'est traduite par un dépôt des grès du Tournaisien. La discordance bretonne est identifiée dans le bassin de l'Ahnet et Timimoun et est matérialisée par des dépôts de sédiments de différentes épaisseurs. Dans le bassin de l'Ahnet la majorité du Carbonifère a été érodée, sauf au djebel Berga, où le Namurien peut être observé. Dans le bassin de Timimoun, une partie du Carbonifère a été préservée et est couverte par le Mésozoïque. Quelques discordances ou discontinuités sont visibles dans le Carbonifère.

### I.3.8 - Conclusion sur le Paléozoïque

L'aspect essentiel de l'empreinte de l'orogénèse hercynienne est que les hauts fonds bordiers majeurs des bassins ainsi que les plissements et les fracturations à petite échelle à l'intérieur des bassins doivent leur formation à la réactivation des réseaux de failles précambriennes, principalement N-S et NW-SE.

Les directions N-S et NW-SE des structures et des failles déjà rencontrées dans le socle ont conditionné et imprimé l'image structurale de la région. C'est au cours du Cambrien qu'il y a eu individualisation des bassins de Reggane et de l'Ahnet. L'orientation des directions de ces deux bassins est d'une manière générale N-S et NW-SE. La polarité des dépôts du bassin de l'Ahnet change presque à chaque période. Il y a effectivement un basculement S-N ou N-S qui se fait. La particularité est, qu'au cours du Dévonien moyen, en plus de la polarité N-S, une seconde polarité est remarquée, W-E. L'individualisation du bassin de Timimoun est perçue à partir du Silurien.

Le bassin de Reggane suit une autre histoire, celle étroitement liée à la chaîne de l'Ougarta. Les récifs étudiés se positionnent sur des ceintures N-S de la marge ouest du bassin de l'Ahnet.

### I.3.9 – Le Mésozoïque

La fragmentation de la Pangée a débuté à l'orée du Mésozoïque. Cette fragmentation est accompagnée par le basculement de la surface d'érosion hercynienne vers le NE et le N. Elle était ensuite progressivement enfouie lorsque la marge nord-africaine s'est effondrée pour devenir une partie de la marge continentale passive, face à la Téthys. La plate-forme saharienne était recouverte par une série rétrogradante de silicoclastiques continentaux, évaporites et carbonates.

Au cours du Trias et du Jurassique, des contraintes distensives et transtensives donnent naissance à des sillons et des grabens dans le bassin nord-est saharien et dans la zone de l'Atlas. Dans l'Ahnet et Timimoun, le Trias est absent. Le Jurassique est réduit (150 m), le continental intercalaire et le Crétacé inférieur atteignent 1000 m.

Au cours du Crétacé inférieur et moyen, une phase d'extension affecte le Hoggar et rajeunit les trends N-S du socle panafricain. La convergence au Crétacé de l'Afrique est ponctuée par la tectonique et la discordance autrichienne. Cet avènement d'âge aptien résulte des mouvements différentiels des plaques africaines et européennes. La compression supposée donne naissance à des contraintes transpressives se traduisant par la surrection et l'inversion localisées de la plate-forme saharienne, le long des anciennes failles panafricaines (Boote *et al.*, 1998). Boudjemâa (1987) stipule que les axes de contraintes étaient orientés E-W et NE-SW et que les failles réactivées avaient les mêmes directions. Dautrier et Lesquer (1989) indiquent qu'un linéament NE-SW majeur est réactivé en faille décrochante. Un magmatisme basaltique extensif a pu provoquer le bombement au Hoggar.

### I.3.10 - Le Cénozoïque

La convergence Afrique-Europe se poursuit et se traduit par une puissante compression dans l'Atlas du Nord et de la plate forme-saharienne. Cette compression provoque l'inversion et le charriage des sédiments des sillons du Trias, du Jurassique ainsi que du Crétacé. Boudjemâa (1987) rappelle que durant l'Eocène la phase de compression pyrénéenne se traduit par le charriage dans l'Atlas septentrional ainsi que par des décrochements le long de l'accident sud-atlasique. Les sédiments cénozoïques dans le bassin de l'Ahnet-Timimoun sont des clastiques continentaux.

## **I.4 - CADRE MORPHOSTRUCTURAL DES RECIFS : LE BASSIN DE L'AHNET**

Les différents récifs étudiés se situent dans le bassin de l'Ahnet, caractérisé par une tectonique et un degré de structuration intense et complexe. Sa position, proche de la suture qui unit le craton ouest-africain et le craton est-africain, a d'importantes conséquences sur la sédimentation et la structuration de la région.

### I.4.1 - Le bassin de l'Ahnet

L'Ahnet-Timimoun est limité à l'Est par l'éperon d'Idjerane et le dôme d'Allal et à l'Ouest par l'ensellement Azzel-Matti et la chaîne Azzene-Ougarta. L'Ahnet est limité au Sud par le massif du Hoggar. Au Nord, le bassin de Timimoun est bordé par l'ensellement de Tarhouzi, le dôme d'Oued Namous et l'ensellement de Djofra. Les bassins d'Ahnet et de Timimoun se séparent et se différencient par l'ensellement de Djoua (Fig. I.7).

La configuration du bassin de l'Ahnet s'oriente suivant un axe N-S. Il est subdivisé en trois blocs, l'Ahnet oriental, central et occidental. Cette région est caractérisée par des anticlinaux à cœur dévonien inférieur et des synclinaux à cœur silurien, de direction subméridienne, jalonnée le long des flancs ouest par des accidents de même direction, à vergence ouest.

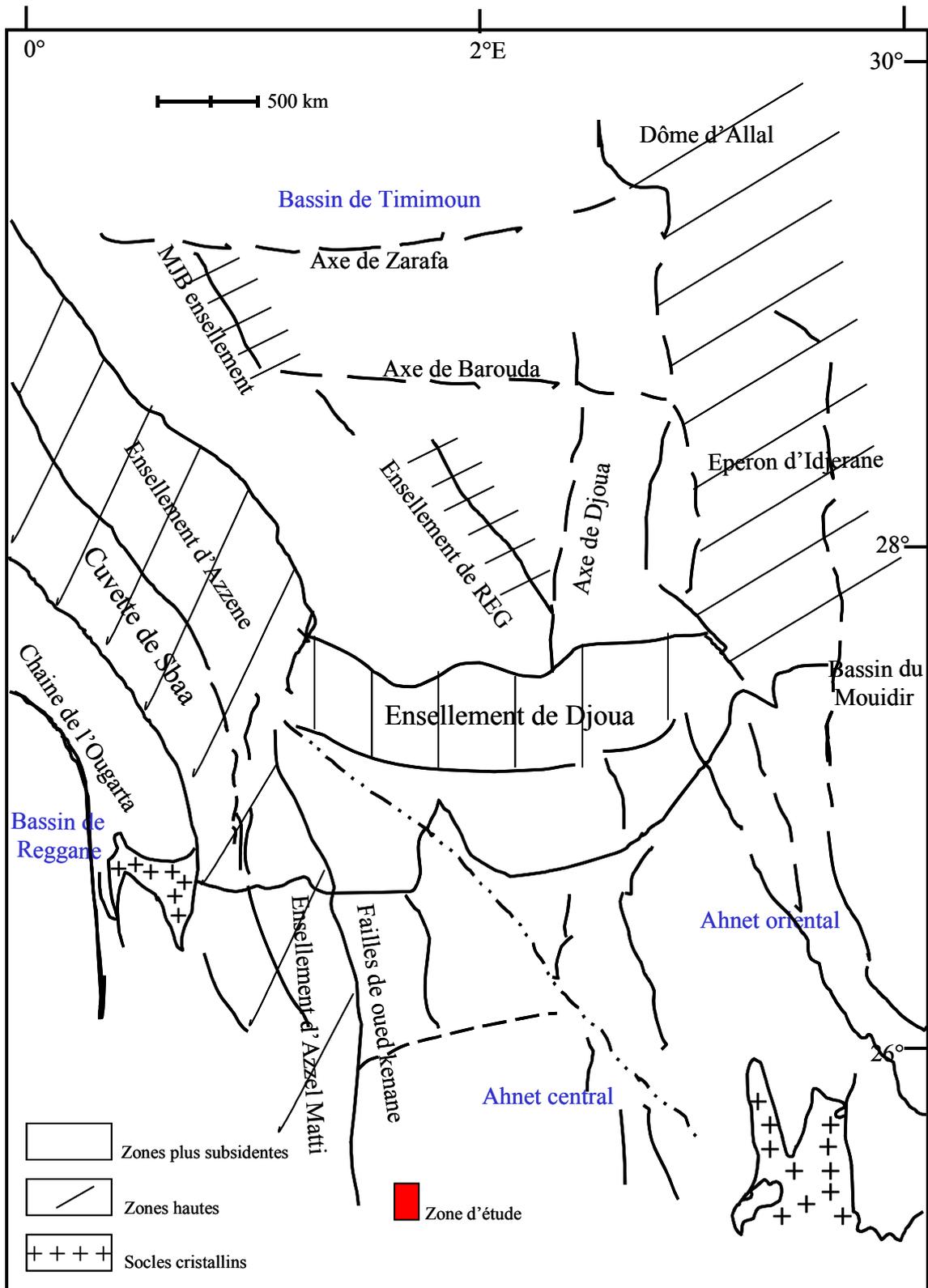


Fig. I.7 - Eléments structuraux des bassins de l'Ahnet, Timimoun et Reggan (Djebbar Master, 1995)

#### I.4.2 - Les failles et les plis

Les failles sont des éléments importants de l’Ahnet. Les limites des bassins ont été contrôlées par ces failles et ont également joué un rôle dans la configuration des plis dans cette région. De point de vue de la distribution, les failles qui affectent les sédiments paléozoïques sont fréquentes dans le bassin de l’Ahnet, et sur les marges est, ouest et nord de ce bassin.

Les failles sont moins fréquentes dans la partie profonde centrale du bassin de Timimoun. Les failles dans le bassin Ahnet proprement dit et le long de l’éperon d’Idjerane, et l’ensellement d’Azzel-Matti montrent une orientation N-S à N-NW. Sur la petite échelle, beaucoup de failles avec des orientations N-S ont des traces sinueuses localement ou en arc d’orientation N-S. L’orientation N-S dans l’Ahnet semble refléter les lignes de faiblesse précambriennes associées avec le cisaillement panafricain et post-panafricain. Le pendage des failles dans l’Ahnet est très fort à vertical (Fig. I.9). La plupart des failles illustrées sont tronquées par la discordance hercynienne et sont surmontées par des sédiments mésozoïques peu déformés.

L’orientation des plissements dans l’Ahnet-Timimoun est fonction de leur forme mais, là où des plis individuels sont allongés ou forment des chaînes, leur orientation est presque identique aux orientations des axes des failles avec lesquelles ils sont associés.

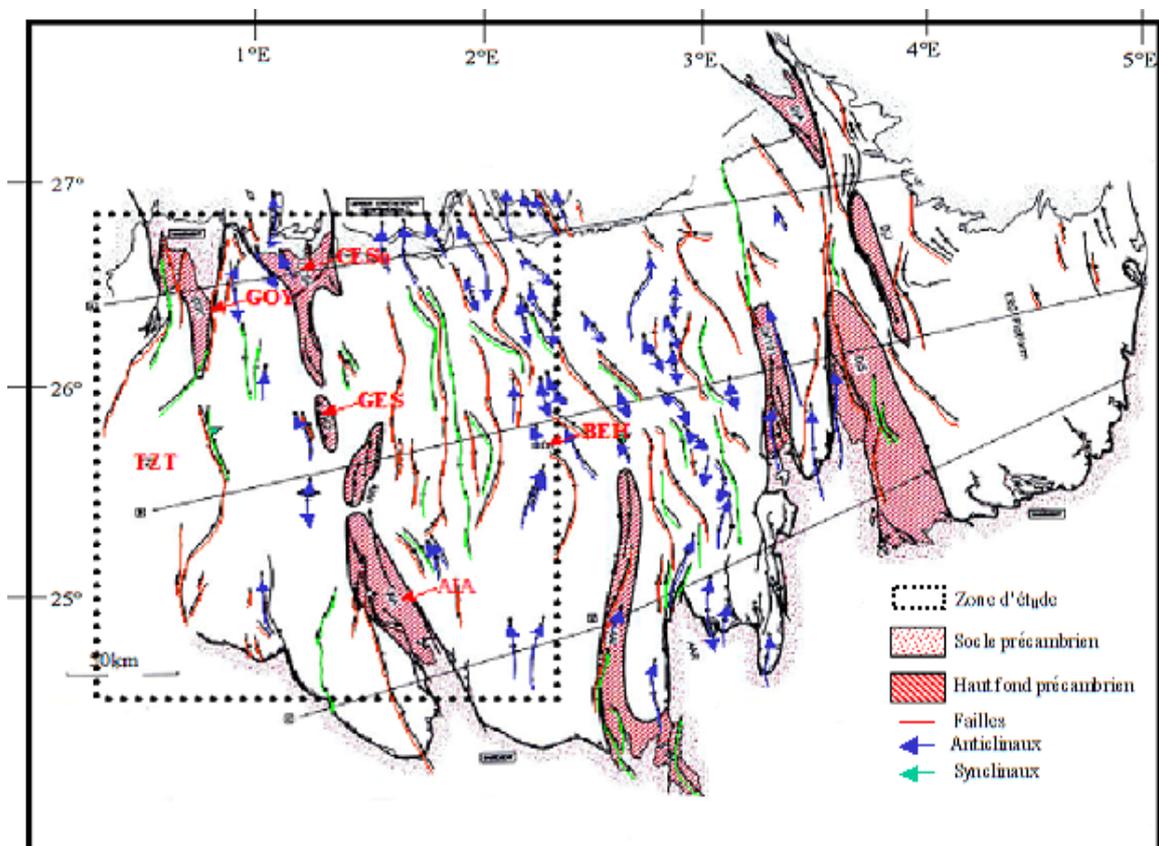


Fig. I.8 – Schéma structural du bassin de l’Ahnet (Rapport inédit BHP-SONATRACH, 1995)

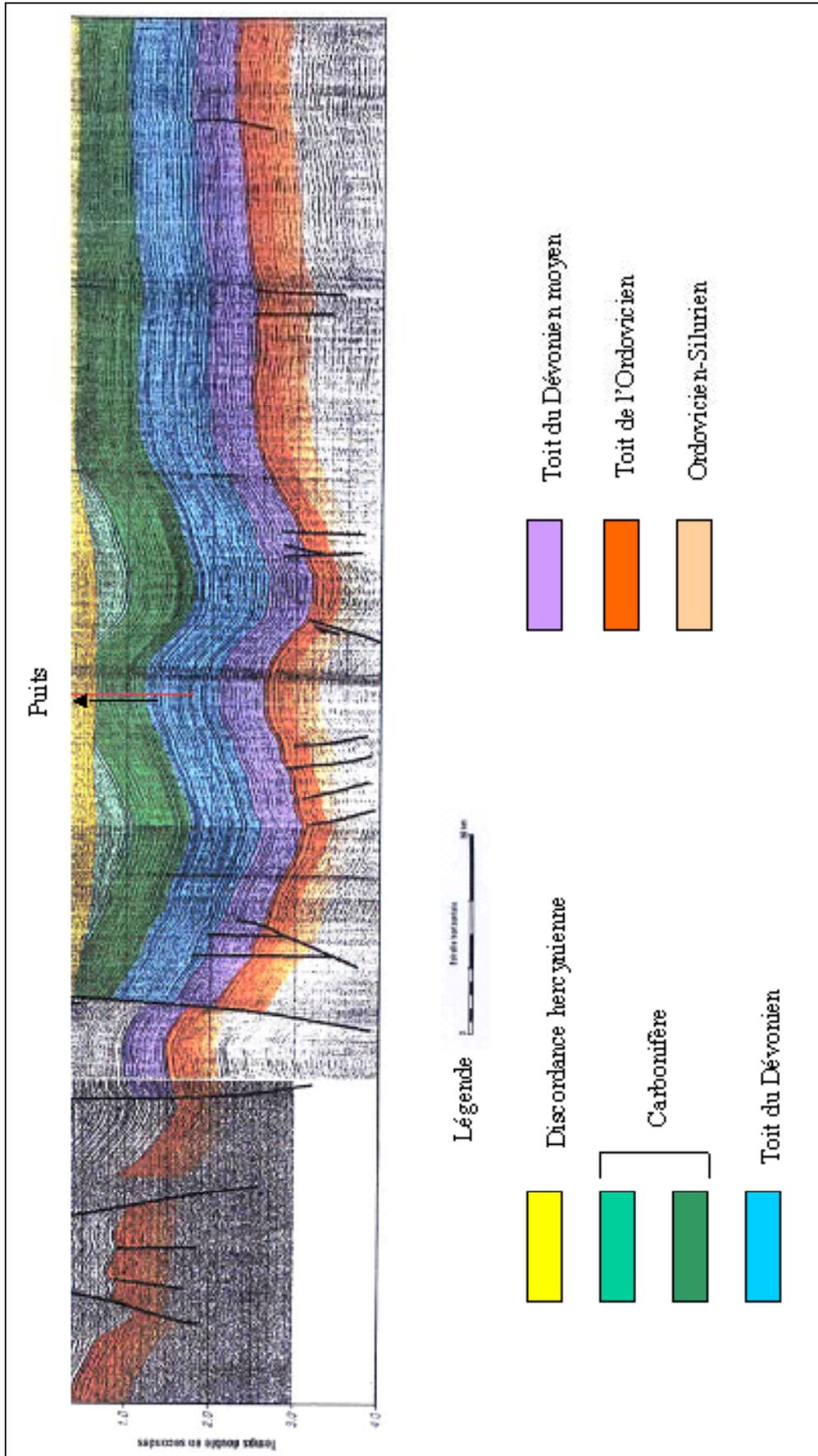


Fig. I.9 - Coupe sismique à travers un champ du bassin de l'Ahnet (Rapport inédit, BHP.SONATRACH, 1995)

## I.5 – CONCLUSION

La cohérence des directions de linéaments dans la région de l’Ahnet-Timimoun et Reggane, exprimée dans les sédiments fortement déformés par l’orogénèse hercynienne (à différents degrés de certitude), reflète les zones de faiblesse du socle qui ont été réactivées peut-être pendant toutes les phases tectoniques (Fig. I.10). La concentration et l’orientation des récifs étudiés sur la marge ouest du bassin de l’Ahnet sont une conséquence directe de la réactivation de ces zones de faiblesse du socle.

ERES	EPOQUE D'INTERVENTION MAXIMALE		NOMS DES PHASES	Nature et direction Des phases	EFFET SUR LES JEUX DE FAILLES
CENOZOIQUE	NEOGENE	MIOCENE	ALPIN TARDIF	 N.O.60	Jeu en compression des accidents NO.60
CENOZOIQUE	PALEOGENE	EOCENE	ALPIN MOYEN EOCENE N.160	 N.160	Jeu en compression des accidents N.160 et création de nouvelles Structures
MESOZOIQUE	CRETACE		PHASE AUTRICHIENNE	 N.O.90	Jeu en inverse des accidents NO.90
	JURASSIQUE		(ALPIN PRECOCE)		
	TRIAS				
PALEOZOIQUE	PERMIEN		PHASE HERCYNIENNE TARDIVE	 N.120	Jeu en inverse les failles NW-SE
	CARBONIFERE	VISIEN	PHASE HERCYNIENNE PRECOCE		
		Superieur		PHASE FRASNEN	 NW-SE
	Moyen				
	Inférieur				
	SILURIEN		PHASE		 E.W?
ORDOVICIEN		CALEDONIENNE			
CAMBRIEN		PHASE PANAFRICAINE TARDIVE		 E.W	Tectonique cassante réseau NE-SW Et NW-SE (Cratonisation du sahara central)

Fig. I.10 - Différentes phases tectoniques de la plate-forme saharienne (Boudjemaa, 1987)



*- Chapitre II -*  
*LA PROBLEMATIQUE DES MUD-MOUNDS*



La période du Dévonien qui a duré entre 400 et 354 Ma environ est associée aux épisodes de constructions récifales les plus remarquables du Phanérozoïque. Elle a en effet connu une expansion sans précédent des récifs sur de vastes plates-formes à l'échelle planétaire. Le terme mud-mound est basé essentiellement sur la forme lenticulaire et la nature boueuse du sédiment carbonaté dont l'origine est essentiellement biologique. Les mud-mounds connus comme tels sont très largement représentés au cours de l'histoire géologique. A quelques exceptions près, les différents mud-mounds partagent de nombreuses similitudes dans la morphologie ou les structures sédimentaires.

## **II.1 – MORPHOLOGIE DES MUD-MOUNDS ET DEFINITION DES STROMATACTIS**

---

Les mud-mounds sont des lentilles de dimension métrique à hectométrique pouvant avoir un relief de plus de 200 m au-dessus du fond marin. Les pentes de leurs talus et flancs varient de 10 à 80°. Ils peuvent être dispersés ou coalescer latéralement pour former des entités kilométriques (Van Laer, 1988).

Ils se groupent autour des accidents paléotopographiques (escarpements de failles, diapirs, ceinture de bassin, rupture de pente ...) et ce, à une profondeur bathymétrique déterminée. D'aspect massif dans les parties centrales, les mud-mounds peuvent présenter des stratifications sur les flancs, sur les parties basales et sommitales. La morphologie interne est également affectée par des réseaux de fracturations synsédimentaires et de dykes neptuniens.

### II.1.1 - Constitution

Les mud-mounds sont essentiellement des sédiments de calcaire boueux. Il s'agit de mudstone, wackestone, packstone, microsparite. La faune peut être monotone ou très diversifiée en tailles et de niches écologiques diverses. Les Crinoïdes sont toujours présents, les Spongiaires très fréquents. Les Bryozoaires, les Stromatopores, les Brachiopodes, les Coraux, etc. interviennent également.

Des cavités stromatactides (stromatactis, zébra, cavités réticulées) colmatées par des sédiments internes et des ciments fibreux (calcites radiales, fasciculaires optiques) caractérisent de très nombreux mud-mounds (Fig. II.1).

### II.1.2 - Définition des stromatactis

Parmi les caractéristiques les plus communes, les stromatactis constituent plus de 50 % de la masse du mud-mound, pour cela leur description détaillée s'avère nécessaire. Ces structures énigmatiques ont suscité de nombreuses controverses. On peut se référer aux revues de Heckel (1972, p. 7-8), Wilson (1975, p. 162-164), Bathurst (1982, tabl. 21, p. 220-221) ou Tsien (1985, tabl. I et p. 275-276).

R.G.C. Bathurst (1982) définit les stromatactis entre deux croûtes calcaires sub-marines : *Stromatactis is an irregularly shaped sheet-like to globulose mass of sparry calcite dominated by radial fibrous calcite, or internal sediment, irregular in plan, with a thickness from about 1 mm to 3 cm. It usually has a smooth base, which is flat to indulose. Its upper surface is irregularly digitator dentate, with fingers extending into the host microspa. Although the roof is supported locally by the shelter of single shelter.*

Le terme de stromatactis a été défini par Dupont en 1881 et décrit dans la carrière de Saint-Remy en Belgique comme une recristallisation d'un tissu délicat de stromatopores. Cependant au cours de ces dernières décennies le terme de stromatactis a été attribué d'une façon anarchique à toute structure calcitique présentant cette morphologie. En fait, il existe plusieurs types de structures dont les principaux sont :

- Les zébra : il s'agit de structures originellement décrites dans les dolomies mississippiennes (Emmons *et al.*, 1927) et dans des calcaires du Trias alpin (Fischer, 1964), désignant des roches rubanées montrant une succession de paléocavités à ciment grossier et s'étendant parallèlement aux surfaces de dépôt. Ces cavités alternent avec des bancs de sédiments plus fins.
- Les cavités réticulées : réseau de cavités cimentées isolant des plages boueuses flottant dans les masses sparitiques. En trois dimensions ces plages boueuses sont interconnectées formant en quelque sorte une armature également réticulée et supportant le réseau de cavités.

Ces trois types de cavités montrent des séries d'intermédiaires. Nous remarquons que ces définitions ne prennent en compte que la morphologie des cavités résiduelles occupées par des ciments sparitiques. Parfois les stromatactis paraissent être le résultat d'une sédimentation interne importante dans des cavités réticulées et zébra.

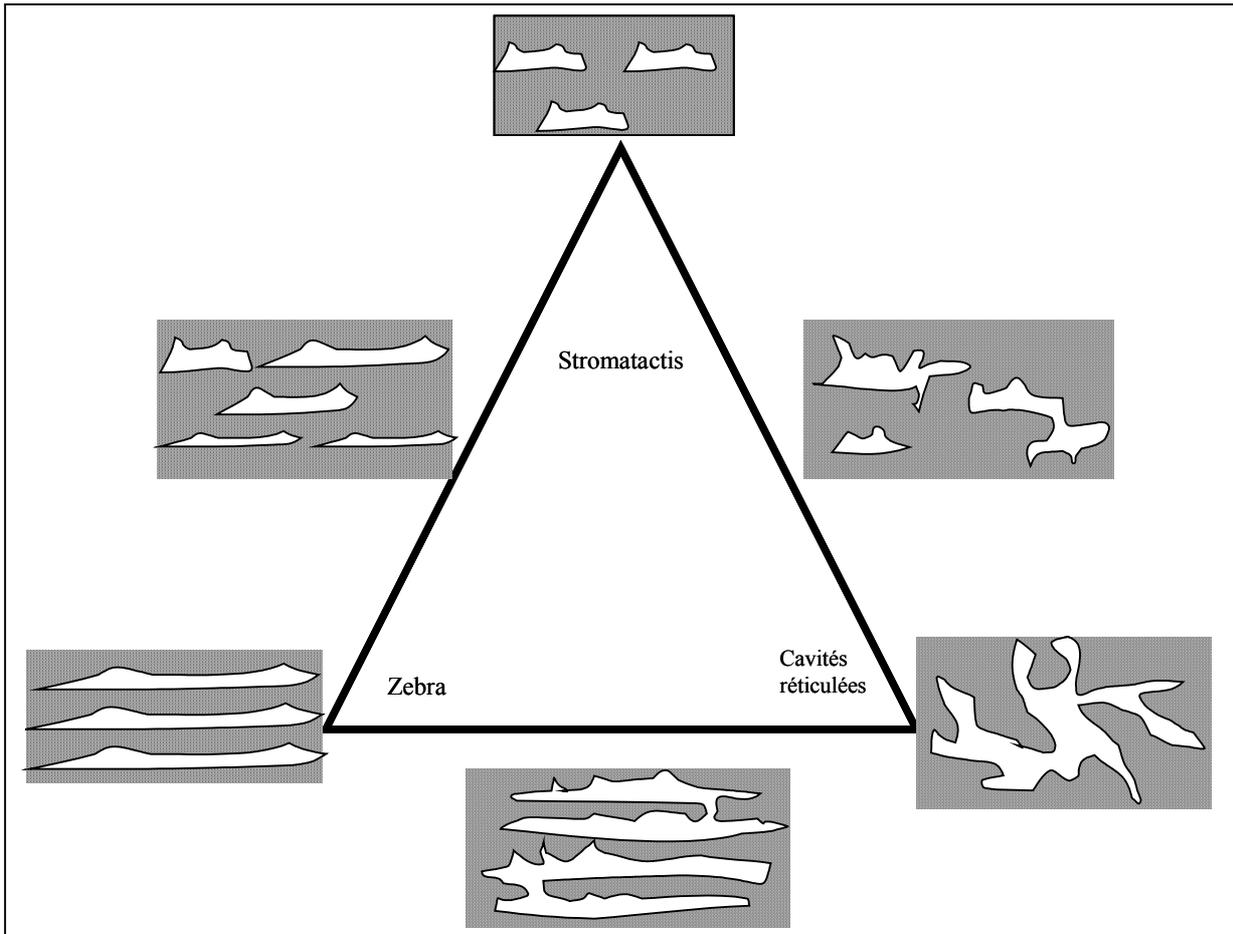


Fig. II.1 – Intermédiaires morphologiques pouvant exister entre des stromatactis, des zebra et des cavités réticulées (Van Laer, 1988)

### II.1.3 - Origine des stromatactis

Actuellement, il existe deux courants bien opposés pour définir l'origine des stromatactis. Pour les uns, ils sont dus à un processus physico-chimique ou mécanique. Pour les autres, ils sont dus à un mécanisme organique.

#### a) *Origine physico-chimique*

- a) Les stromatactis sont des structures diagénétiques résultant de la recristallisation de la micrite : cette hypothèse a été principalement défendue par Black (1952) pour des stromatactis (reef-tufa) provenant de divers calcaires récifaux carbonifères d'Angleterre et par Ross *et al.* (1975) qui ont étudié des monticules micritiques ordoviciens du Nevada. Ces auteurs montrent que certains éléments figurés (notamment des Bryozoaires, des Lumps, des Ostracodes) sont suspendus dans la calcite fibreuse (Ross *et al.*, 1975, p. 22 et 35 ; Black, 1952, p. 197), que certains présentent un début de recristallisation (Black, 1952, p. 199), que les mêmes organismes se retrouvent dans la matrice et dans les stromatactis et enfin que les compositions chimiques et isotopiques de la calcite fibreuse et de la matrice sont identiques (Ross *et al.*, 1975, p. 33). Ces observations sont utilisées pour démontrer l'origine de certains stromatactis par recristallisation locale de la micrite.

- b) Les cavités sont dues à un phénomène d'ouverture de sédiment sous l'effet de compressions latérales. C'est Schwarzacher (1961) qui a fait une étude géométrique sur les récifs carbonifères d'Irlande.
- c) Les stromatactis sont dus à des phénomènes de thixotropie : ce processus est proposé par Heckel (1972) pour expliquer la formation des stromatactis de monticules micritiques du Dévonien dans la région de New-York. Dans des boues gorgées d'eau, le moindre choc peut faire précipiter le sédiment, amenant la séparation de l'eau et de la boue qui se dépose au fond de la cavité nouvellement formée. Des tassements différentiels semblent pouvoir être impliqués dans la formation des stromatactis ainsi que des échappements de gaz sont probablement responsables de la formation de ces cavités (sources multiples) (birdeyes).

Ces structures peuvent former des bouquets et se connecter par des ponts sparitiques.

Les sédiments encaissants sont très diversifiés :

- Faciès à Echinodermes,
- Faciès à Brachiopodes,
- Faciès à Bryozoaires, Ostracodes et spicules de Spongiaires,
- Faciès à calciphères et micro-mollusques.

Cette hypothèse est également soutenue par Pray (1958), Schwarzacher (1961), Philcox (1963), Lees (1964), Heckel (1972), Kendall et Tucker (1973), Playford et Lowry (1976).

D'autres éléments de travail sont également proposés à savoir une hypothèse mécanique : cette ouverture de cavité est due à une injection de boue molle entre les sédiments à divers stades de cohésivité (au Winnifred Pass, Canada).

La dissolution semble jouer un rôle important dans la formation de cavités réticulées. Ce processus a été proposé pour la première fois dans des mud-mounds famenniens de Hunsrück (Bandel et Meyer, 1975) où des boues calcaires rouges à stromatactis côtoient des boues argileuses à radiolaires.

#### *b) Origine organique*

- a) De nombreux auteurs ont défendu l'hypothèse selon laquelle les stromatactis sont des structures liées à la décomposition d'algues (Lecompte, 1937 ; Prentice, 1950, p. 62 ; Belliere, 1953). Pour Tsien (1980), les stromatactis sont des organismes constructeurs qui présentent des variations écologiques (p. 90-91), qui sont aptes à piéger et à fixer les sédiments pour former des boundstones (leur forme est comparable à celle des Stromatoporoïdes et des Coraux...).
- b) Les stromatactis sont des structures liées à la recristallisation d'organismes métazoaires constructeurs.  
C'est Lowenstam (1950) qui remarque la forme irrégulière de certaines digitations des stromatactis avec des expansions latérales et des rentrants. Il attribue cette morphologie à une succession de périodes favorables à leur croissance.
- c) Les stromatactis sont des colonies microorganiques recristallisées : cette idée est émise par Tsien (1984). La calcite des stromatactis résulterait du remplacement de colonies microbiennes (excluant un passage par un vide).

- d) Les cavités sont dues à la disparition d'organismes à corps mou, indéterminés : c'est une des hypothèses les plus anciennes, Delhaye (1908a, p. 248-249). Le vide est d'origine organique. Mailleux (1913), Dumond (1929) ont également soutenu cette hypothèse. Bathurst (1959), après avoir décrit minutieusement les stromatactis, conclut à une origine organique modifiée par érosion interne et dépôt des sédiments érodés. Lees (1964) attribue une origine presque similaire pour le Waulsortien d'Irlande. Lees et Miller (1985) insistent sur le rôle des Bryozoaires Fenestellidés qui seraient responsables des cavités. Wallace (1987) attribue les stromatactis à un phénomène d'érosion-sédimentation à partir d'un vide d'origine organique.
- e) Les cavités sont dues à l'érosion synsédimentaire de boue non litée entre les tapis cryptalgaires. Pratt (1982) a proposé un système périodique. Des tapis stromatolithiques ou thrombolithiques sont recouverts par des apports de sédiments. Ce processus donne naissance à une structure répétitive boue-tapis algair ; si les apports sont épisodiques, on a une structure réticulée. Caron et Textoris (1974) ont montré que les filaments algaires ou cyanobactéries non calcifiés sont ubiquistes et pourraient en assurant la cohérence de la boue être responsables de la formation des ponts isolant les cavités. Après un remplissage partiel par des sédiments internes ces cavités donneraient naissance à des stromatactis.
- f) Les cavités sont liées à la bioturbation. Shinn (1968) s'est rendu compte de la ressemblance entre des terriers actuels de Crustacés (en Floride et aux Bahamas) et les stromatactis paléozoïques. Il y a retrouvé divers types de sédiments internes délimitant un plancher subhorizontal.
- g) Interprétation selon Bourque et Boulvain (Fig II-2). Dans leur étude sur l'origine des calcaires rouges paléozoïques à stromatactis, Bourque et Boulvain (1993) ont interprété les stromatactis comme liés à une diagenèse précoce des éponges. Ils définissent alors quatre zones diagénétiques successives :
- 1 – une zone d'existence des éponges et des tapis d'éponges plus ou moins enfouis dans la boue carbonatée.
  - 2 - une zone de réduction des sulfates : décomposition microbienne des éponges, précipitation des sulfures de fer, précipitation microbienne de  $\text{CaCO}_3$ , dissolution de la silice. Cimentation partielle des Eponges et de la boue, effondrement du matériel non cimenté, excavation interne par circulation d'eau interstitielle.
  - 3 - une zone d'oxydation de  $\text{Fe}^{2+}$  par l'oxygène d'eau de mer injectée dans le nouveau réseau de cavités pour produire du  $\text{FeO}^{3+}$ . Croissance des bactéries ferro-oxydantes dans les micro- et macropores.  
Premier encroûtement (marin), des cavités (naissance des stromatactis) : enfouissement progressif.
  - 4 - une zone de cimentation marine plus avancée (stromatactis), ouverture des fissures et des craquelures stratiformes ; croissance des bactéries ferro-oxydantes.  
Cette interprétation judicieuse peut éventuellement s'appliquer aux différentes structures stromatactoïdes rencontrées dans les affleurements.

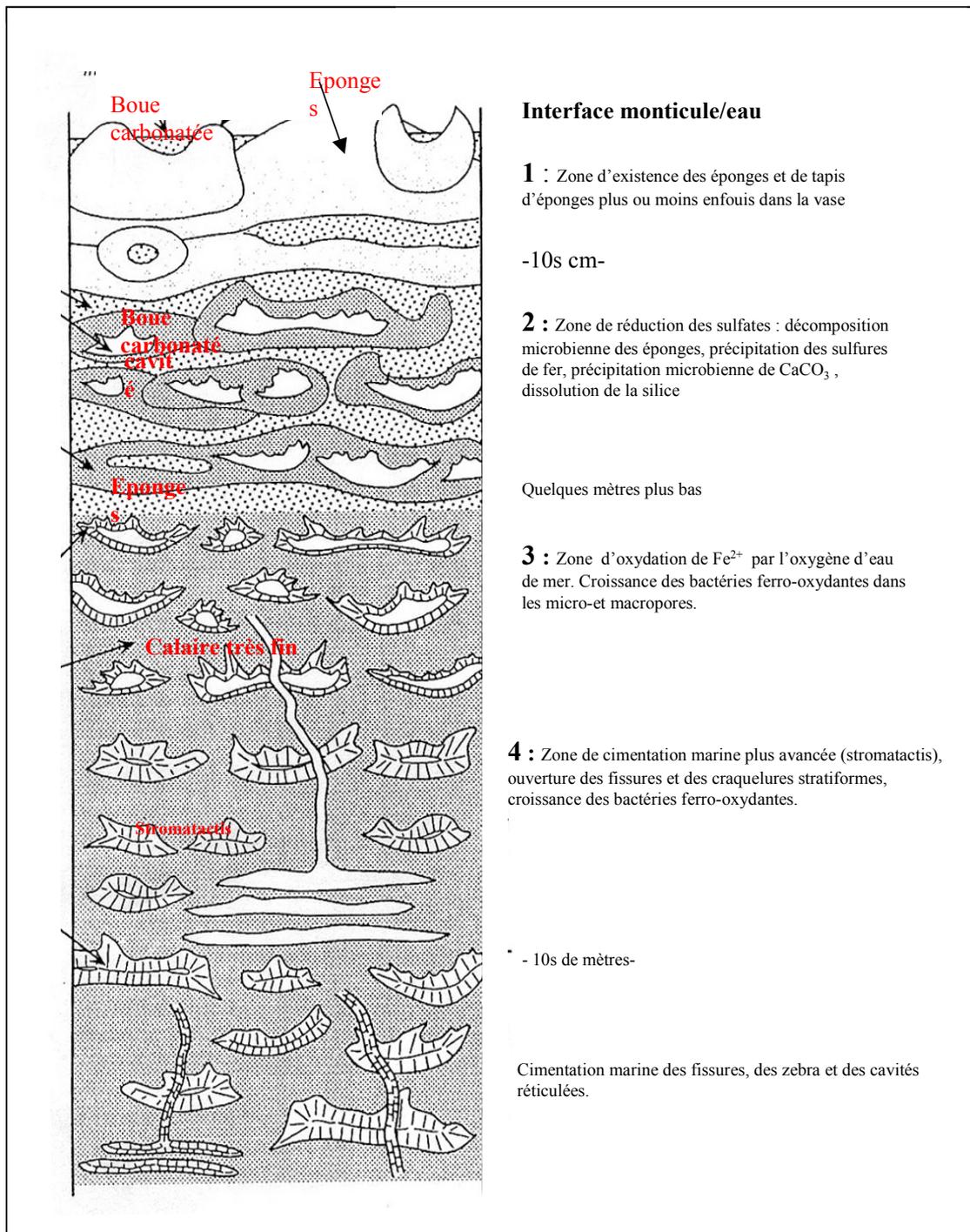


Fig. II.2 – Modèle de transformation des éponges en stromatolites (Bourque et Boulvain, 1998)

## **II.2 - REVUE HISTORIQUE DE CERTAINES BIOCONSTRUCTIONS ET MUD MOUNDS DU PALEOZOÏQUE**

---

La présentation d'une revue bibliographique concernant les constructions d'origine biologique est un travail ardu. Pour une approche réaliste du phénomène nous nous focaliserons sur les constructions qui ont des points communs avec notre travail ; nous présenterons essentiellement entre autres les constructions dont la constitution présente un pourcentage de boue non négligeable.

Les seules constructions existant au Précambrien sont d'origine stromatolithique. Les Archaéocyatidés vont jouer un grand rôle. Ce sont des organismes filtrants. Les coraux et les stromatopores attestent de la diversité maximale pendant le Givétien et une grande partie du Frasnien. Depuis la fin de l'Emsien et jusqu'au Givétien, le niveau marin s'est maintenu à des niveaux exceptionnellement hauts avec quelques épisodes de retrait mineurs. Les périodes de haut niveau marin coïncident avec la diversité maximale des invertébrés tropicaux marins benthiques (Coraux, Stromatoporoïdes, Brachiopodes) (voir chapitre IV - Sédimentologie).

Le Givétien se termine par une régression brutale enregistrant des hiatus dans plusieurs séries de plate-formes épicontinentales. Cet événement coïncide avec 50 à 60 % de perte des taxons marins tropicaux, principalement récifaux et péri-récifaux, et surtout les Coraux rugueux tabulés et les Brachiopodes.

Des cycles transgressifs se reproduisent au cours du Frasnien, avec un autre pic de développement récifal au Frasnien moyen, suivi des déclin successifs. A la limite d'extinction Frasnien-Famennien les récifs coralliens sont éliminés mais quelques monticules de boue à récifs microbiens, récifs à Lithistidés, calcimicrobiens ont résisté jusqu'à l'extinction finale vers la fin du Famennien.

La période du Dévonien terminal marque la seconde plus grande extinction en masse des récifs à invertébrés de l'histoire phanérozoïque de la terre. Les récifs se sont développés abondamment au milieu du Frasnien mais n'ont pas atteint de hautes latitudes comme au Givétien.

Pour le Permien, l'importance des bactéries et l'influence de la fluctuation du niveau d'eau sont importantes. Les récifs permien sont éparpillés à travers le monde : la Téthys (Grèce, Sicile, Tunisie, Oman), Chine, Thaïlande, Mexique, Angleterre, Allemagne et URSS. La plupart des récifs se concentrent sur les marges et autour des bassins intra-cratoniques. Nous passons en revue, à travers toute l'échelle stratigraphique, certains mud-mounds connus de par le monde.

### **II.2.1 - Au Précambrien**

Les seules constructions existant au Précambrien sont d'origine stromatolithique. L'incorporation et la dominance des cyanobactéries dans l'écosystème stromatolithique ont permis une prolifération de la vie microbienne. Elles ont érigé des constructions décamétriques, tels que le complex Pethei group (bordure de l'Aulocaugene d'Athapuscow, cité par Hoffmann (1974). C'est une unité carbonatée dans laquelle les stromatolithes sont les principaux édificateurs. Ils se sont déposés sur la plate-forme, sur la rampe et dans le bassin.

## II.2.2 - Au Cambrien

Parmi les métazoaires, les Archéocyatidés jouent un grand rôle. Ce sont des organismes filtrants. Au Canada, Read (1980) décrit un buildup, constitué de 31 % Renalcis, de 36 % de boue et de 26 % d'Archéocyatidés dont les dimensions sont de 90 m de haut pour 610 m de base.

## II.2.3 - A l'Ordovicien

- Névéda, Antelope Valley Limestone (Ross *et al.*, 1975). Il s'agit d'accumulations de boue en forme de dôme : 300 m de large et 100 m de haut et une pente de 30°. Les formations sous-jacentes sont constituées de calcaires boueux laminés à poches plus riches en spicules d'éponges. Ces boues à structures fenestrées ont été bioturbées et fracturées. Vers le sommet elles passent à un grainstone crinoïdique à Ostracodes. La base et certaines parties latérales du mud-mound sont constituées d'un calcaire boueux à zebra, il s'agit d'un calcaire à Crinoïdes, trilobites et ostracodes. La partie centrale du monticule est constituée de calcaire à Crinoïdes, spicules d'Eponges, ostracodes trilobites dans lesquelles se retrouvent 15 à 20 % de stromatactis cimentés par de la calcite radiale.
- Virginie, Formation de Murrat et Efna (Read, 1980). Ces édifices présentent 200 m d'épaisseur, ce sont des mudstones à Crinoïdes, Bryozoaires, spicules de Spongiaires et Solénopores. Les stromatactis occupent 20 à 30 % du volume de la roche et sont cimentés par de la calcite fibreuse ou des hydrocarbures. La sole est constituée de calcaires bioclastiques et peloïdes en minces bancs bioturbés et perforés. Le sommet des mud-mounds peut être recouvert d'une couche centimétrique de sulfure et de phosphate collophorme (stromatolithique).
- En Suède, Leptaena Limestone (Hadding 1941). La roche est constituée d'une boue calcaire dense blanche rouge verte ou noire qui se présente en d'énormes lentilles atteignant jusqu'à 1000 m de long et 100 m de hauteur (Chasmote stage et Dalmanites stage : Ordovicien moyen et supérieur). Trilobites, brachiopodes et céphalopodes ont pu s'accumuler en grande quantité dans certains horizons à l'intérieur des mud-mounds. La boue présente des stromatactis et contient des stromatolithes laminaires millimétriques à centimétriques distribués dans toute la masse de la roche. Les coraux s'accumulent en petites colonies éparses dans le mound mais préférentiellement sur le sommet des constructions.

## II.2.4 - Au Silurien

- En Amérique
  - La région des Grands Lacs (Lowenstam (1950, 1957) ; Textoris et Carozzi (1964)  
Ce sont des mud-mounds riches en Bryozoaires. Des hauteurs de 30 à 70 m sont signalées. Ces monticules présentent plusieurs stades de croissance et commencent par des wackestones à Crinoïdes associés à des Coraux et de rares stromatopores. La boue est riche en éléments argileux et peut présenter des stromatactis. La suite est constituée de mudstones et de wackestones à Bryozoaires riches en stromatactis. Puis nous trouvons un autre niveau de wackestones riches en stromatactis et Bryozoaires. Le sommet passe à un vrai récif constitué d'une armature rigide.
  - Les constructions du Michigan (La Mesolella *et al.*, 1974 ; Maurin, 1972)  
Il existe deux types de constructions carbonatées. 1) La barrière constituée de sable carbonaté grossier, de flostones à stromatopores, de boue dans les endroits protégés et de

stromatholites au cours du confinement. Ce genre de construction se situe sur la plateforme. 2) Dans le bassin, on trouve des mud-mounds à Crinoïdes, Bryozoaires et Coraux. La croissance de ces mud-mounds est interrompue par des phases de confinement (épaisseur inférieure à 200 m).

- En Europe, une revue générale a été publiée sur les constructions siluriennes européennes (Reading, 1984).
- Dans le Welsh borderland anglais, les constructions wenlockiennes ont en moyenne 12 m de large pour 4.5 m de hauteur. La plus haute affiche 100 m de large pour 20 m de haut. La base des constructions est constituée de lentilles de calcaire crinoïdique associées à des Bryozoaires, Brachiopodes et petits Coraux. La masse calcaire est constituée de Coraux coloniaux (tabulés). Les stromatopores et Bryozoaires sont secondaires ; les rugueux branchus sont également présents dans une matrice de biomicrite. Les flancs sont constitués de biosparudites crinoïdiques.

## II.2.5 - Au Dévonien

### *a) Dans le monde*

Des constructions qui font la jonction entre le Silurien et le Dévonien sont absentes en Amérique et en Europe. Les seules décrites se retrouvent au Pakistan (Mistian, 1982) à partir du Dévonien moyen jusqu'à la transition Frasnien-Faménien.

C'est au Dévonien moyen que la vie benthique connaît son plus bel essor. Certains complexes carbonatés dus aux organismes constructeurs ont pu s'étendre sur des centaines de km<sup>2</sup> et avoir des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres.

- En Afghanistan (Mistian, 1985) : On assiste au cours de la période dévonienne au développement d'ensembles récifaux ou pararécifaux importants.  
Au Dévonien inférieur : Formation de Bocan, 500-800 m d'épaisseur sur 70 km de large. D'aspect massif, pauvre en fossiles mais riche en stromatactis (mud-mound), cette formation peut atteindre une épaisseur d'un millier de mètres. On serait tenter d'expliquer la formation de Bocan par une succession de mud-mounds plus ou moins anastomosés plutôt que par une structure continue.  
Au Givétien-Frasnien : Formation de Gawak (récifale). La série débute par des encrinites d'une épaisseur d'une vingtaine de mètres ; on voit ensuite apparaître quelques organismes constructeurs en position de vie (Tabules et petits Bryozoaires encroûtants). L'étape suivante est représentée par des tetracoralliaires et stromatopores lamellaires plus puissants.
- En Australie, Lennard shelf à l'Ouest (Elloy, 1972). Le Dévonien affleure suivant une série de "Ranges" de plusieurs dizaines de kilomètres de long, orientés NW-SE et se relayant sur une distance de 300 km. Les pentes sont fortes, de l'ordre de 30°. Des stromatholites croissent verticalement sur des strates antérieures.
- En Europe, les constructions dévoniennes sont nombreuses ; situées en Allemagne, en Belgique, en Angleterre, en Espagne et en Pologne ... Une revue spécialisée a été publiée par Burchette en 1981.
- En Bohême se trouvent les niveaux construits les plus anciens d'Europe. Le "Koneprusy limestone", 200 m d'épaisseur, passant latéralement à 90 m. La base est un calcaire crinoïdique surmonté par des calcaires à Algues, stromatopores et Coraux.

- En Autriche, Burchette (1981) décrit des buildups qui s'empilent sur plus de 1000 m d'épaisseur cumulée. La tectonique affectant cette région rend difficile une reconstitution de l'environnement (daté Dévonien inférieur-Frasnien).
  - Reijers (1984) décrit des patch-reefs en Espagne, datés emsiens ; ce sont des boundstones à Coraux et Bryozoaires à matrice argileuse : c'est un faciès de « reef tract » ayant un aspect bihermal. Les faciès à back reef sont constitués de mudstone, wackestone et packstone à peloïdes, ostracodes, calciphères, Gastéropodes et Brachiopodes alignés le long d'une grande faille. Les faciès de « fore reef » sont constitués de grainstone à Crinoïdes, Coraux, Bryozoaires, avec des intercalations argileuses.
  - En Pologne, le Givétien de la région des "Holy Cross Mountain" montre des développements de « patch reef » et des constructions plus importantes à stromatopores massifs.
- En Amérique du Nord. Le bassin du Dévonien de l'Ouest du Canada est d'une extension considérable.
- La formation Winnipegosis du Dévonien moyen (Reinson et Wardlaw, 1972). Ils y distinguent un membre inférieur constitué de calcaire à oncoïdes dans une matrice boueuse à Brachiopodes, Coraux et Crinoïdes. Le sommet de cette unité est constituée de sédiments argilo-carbonatés ; il est lui-même surmonté par un membre dolomitique (100 m d'épaisseur).
- Swann Hill (1984) décrit au Dévonien moyen un complexe carbonaté de plusieurs kilomètres de diamètre, pour des épaisseurs de 40 à 50 m.
- Exploration Staff, Chevron Standard Limited (1979) décrit les dernières constructions frasniennes : il s'agit de mounds lenticulaires de la formation de Nisku, pouvant atteindre 110 m d'épaisseur. Ces mounds présentent une matrice fine et de nombreux stromatactis.
- Dans l'état de New-York, le Tully limestone, daté fini-Dévonien moyen, a été étudié par Heickel (1973). Il se caractérise par le développement d'alignements de mud-mounds. Ceux-ci sont constitués par des calcaires boueux massifs, gris clair et des stromatactis (30 m de largeur, 400 m de longueur et 10 m de hauteur).

#### *b) Au Maroc*

Les mud-mounds de la région de Hmar Laghdad (Anti-Atlas oriental, Maroc) s'étendent du Praguien au Zlichovien (Emsien) avec une prédominance au Zlichovien supérieur (20 km au SE de la région d'Erfoud) (voir l'étude détaillée en Annexe).

Les calcaires à Crinoïdes représentent la semelle d'une cinquantaine d'édifices calcaires coniques aux morphologies diverses, très impressionnants, isolés ou coalescents. Ces calcaires présentent un maximum d'épaisseur au centre de Hamar Laghdad et s'amincissent de part et d'autre. Leur taille est très variable. La hauteur varie de 1 à 100 m et leur diamètre peut atteindre 100 m. La forme est souvent dissymétrique à flancs hauts et abrupts vers le Nord et plus doux vers le Sud.

Les conditions qui ont favorisé l'installation des récifs de Hmar laghdad sont d'abord environnementales. Les organismes constructeurs, essentiellement des Coraux, ont nécessité de la lumière, de la nourriture et un substrat. La tectonique synsédimentaire a également joué un rôle important :

- Existence d'une zone haute mais suffisante pour faire proliférer les organismes constructeurs.

- La tranche d'eau du niveau marin est maintenue au Zlichovien, malgré cette incessante instabilité.
- Les failles synsédimentaires ont maintenu le bâti structural de l'époque.
- La circulation d'eau chaude a joué un rôle pour l'environnement.

## II.2.6 - Le Carbonifère

Les stromatopores et les Brachiopodes furent réduits, les tabulés disparus, les Coraux rugueux, très affectés au début, ont pu donner de nouvelles radiations. C'est une période où les extinctions des organismes constructeurs sont à leur apogée, mais le fonctionnement des mud-mounds n'est nullement affecté par ce changement d'écosystème. Les processus de fonctionnement des mud-mounds et l'organisme (Eponges ?) responsable de l'édification des mud-mounds ne changent pas.

### a) *Le Waulsortien : Tournaisien moyen - supérieur et Viséen inférieur moyen*

En Belgique (Lees *et al.*, 1985), le Waulsortien présente une épaisseur qui varie de dix à une centaine de mètres avec des pentes très inclinées (Fig. II.3). Les faciès peuvent être résumés ainsi :

- Phase A : Association à faible diversité caractérisée par l'abondance des fenestellidés entiers et de débris à Crinoïdes, des ostracodes, des Brachiopodes et des bivalves. Les fenestellidés sont entiers et jouent le rôle de substrat.
- La phase B est caractérisée par des sclérites de Spongiaires siliceux. Parmi les buildups fameniens, nous retrouvons également à Baelen, en Belgique, 50 m d'épaisseur et constitués de boues crinoïdiques, avec des pentes sédimentaires fortes.
- Phase C : Pas de fenestellidés, mais des foraminifères pluriloculaires. La macrofaune est représentée par des Gastéropodes, des Echinodermes et des Trilobites. La fraction boueuse est importante, on note également la présence de clastes.
- La phase D est reconnaissable par la présence de grains micritisés. Il y a une forte abondance de fenestellidés encroûtés dans des cyanobactéries. La fraction boueuse est moindre par rapport à la fraction sparitique. La sole est un wackestone, packstone à glauconie et bioclastique.  
Le modèle paléogéographique est suggéré par Lees. C'est une rampe où peuvent être trouvés des escarpements de failles synsédimentaires.

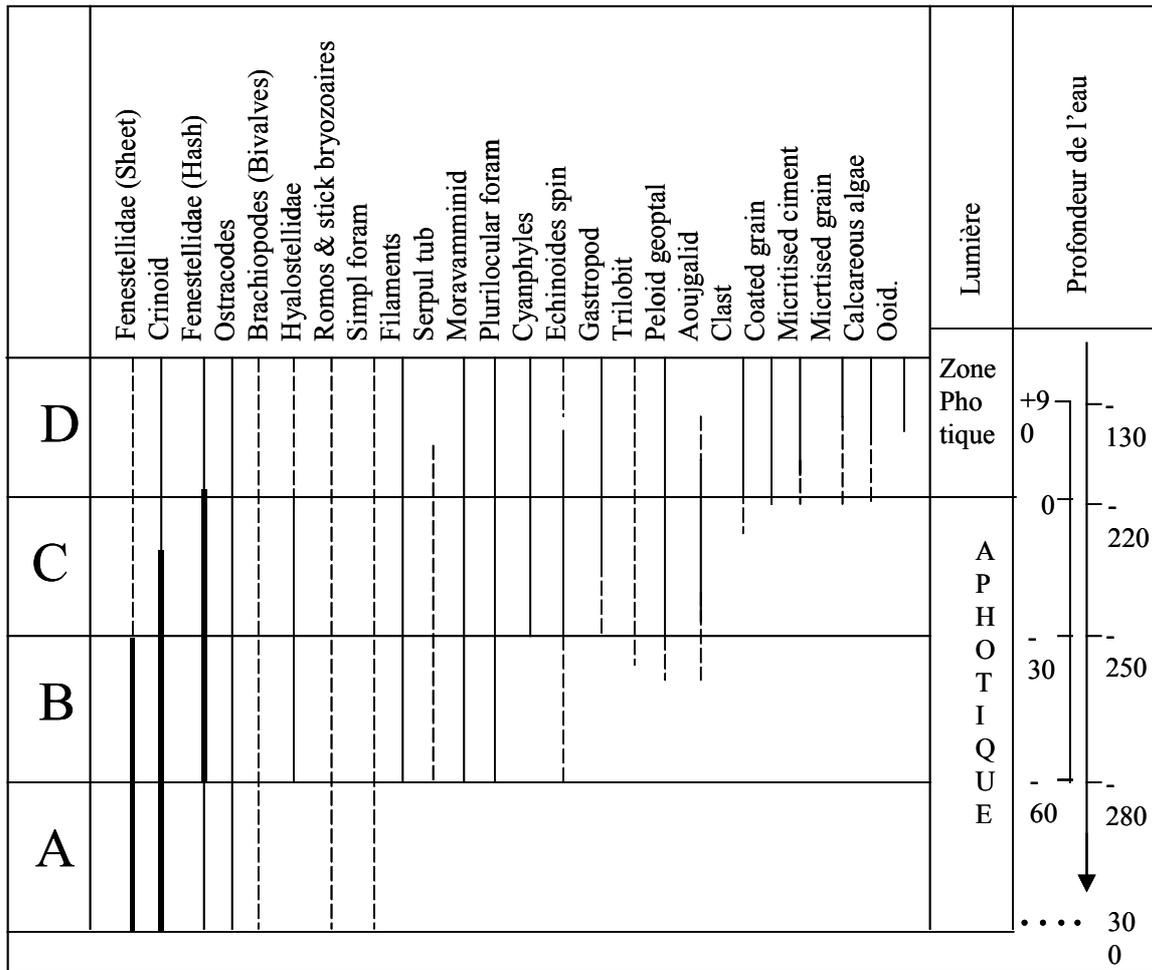


Fig. II.3 – Distribution des constituants dans les phases waulsortiennes et estimation des profondeurs d'après Lees *et al.* (1985)

*b) Le Carbonifère supérieur*

Le Namurien est pratiquement dépourvu de buildups carbonaté. Le Westphalien marque l'apparition d'algues phylloïdes capables de construire.

- En Algérie : des massifs bioconstruits d'âge viséen supérieur affleurent à la marge Nord-Ouest du grand Erg occidental. Ce Viséen est formé de cinq formations dont trois sont entièrement carbonatées. Cette succession viséenne est formée d'un empilement de séquences de « shallowing upward ». Une séquence idéale comprend un ensemble biohermal massif constitué principalement par l'association Eponges – Fenestelles – Crinoïdes et Algues rouges ensevelie sous des strates de grainstone à Crinoïdes et/ou oolithes. La distribution verticale de la microflore traduit une zonation verticale en fonction de la profondeur.

La sédimentation a été contrôlée par les fluctuations périodiques du niveau marin. Les biohermes de Bechar ont été édifiés par une association Fenestelles et Eponges sur la partie la plus profonde d'une rampe carbonatée. Ils sont comparables aux waulsortiens classiques. Ils

ont subi une séquence diagenétique passant graduellement du milieu marin au milieu d'enfouissement profond (Fig. II.4).

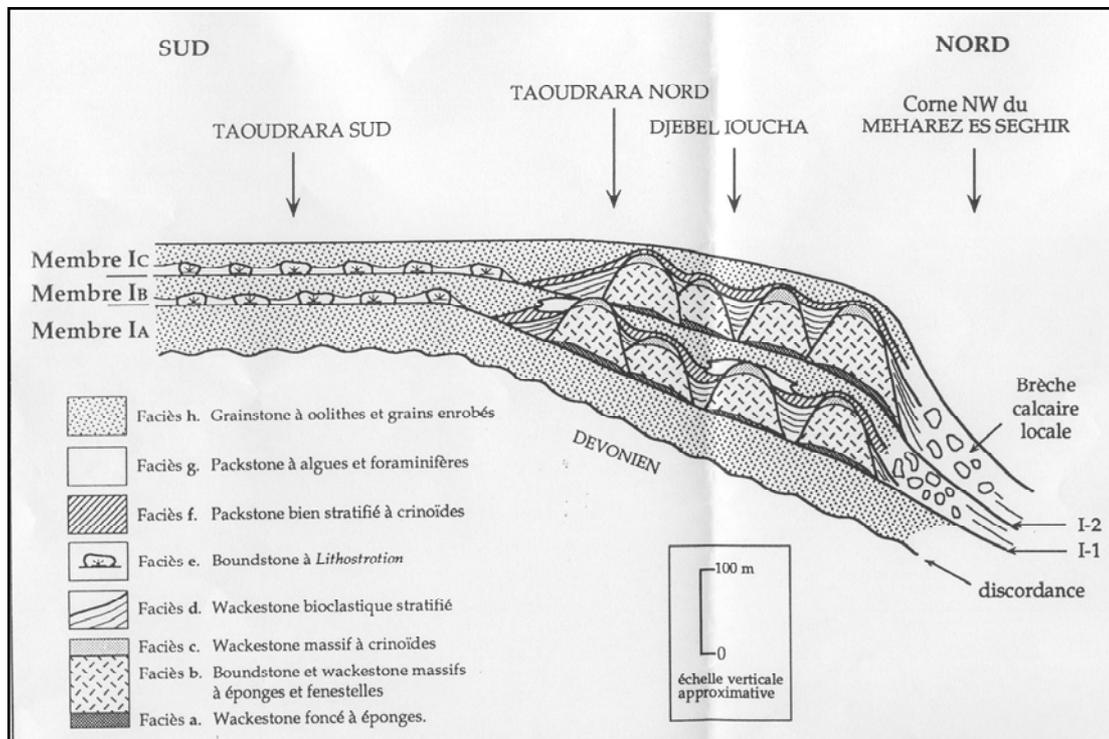


Fig. II.4 - Architecture interne de la formation d'Ioucha et répartition des faciès selon une coupe orientée Nord-Sud.

- Aux USA : les algues brunes et vertes ont été reconnues dans le Paradox Basin (Baars et Stevenson, 1982). La morphologie est lenticulaire, de 8 à 15 m de hauteur, avec des pentes de 25 à 30°. Quand ils sont coalescents, ils peuvent atteindre 3 km de long et 1,5 km de large.
- En Europe, Eichmüller (1985) décrit des buildups dans le Nord de l'Espagne. Ce sont des lentilles plates de 5 à 10 m de haut pour 50 à 100 m de large ; constitués de bindstone et de bafflestones d'algues et stromatopores. La matrice est une micrite présentant des cavités cimentées.
- Au Canada, dans le bassin de Sverdrup et dans la formation d'Otto Fiord, des buildups sont décrits, atteignant 30 m d'épaisseur, 300 m de large et des pentes de 25 à 30°. La base est constituée de calcaires argileux crinoïdiques ; les muds sont formés par des organismes tubulaires et branchus, associés à des Fenestellidae, Bryozoaires, Ostracodes et Brachiopodes. La couverture est constituée par des calcaires bioclastiques argileux à Crinoïdes, Brachiopodes, spicules d'Eponges, ammonoïdés et des peloïdes.

## II.2.7 - Le Permien

Flügel (1984) différencie sept types de construction au Permien :

- les buildups à calciponges et Algues : situés en bordure de shelves ou sur des pentes,
- les buildups à tubiphytes et Algues : situés en bordure des shelf ou sur des pentes ou rampes,
- les buildups à stromatolithes : présence des stromatolithes et cryptalgaires associés aux Bryozoaires,
- les buildups à Bryozoaires et Algues, construits par des Bryozoaires branchus et Fenestellidés,
- les buildups à Paleophysina : ce sont des stromatopores ou des spongiaires,
- les buildups à Algues phylloïdes,
- les buildups à Coraux.

Nous citerons Captain reef complex, au Texas/Nouveau Mexique. Il forme l'un des géants pétroliers des Etats-Unis. Meissner (1972) et Dunham (1972) distinguent à l'arrière-barrière : des calcaires parfois dolomitiques à péloïdes et ostracodes mollusques, calcisphères stromatolithes et des mud-wackestone à fenestrae. Les sommets du shelf sont des calcaires à dasycladacées, ooïdes, gastéropodes et foraminifères. La partie massive est constituée des mounds coalescents. Ce sont des mudstones à Spongiaires, des encroûtements divers de Tubiphytes et cavités cimentées. Des wackestones bioclastiques associés à des encroûtements de ciments fibreux ainsi des calcaires à Algues phylloïdes à fragments d'Archeolithoporella.

Remarque : les tubiphytes sont des cyanobactéries, parfois des Algues rouges ou des Spongiaires.

Dans les Alpes (Autriche, Italie, Yougoslavie), des mounds à Tubiphytes ont été étudiés par Flügel (1981). Ils se situent sur des pentes et se caractérisent par trois faciès :

- Biopelsparites à Tubiphytes et Archeolithoporella, péloïdes de tailles diverses,
- Intrabiosparites à fragments d'Archeolithoporella et Intraclastes,
- Pelsparites.

En Oural, des trends de buildups culminant jusqu'à 1200 m d'épaisseur ont été décrits par Chuvashov (1983). Ils se situent en bordure de shelf et sont constitués de Tubiphytes, Stromatolithes, algues vertes et rouges.

Dans le NE de l'Angleterre, il s'agit d'un trend linéaire de récifs dolomitiques ayant une centaine de mètres d'épaisseur et délimitant la marge du shelf carbonaté (Smith, 1981). La base est une lumachelle de Bryozoaires, Brachiopodes, Gastéropodes, bivalves et Crinoïdes. Le corps du récif est un empilement de patches centimétriques à décamétriques, de colonies de Bryozoaires fenestellides en position de vie. Le sommet est formé de dolomies stratifiées, d'épaisseur de 20 à 40 m.

## II.2.8 - Le Tertiaire et le Récent

Les récifs holocènes sont décrits par plusieurs auteurs notamment Glynn (1973), Milliman (1973), Adey (1978) ... De ces écrits, il ressort qu'il existe très peu de similitudes entre le récifs actuels et anciens. Les différences sont dues aux facteurs écologiques et aux variations eustatiques.

- Monticules coralliens d'eaux froides et profondes (Coraux hexacoralliaires ahermatypiques) : leur distribution est large, allant de quelques mètres à 6000 m. Température de 1°C à 27°C. La richesse des espèces est rare (Atlantique Nord).
- Les buildups à Bryozoaires, de 130 m à 200 m dans le golfe d'Akaba. Hottinger (1984) a mis en évidence ce type de construction dans un milieu où seul le taux de sédimentation pélagique vient perturber un milieu isotrope. Des buildups à Bryozoaires sont aussi présents dans la partie supérieure du talus continental, au Sud de l'Australie.
- Certains buildups profonds, à Coraux ahermatypiques ne possèdent pas d'armature rigide et sont constitués de boues carbonatées. Des mud-mounds sont signalés dans la baie de Calvi, en Corse (Monty, 1982). Ces mud-mounds sont signalés entre 80 et 200 m de profondeur. Sur plusieurs mètres d'épaisseur sont enregistrées des lentilles sigmoïdes associées à un upwelling vigoureux qui remonte le canyon. Ce sont essentiellement des boues microbioclastiques riches en organismes microbiens.

En Floride sont signalés des mud-mounds isolés, extrêmement plats de un à plusieurs kilomètres de diamètre et de 2 m d'épaisseur (Bosence *et al.*, 1985 ; Turmel et Swanson, 1976).

### **II.3 – CONCLUSION**

---

Les mud-mounds existent, comme nous venons de le montrer, sur toute l'échelle stratigraphique. Cette existence est due à différents facteurs.

Leur diversité est due à

- leur taille variable dans les trois dimensions (hauteur de 2 à 800 m, largeur de 300 m à plusieurs kilomètres et longueur de 4 m à plusieurs kilomètres) ; leur pente varie de 20 à 70°,
- leur morphologie interne et externe,
- leur constitution biologique.

Leur évolution est donc étroitement liée :

- aux différentes niches écologiques des constructeurs,
- à la paléogéomorphologie du fond marin,
- à l'influence hydrodynamique,
- à l'apport des nutriments,
- à la température,
- à l'influence du niveau marin.

Il existe dans la littérature des termes très diversifiés concernant les "biobuildups" nous citerons reef, knoll, patch reef, table reef, bar barrier, barrier reef, fringing reef. Dans toute cette terminologie la notion de résistance aux vagues est présente (Heickel). Pour James (1983-1985) et Wilson (1975) les notions de morphologie, constitution et emplacement paléogéographique sont plus importantes.

Les mounds ont une position intermédiaire. En effet bon nombre de constructions ne sont que des mounds isolés, des mounds empilés verticalement (temps), des mounds alignés horizontalement (espace) ou bien les deux à la fois (voir précédemment la liste non exhaustive des mounds). Il existe également des "biobuildups" dont la forme est tabulaire ou complètement irrégulière (Angleterre), de vraies barrières continues dont les formes peuvent

être circulaires, linéaires, irrégulières (bassin de l’Ahnet entre autres). Les mounds isolés comprennent tous des biobuildups isolés sur les fonds marins, de forme grossièrement équidimensionnelle, bombée vers le haut quelque soit leur constitution, sans qu’il y ait de connotation génétique.

Van Laer (1988) propose des appellations pour différencier la multitude de buildups reconnus de par le monde. Cette terminologie facilite leur classement. "Les mounds empilés d’une manière régulière les uns au-dessus des autres mais séparés, du moins partiellement entre eux par des sédiments autres que construits, pourraient être appelés "stacked mound". Les empilements désordonnés de mounds, mais séparés par des sédiments autres construits, s’appelleraient "randomly piled mound".

Le terme de « mound » comprendrait ce que Heckel appelle "mound", "knoll", "patch reef" et ce que James appelle "patch reef", "reef mound".

Les mounds alignés sont très fréquents dans la colonne stratigraphique. Ils sont séparés par des dépressions plus ou moins importantes où s’accumulent des sédiments non construits. L’alignement se fait le long des ruptures de pente d’origine tectonique qui sont appelés "belts of mound".

Faire un modèle unique des mud-mounds n’est certes pas envisageable, car chaque construction suit sa propre histoire, par contre ils partagent de nombreuses similitudes tant au niveau de leur forme, de leur mise en place qu’au niveau de leur disparition (Fig. II.5).

	FACIES	BIOLOGY	DIAGENESIS	END PRODUCT	MODELS
	REEFAL	CŒLENTERATES RUDISTIDS	TROPICAL		} VERTICAL CLIMATIC CHANGE = TIME LOOK FOR GEOGRAPHIC SHIFT
	MUD BANKS MOUNDS SCALES STRONG DIPS & SHAPES FIELDS & CLUSTERS	STROMATACTIS ASSO RUGOSE BRYOS CRINOIDS etc SPECIALIZED	ARID-COOLER...etc...TROPICAL	DOLOMITIZ <sup>N</sup> PRONE POROSITY HORIZONTAL(K)	
	VARVES UNCONF.	GIANT ex TUR. GLOBIGER <sup>D</sup> DEV. CRINOIDS		APHANITIC STRUCT. STROMATACTIS TEXT. BITUMEN SOURCE ROCK	
	REEFAL	CŒLENTERATES RUDISTIDS	TROPICAL		

Fig. II.5 – Schéma de la succession et des caractères les plus communs aux mud-mounds (Bernet-Rollande *et al.*, 1981)

La période du Givétien correspond à une période exceptionnelle pour la diversité des Coraux et des stromatopores. Ces organismes associés aux cyanobactéries ont permis de construire nos magnifiques mud-mounds du bassin de l’Ahnet dans un contexte géologique particulier, que nous mettons en évidence lors de nos descriptions des édifices, région par région .

*- Chapitre III -*  
*STRATIGRAPHIE*



Avant de faire une description des différents édifices du bassin de l’Ahnet, il est judicieux de les positionner dans le temps. Notre travail s’inscrivant dans un contexte pétrolier, les moyens mis à notre disposition sont essentiellement les palynomorphes.

Dans le bassin de l’Ahnet, ces derniers sont très mal conservés, ils ont subi une grande chauffe (phase 4 – IAT). L’utilisation de la datation des anciens travaux reste ambiguë. Un grand effort reste à faire d’un point de vue stratigraphique. Il est unanimement connu que les récifs de la région de l’Ahnet sont d’âge Givétien ou Dévonien moyen, d’une façon générale. Les auteurs qui se sont penchés sur la datation que ce soit des paléontologues, ou micropaléontologues et même palynologues ne divergent pas sur cette attribution stratigraphique.

Le Dévonien est divisé en sept étages, regroupés en trois époques principales (Fig. III.1). Le Dévonien inférieur (Lochkovien, Praguien, Emsien), le Dévonien moyen, (Eifélien, Givétien), le Dévonien supérieur (Frasnien, Famennien). Toutes ces limites sont reconnues par la Commission Internationale de Stratigraphie (ICS) et sont associées à un stratotype global (GSSP) (Young et Laurie, 1996).

En Ma	Ères	Périodes	Étages	
		Carbonifère		
354	Primaire ou Paléozoïque	Dévonien	S	Famennien
				Frasnien
			M	Givétien
				Eifélien
			I	Emsien
				Praguien
				Lochkovien
400		Silurien		

Fig. III.1 - Les subdivisions du Dévonien (sources multiples)

### III.1 - GENERALITES SUR LE DEVONIEN

---

Le Dévonien, période de l'ère primaire, est à la charnière de deux cycles orogéniques : sa base marque la fin de l'orogénèse calédonienne avec la phase ardennaise et la mise en place des bassins sédimentaires du cycle hercynien ou varisque, dont l'évolution géodynamique se poursuivra jusqu'à la fin du Permien.

Le sommet du Dévonien est marqué par la phase orogénique bretonne ou ligérienne qui constitue les prémices des autres déformations du cycle hercynien. Un des traits majeurs du Dévonien est la naissance du continent des vieux grès rouges, du Sud des îles britanniques à la Pologne, bordé au Sud par un domaine marin. Cet immense continent est appelé la Laurasia. Les affinités étroites entre les faunes benthiques du Maroc et celle du Sud de l'Europe (Péninsule Ibérique, massif armoricain) suggèrent que la province méditerranéenne avait conservé son unité.

La sédimentation, dans ces régions où les faciès carbonatés parfois récifaux prennent de l'importance, s'accorde avec la baisse significative de latitude qui les influence à cette époque.

Le Dévonien est marqué par de nombreux événements catastrophiques ainsi que le développement des vertébrés aquatiques, l'apparition des plantes vasculaires et l'émergence des vertèbres à respiration aérienne (Tucker *et al.*, 1998). Sur le plan biologique, le Dévonien correspond à un tournant fondamental dans l'évolution, l'apparition ou l'affinement de nouvelles structures, et permet à de nombreux groupes d'organismes végétaux et animaux une conquête déterminante, celle du monde continental. Le Dévonien est également le théâtre de quelques mouvements épirogéniques. Les événements semblent liés à une régression marine de grande ampleur faisant suite à une longue période de haut niveau marin (Becker, 1993).

#### III.1.1 - Le Dévonien dans le bassin de l'Ahnet

Dans l'Ahnet, le Dévonien inférieur a été d'abord étudié par J. Fallot (1948), puis par l'équipe de l'Institut algérien du Pétrole (1970).

Des grès constituent les grands plateaux de l'Asejrad, l'Edikel, le Tassili de Tarit, en bordure du bouclier précambrien. Leurs falaises dominent la dépression argileuse intra-tassilienne (Silurien). Ils s'envoient au Nord sous les couches plus tendres du Dévonien moyen et supérieur qui forment le plat pays pré-tassilien. Cette falaise s'abaisse progressivement vers l'Ouest, traduisant un amincissement général dans cette direction (Fig. III.2).

Au-delà dans le Nord du Tanezrouft, nous voyons ces formations se biseauter et disparaître l'une après l'autre.

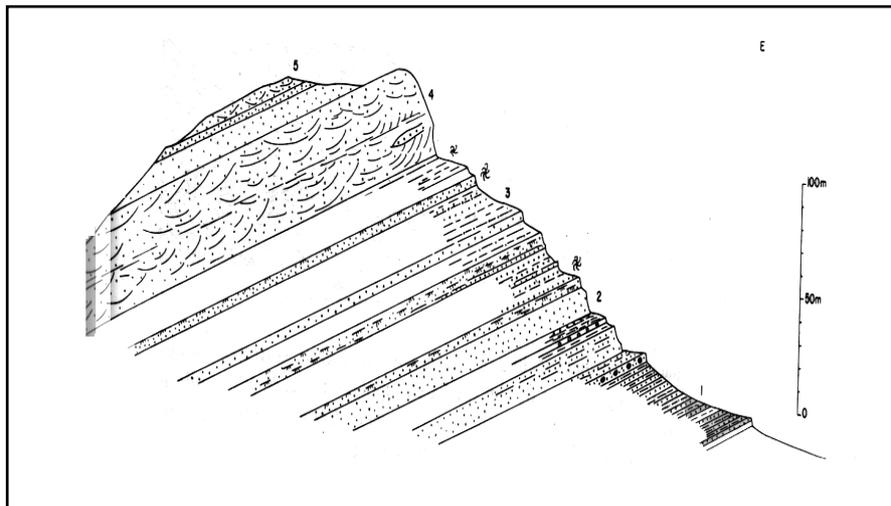


Fig. III.2 - Le Dévonien inférieur de Fom Immeden (Fabre, 1976)

La sédimentation du Dévonien est dominée par l'interaction des conditions continentales et marines ; l'épaisseur maximum des sédiments dévoniens se situe dans la partie sud du Bassin de l'Ahnet

- 1 - Le Dévonien inférieur ou Lochkovien : cette séquence est plus épaisse au Nord du bassin de l'Ahnet et dans le bassin de Timimoun, dans la région de Zarafa. La sédimentation du Dévonien inférieur a été dominée par des conditions marines peu profondes. Ce sont des grès bien arrondis et de grain à taille moyenne. L'épaisseur des unités gréseuses est de l'ordre de 2 à 20 m.
- 2 - Au Praguien : les conditions marines dominent toujours mais deviennent plus distales vers le Sud-Est et un environnement deltaïque se dessine. Les unités gréseuses ont des épaisseurs de 10 à 20 m et présentent les mêmes caractéristiques que le Lochkovien.
- 3 - A l'Emsien : la base de l'Emsien est caractérisée par des conditions de mer plus profonde. Une séquence argileuse (200 à 300 m, série des Rich à Tindouf) est retrouvée presque sur tout le Sud-Ouest algérien et se termine généralement par un corps gréseux de 5 à 25 m d'épaisseur. Ce corps gréseux exhibe un matériel détritique pauvrement classé, associé à des oolithes et des bivalves. Ce sont probablement des barres déposées dans des plates-formes continentales peu profondes et relativement stables (Fig. III.2).

Durant le Dévonien moyen, une période de régression très courte est suivie par une transgression pendant laquelle les conditions marines se sont réinstallées sur toute la région et une séquence essentiellement argileuse s'est déposée avec une série de carbonate de plate-forme (Fig. III.3).

Dans l'Ahnet, l'Eifélien correspond à la combe qui sépare la corniche formée par les derniers bancs de grès du Dévonien inférieur, de la crête calcaire du Givétien. On assiste à cette époque à une modification de la sédimentation : aux épandages sableux et argilo-sableux succèdent les dépôts calcaires.

Durant le Givétien, l'ensellement d'Azzel-Matti ainsi que les flancs du bassin de Reggane ont constitué des sites sur lesquels se sont développés les récifs qui sont l'objet de notre travail.

Durant le Dévonien supérieur les conditions marines franches se sont développées, matérialisées par une épaisse série argileuse. Les bassins de l’Ahnet et Reggane ont constitué les principaux dépôts-centres du Sahara central et occidental.

Au cours du Frasnien, le soulèvement continu des marges du bassin et la subsidence rapide du centre du bassin ont eu pour effet le développement de conditions anoxiques (argiles radioactives du Frasnien). Le Frasnien atteint 700 m au centre du bassin de l’Ahnet occidental (tectonique synsédimentaire).

Les dépôts où prédomine la boue marine argileuse se sont poursuivis durant le Famennien et ont atteint une épaisseur 900 m au Nord de Timimoun. Au Nord du bassin de l’Ahnet, la séquence tend à devenir plutôt silteuse et localement sableuse, indiquant une ligne de rivage ou un plateau continental vers le Nord. Dans le bassin de Reggane, le Famennien atteint une épaisseur maximum de plus de 1200 m.

Durant le Strunien, une période de régression majeure associée à la phase Bretonne a eu pour résultat le retour aux conditions de mer peu profonde avec dépôts de 5 à 200 m de silstone.

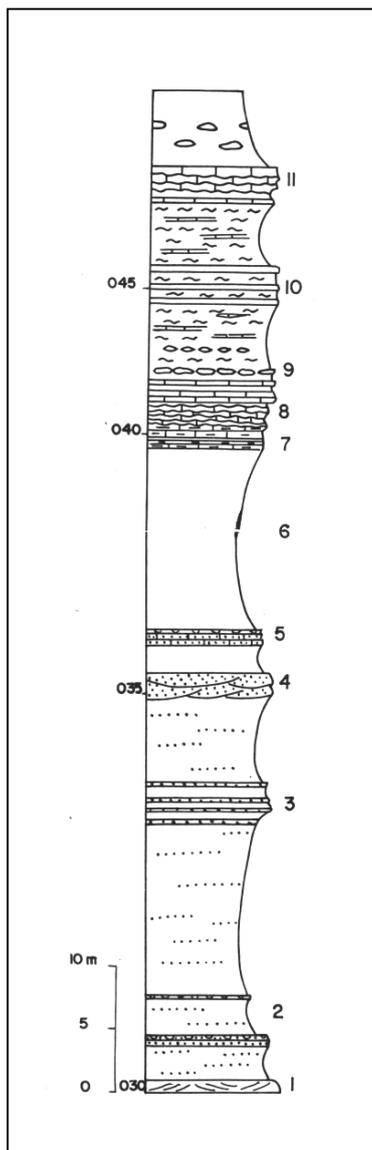


Fig. III.3 - Exemple de coupe du Dévonien moyen et supérieur de l’Ahnet et du Mouydir : coupe de l’Adrar Morrat (faciès argileux-gréseux) (Fabre, 1976).

Sur les grès quartzitiques du Dévonien moyen apparaissent des grès grossiers à ciment ferrugineux ou même des microconglomérats à éléments ferrugineux (1). Au-dessus se trouvent des argiles gréseuses alternant avec des grès fins puis apparaît un niveau lumachellique à coquilles très brisées (2). La séquence devient ensuite régressive avec des silts et des grès fins (3). Une deuxième séquence transgressive se développe et est représentée par des grès grossiers (4). Le niveau 5 est représenté par des argiles et des grès fins bioclastiques. Enfin le dernier niveau gréseux est représenté par des argiles feuilletées verdâtres surmontées par des calcaires qui sont déjà givétiens (6-7-8-9-10-11).

A l'Eifélien supérieur, on assiste à une nouvelle pulsation : la mer inonde les régions jusque-là préservées. Les apports détritiques diminuent tant par la taille des particules que par le volume total puisque les sources (terres émergées) se sont éloignées. La sédimentation biochimique prend le relais, des calcaires se déposent tant dans l'Ahnet oriental que dans la zone de Foum Belrem et le Mouydir. L'émersion qui a séparé les grès des calcaires ne se traduit aujourd'hui que par quelques centimètres ou décimètres d'argiles vertes, de microbrèches à galets d'argile ou d'oolithes ferrugineuses, comme en témoignent les différents affleurements étudiés dans le bassin de l'Ahnet, plus particulièrement dans la région de Oued Ouzdaf, Gouiret Bou el Mout et Gouiret Es Soud.

### III.2 - STRATIGRAPHIE

---

L'époque du Dévonien moyen est une période dont le climat a favorisé l'explosion de la vie benthique. De nombreuses constructions carbonatées se sont développées à travers le monde et ont pu s'étendre sur des centaines de km<sup>2</sup> et des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres. Les mud-mounds du bassin de l'Ahnet appartiennent à cette époque. Pour comprendre toute la dynamique de leur évolution, il faut les considérer dans un cadre « isotrope et intemporel ». Ainsi, les deux axes fondamentaux de la géologie, l'espace et le temps sont privilégiés. Tenter de comprendre les enchaînements latéraux et verticaux de faciès, c'est s'attacher à la dimension espace ; leur attribuer un âge, c'est s'intéresser à la dimension temps.

Selon le temps qui nous était imparti sur le terrain et suivant la répartition des différents sites étudiés, des coupes de terrain ont été levées sur les régions les plus accessibles, à savoir Akabli(AKB)- Gouire Es SOUD(GSD)- Gouiret Bou El mout( GBMT)-Mekerranne (MKR)- Oued Ouzdaf (ODZ) et Akabli-Sud-( AKBS).

Malgré les nombreuses tentatives de datation sur les niveaux carbonatés du Givétien, la maîtrise du temps reste une donnée qui nous échappe actuellement. La durée en temps de la construction et de l'installation de ces magnifiques édifices est tentée dans ce chapitre.

Les mud-mounds dévoniens se situent comme nous l'avons dit, sur la marge occidentale du bassin de l'Ahnet. Ils ont été décrits dans quelques travaux antérieurs (Moussine-Pouchkine, 1974 ; Wendt *et al.*, 1998, 2000). Ils ont été observés et cartographiés sur les cartes géologiques au 1/200 000 établies au début des années 70 par le BEICIP et la SONATRACH. Ils se répartissent sur trois feuilles géologiques au 1/200.000 : Aoulef El Arab, Méredoua et Tanezrouft entre 25°30'4 et 26° 30' 0) et 1° 45' (fig. III.4). Si leur répartition dans le temps, rattachée au Dévonien, fait l'unanimité des auteurs, l'explication de leur mise en place, de leur pérennité et leur répartition dans l'espace pose problème. D'une manière générale ils se présentent sous deux aspects différents (monticulaires ou barrières) sous des formes particulières (allongés, arqués, en croissant...)

Sur les huit affleurements cités (Fig. III.4), six font l'objet d'une étude sédimentologie détaillée (chapitre IV).

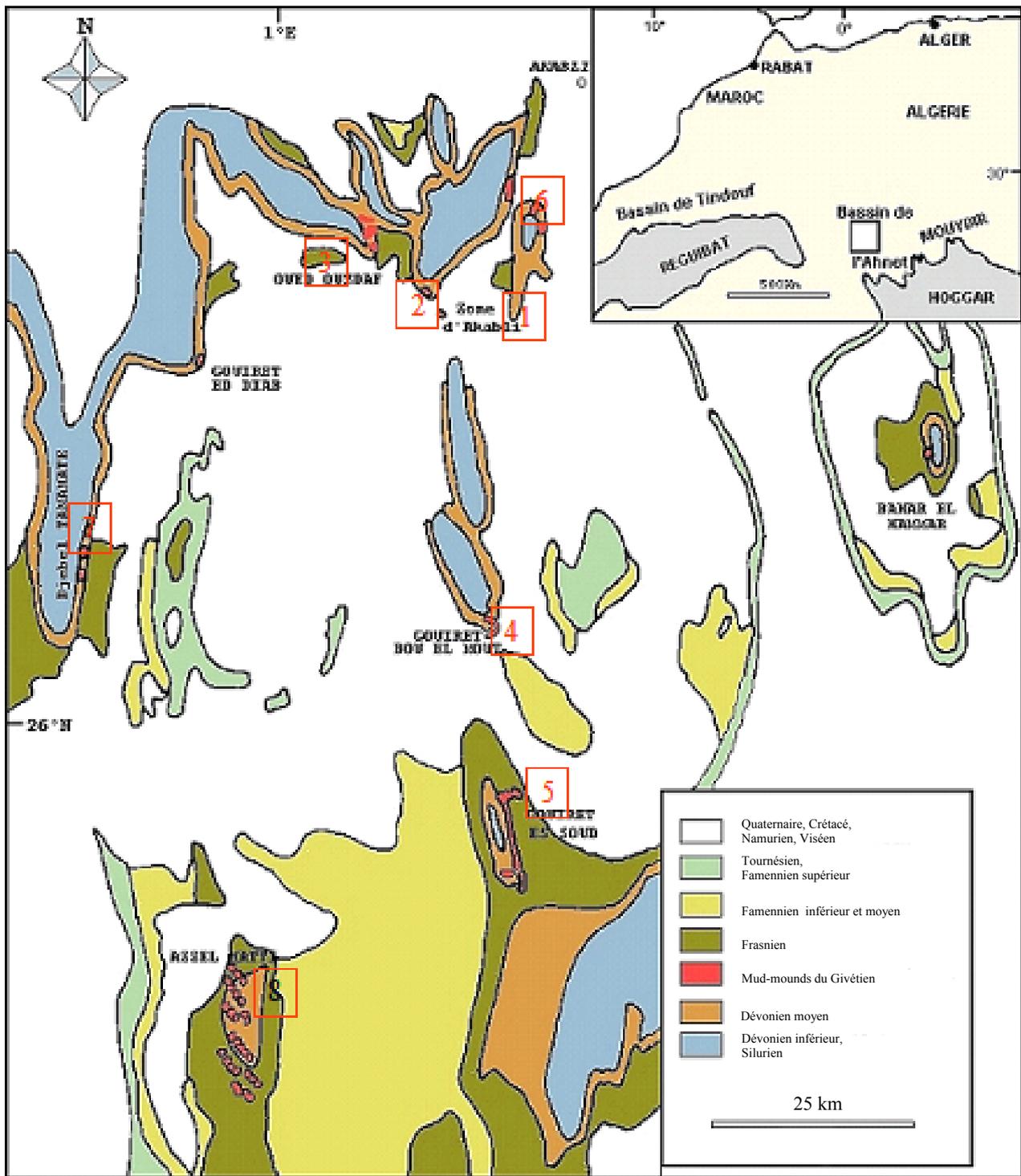


Fig. III.4 – Carte de position des différents sites : 1. Akabli (AKB) ; 2. Akablisud (AKBS) ; 3. Oued-Ouzdaf (ODZ) ; 4. Gouire Bou El Mout (GBMT) ; 5. Gouiret Es Soud (GSD) ; 6. Mekeranne (MKR) ; 7. Djebel Tamamate (TMT) ; 8. Azzel Matti (AZT)

### III.2.1 - Stratigraphie des récifs du bassin de l'Ahnet

La datation des récifs de l'Ahnet revient en premier lieu aux travaux d'Alexis Moussine Pouchkine (1974 - Fig. III.5) pour les Ammonoïdes et aux travaux Wendt *et al.* pour les Conodontes (2000 - Fig. III.7).

#### III.2.1.1 - Aperçu et datation par les Ammonoïdés

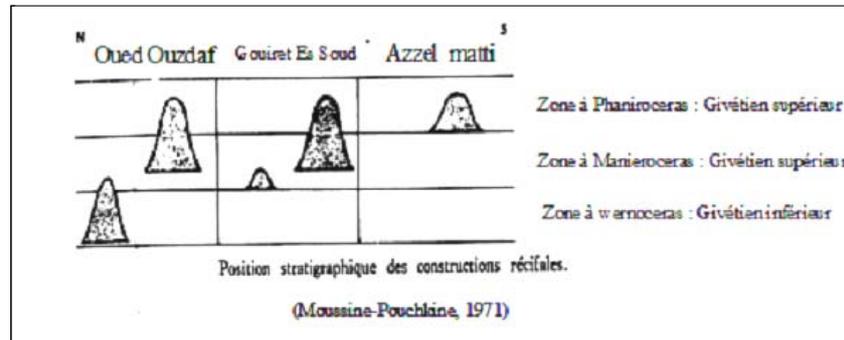


Fig. III.5 - Datation des récifs par les Ammonoïdés  
(Moussine-Pouchkine-1974).

Les Ammonoïdés sont des Céphalopodes fossiles. Ils sont marins et devaient flotter ou nager au-dessus des plateaux continentaux ou encore ramper sur les fonds des eaux chaudes. Ils constituent d'excellents fossiles stratigraphiques. Les Ammonoïdés du Dévonien apparaissent à l'Emsien et prolifèrent au cours de cette période (House, 1985). De nombreux groupes disparaissent ensuite au niveau Dévono-Carbonifère .

Les formations récifales de l'**Oued Ouzdaf** reposent sur un plancher formé par des calcaires oolithiques, des oolithes ferrugineuses en petits bancs intercalés d'argiles contenant une faune à :

- *Werneroceras crispiforme* Kayser,
- *Subanarcestes macrocephalus* Beyr,
- *Wernéroceras sp.*

Cette association est d'âge **Givétien inférieur** (Moussine-Pouchkine, 1974).

Dans la région de **Gouiret Es Soud**, à la base des monticules, l'association des Goniatites est comme suit :

- *Wedekindella brilonensis* Kays.,
- *Soboléwia muciformis* Whidb.,
- *Agoniatites costulatus* Arch. et Vern.
- *Tornoroceras sp.*

Cette association marque la base du **Givétien supérieur** (Moussine-Pouchkine, 1974).

Dans la région d'**Azzel-Matti**, on peut récolter, à la base des constructions, les goniatites suivantes :

- *Agoniatites discoidès* Waldsch. (Givétien sup.)
- *Wedekindella inversa* Weddige (Givétien inf.)
- *Mænioceras cf excavatum* Phill. (Givétien sup.)

L'association citée ci-dessus donne un âge pour la construction dans la région d'Azzel-Matti qui s'étale sur tout le Givétien.

**Remarque :**

Une bibliographie plus récente de Sarah Z. Aboussalam *et al.* (2004) sur les ammonoïdés de la vallée du Draa au Maroc attribue des répartitions stratigraphiques plus larges pour certaines espèces que la classification de G. Petter (1969). En effet l'espèce *Agoniatites costulatus* est retrouvée avec une association typique de la zone moyenne de la zone à *varcus* : *Agoniatites costulatus*, *Wedekindella lata*, *Phoenixites n. sp.*, *Tornoceras cf. simplex*, *Maenioceras terebratum terebratum*, *Afromanioceras sulcastriatum*, *Mzerrbites juvenocostatus*, *Pharciceras aff. Amplexum*.

L'espèce *Wedekindella brilonensis* est également associée à la zone moyenne de la zone à *varcus* dans les calcaires de Tully limestones à New York (Subcommission on Devonian Stratigraphy, 2001).

En combinant les données de Moussine Pouchkine (*Sobolenia niciformis* : Givétien sup.) et les nouvelles attributions stratigraphiques des espèces citées ci-dessus, la construction dans la région de Gouiret es Soud s'avère givétienne *sensu lato*.

La couverture de tous les récifs est une série argileuse à miches calcaires contenant de nombreux Ptéropodes et des Goniatices :

- *Pharniroceras erraticum* Petter,
- *Pharciceras kayseri* Weddige,
- *Pharniroceras arenicum* Petter.

Cette association est d'âge frasnien (Moussine-Pouchkine, 1974).

En utilisant les associations faunistiques des Goniatices de G. Petter (1959) et les nouvelles attributions stratigraphiques d'Aboussalam *et al.* et de la Commission du Dévonien (Fig. III.6), nous déduisons que la construction dans les régions septentrionales a débuté au Givétien inférieur et que, dans les régions méridionales d'Azzel-Matti et Gouiret es Soud, elle s'étale du Givétien inférieur au Givétien supérieur.

Liste des espèces	SAHARA								EUROPE							
	EMSIEN		EIFELIEN		GIVETIEN		FRASNIEN		EIFELIEN		GIVETIEN		FRASNIEN		FAMENNIEN	
	Inf	Sup	Inf	Sup	Inf	Sup	Inf	Sup	Inf	Sup	Inf	Sup	Inf	Sup	Inf	Sup
<i>Mimagoniatites bohemicus</i>				+						+						
<i>Aff. bohemicus</i>		+														
<i>Dannenbergi aff bohemicus</i>										+						
<i>Discus</i> .....										+						
<i>fecundus</i> .....		+								+						
<i>zorgensis</i> ...										+						
<i>var. tenuicosta</i>																
<i>Subanarces macrocephalus</i>				+	+					+						
<i>Goniatites ammoenus</i> .....											+					
<i>bicaniculatus</i> ....				+	+											
<i>var. applanata</i>				+												
<i>clariondi</i> .....				+												
<i>costulatus</i> .....					+	+										
<i>Mænioceros apertum</i>													?	+		
<i>excavatum</i>					+								+			
<i>cf excavatum</i>																
<i>intermedium</i> .....					+								?	+		
<i>terebratum</i>										+			+			
<i>var. decheri</i> .....													+			
<i>var. tenu</i> .....													+			
<i>Agoniatites discoides</i>						+	+						+			
<i>costulatus</i>					+	+							+			
<i>Wendkindella brilonense</i>													+			
<i>clarkei</i>					+	+										
<i>inversa</i> .....					+							+				
<i>Tornoceras</i>							+						+		+	
<i>Paraphylites tabuloides</i> ...				+						+						
<i>Sobolenia muciformis</i>													+			
<i>Pharciceras acutum</i>															+	
<i>arenicum</i>										+						
<i>erraticum</i>										+						
<i>kayseri</i> ....										+						
<i>tridens</i>										+						+
<i>errans</i>										+						
<i>Wernoceras crebiseptum</i>																
<i>cf. crebiseptum</i> .....				+							+					
<i>crispiforme</i> .....					+						+					
<i>crispus</i> .....										+	+					
<i>karpinskyi</i> ....												+				

Fig. III.6 – Répartition stratigraphique des *Anacertidae* dans le Dévonien du Sahara et d'Europe (Petter, 1959)

Goniatites G. Petter, 1969	Eifélien	Givétien inférieur	Givétien supérieur	Frasnien
<i>Werneroceras crispiforme</i>		+		
<i>Subanarcestes macrocephalus</i>	+	+	<b>Oued Ouzdaf</b>	
<i>Werneroceras</i>				
<i>Wedekindella brilonense</i>		+	+	
<i>Sobolenia nuciformis</i>		<b>Gouiret Es-Soud</b>		
<i>Agoniatites costulatus</i>		+	+	
<i>Tornoceras</i>		+		
<i>Agoniatites discoides</i>			+	
<i>Wedekindella inversa</i>	<b>Azzel-Matti</b>			
<i>Maenioceras excavatum</i>			+	
<i>Pharciceras erraticum</i>				+
<i>Pharciceras kayseri</i>	<b>Toutes les régions</b>			+
<i>Phaniceras arenicum</i>				+

Fig. III.7 - Récapitulatif des associations des Ammonoïdes dans les sites du bassin de l'Ahnet (+ : Répartition stratigraphique selon la classification de G. Petter, 1959 ; + : Répartition stratigraphique selon Aboussalam *et al.*, 2004 et la Subcommittee on Devonian stratigraphy, 2001)

### III.2.1.2 – Datation par les Conodontes

Les travaux nouveaux de Wendt *et al.* (1998) concernant la mise en place de ces mud-mounds stipulent que les récifs se sont édifiés et ont disparu au cours de la zone à *varcus* (zone des Conodontes) du Givétien inférieur (Fig. III.8).

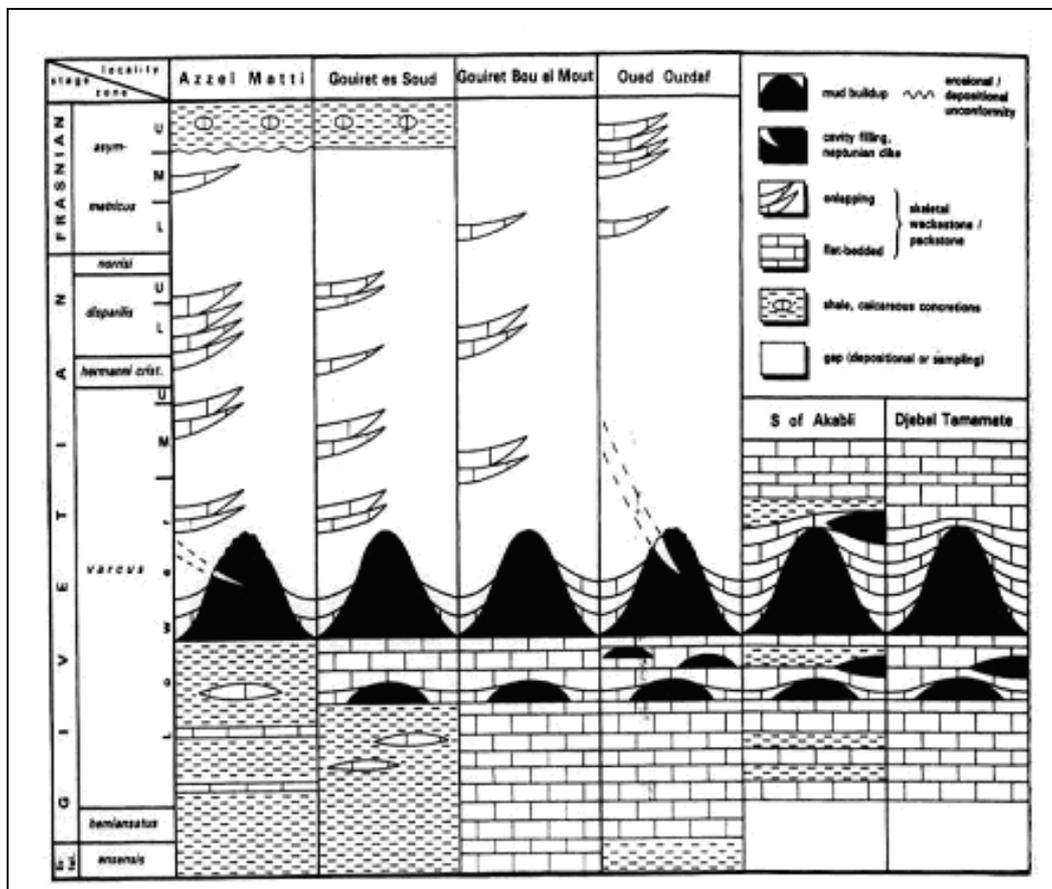


Fig. III.8 - Datation des récifs du bassin de l'Ahnet par les Conodontes (Wendt *et al.*, 1998).

#### a) Aperçu sur les Conodontes

Plus de 1500 espèces provenant de sédiments marins ont été décrites et constituent d'excellents fossiles stratigraphiques. La zonation standard des conodontes est basée sur les travaux de Ziegler et Sandberg (1984), cités par Young (1996). Il y a eu par la suite certaines modifications, par ces mêmes auteurs ainsi que par des apports extérieurs. Cette zonation est basée sur les Palmatolepides (Sandberg et Ziegler, 1996 - Fig. III.9).

Au sein du Dévonien inférieur, la base du Lochkovien correspond à l'apparition de *P. Polygnatus woschmiti*, la base du Praguien est définie par le début de la zone à *sulcatus* et celle de l'Emsien par celui de la zone à *dehiscens*. Pour le Dévonien moyen, la base de l'Eifélien coïncide avec la zone à *partitus* et celle du Givétien avec l'apparition de *P. hemiansatus*. Pour le Dévonien supérieur la base du Frasnien correspond à 80 % de la zone à *falsiolatis*, celle du Famennien est caractérisée par la zone à *triangularis*. Le passage dévono-carbonifère est défini par la zone à *sulcata*.

## b) Paléoécologie des Conodontes

Les Conodontes partagent avec les débris de Vertébrés une composition chimique originale qui les différencie de tous les autres microfossiles : ils sont en phosphate de calcium. Ils se rencontrent dans les faciès marins littoraux ou plus profonds en compagnie des radiolaires, des graptolites et des fragments de poissons. Ils sont absents ou rares dans les faciès récifaux et dans ceux renfermant des Fusilinidae, des Crinoïdes, des Brachiopodes et des Algues calcaires.

Bien que l'on ait donné aux porteurs de Conodontes le nom de Conodontophoridés, le problème de leurs affinités systématiques n'en a pas été pour autant résolu. Pour quelques spécialistes, les conodontes seraient des éléments endosquelettiques de Vertébrés primitifs. L'hypothèse, sérieuse, quand on considère que seuls les Vertébrés bâtissent un squelette en apatite, a dû cependant être abandonnée, car les conodontes ne peuvent être des dents à cause de leur croissance centrifuge et de l'absence de canaux pulpaire, ni des os (plaque dermique, élément de squelette brachial...), en raison de l'absence d'osteoblastes et de traces de vaisseaux sanguins.

La découverte récente, dans les calcaires laminés du Carbonifère du Montana, de Conodontes à l'intérieur d'empreintes dont l'aspect et la taille (6-7 cm) évoquent ceux des Chordés primitifs, n'a pas permis de résoudre le problème de leur affinité. D'autres suggestions ont été émises et apparentent les Conodontes à des Brachiopodes primitifs ou bien à des organismes vermiformes...

Force est de reconnaître que les Conodontes, qui appartiennent à des organismes marins, pélagiques à corps mou, symétriques, longs de 5 à 50 mm, restent bien énigmatiques. Certains auteurs pensent que les assemblages seraient des supports endosquelettiques d'un organe péribuccal. Ils apparaissent au Précambrien mais leur développement maximum se situe au Dévonien. Ils disparaissent à la fin du Trias.

Les échantillons pris dans les niveaux inférieurs et supérieurs et dans les constructions ont révélé une faune de Conodontes telle que mentionnée dans la figure III.11.

La couverture des mud-mounds représentée par les calcaires à Crinoïdes, Ptéropodes et Cephalopodes a fourni une association de Conodontes du Givétien supérieur et Frasnien inférieur (zone *asymmetricus* et *gigas*) (Fig. III.13, Fordham, 1992).

Les échantillons prélevés sous le MM.18 et la ride B de la région de Gouiret Es Soud ont révélé la zone inférieure de "*varcus*" indiquant un Givétien inférieur.

Les échantillons prélevés dans la région d'Azzel-Matti, sous le mud-mound 45 et à son sommet, ont également fourni la zone à *varcus* (Fig. III.10). Les argiles au-dessus de tous les mud-mounds sont situées dans la zone à *asymmetricus* (Frasnien).

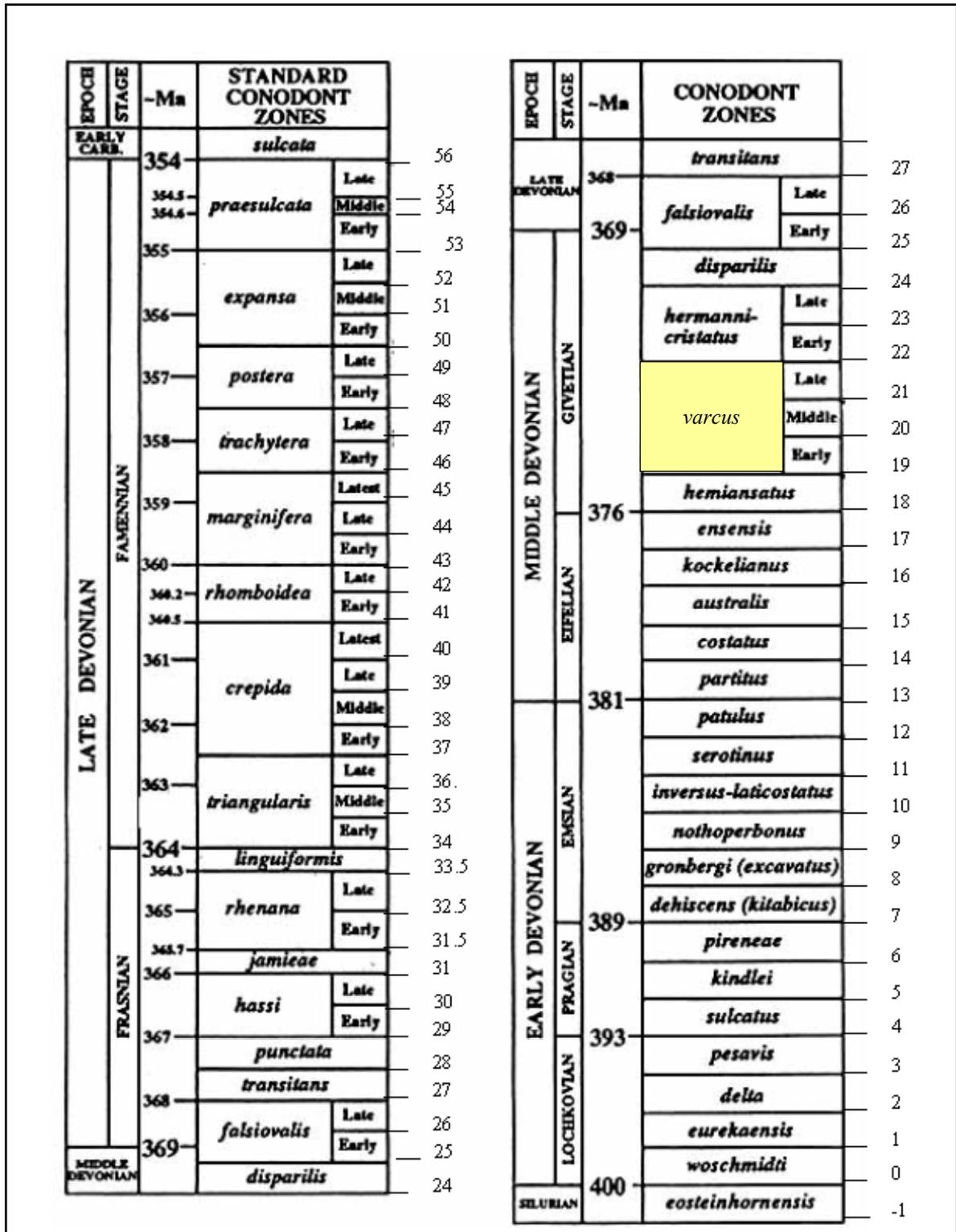


Fig. III.9 - Zonation des Conodontes (Devonian Conodont biochronology in Geologic time calibration, Sandberg et Ziegler, 1996). 1-2... Numéro des biozones

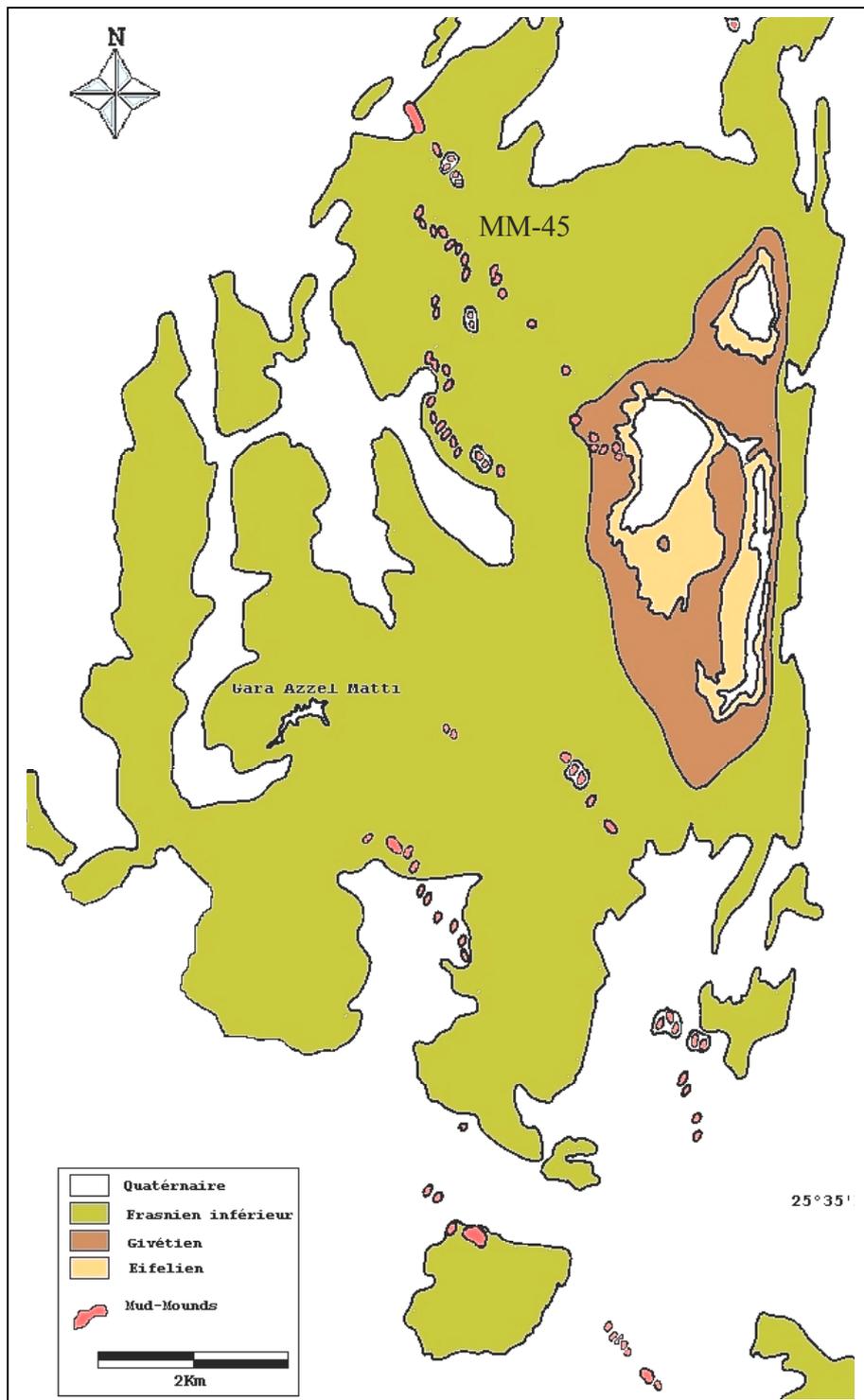


Fig. III.10 – Carte de position des mud-mounds de la région d’Azzel-Matti (d’après Wendt *et al.*, 1998)

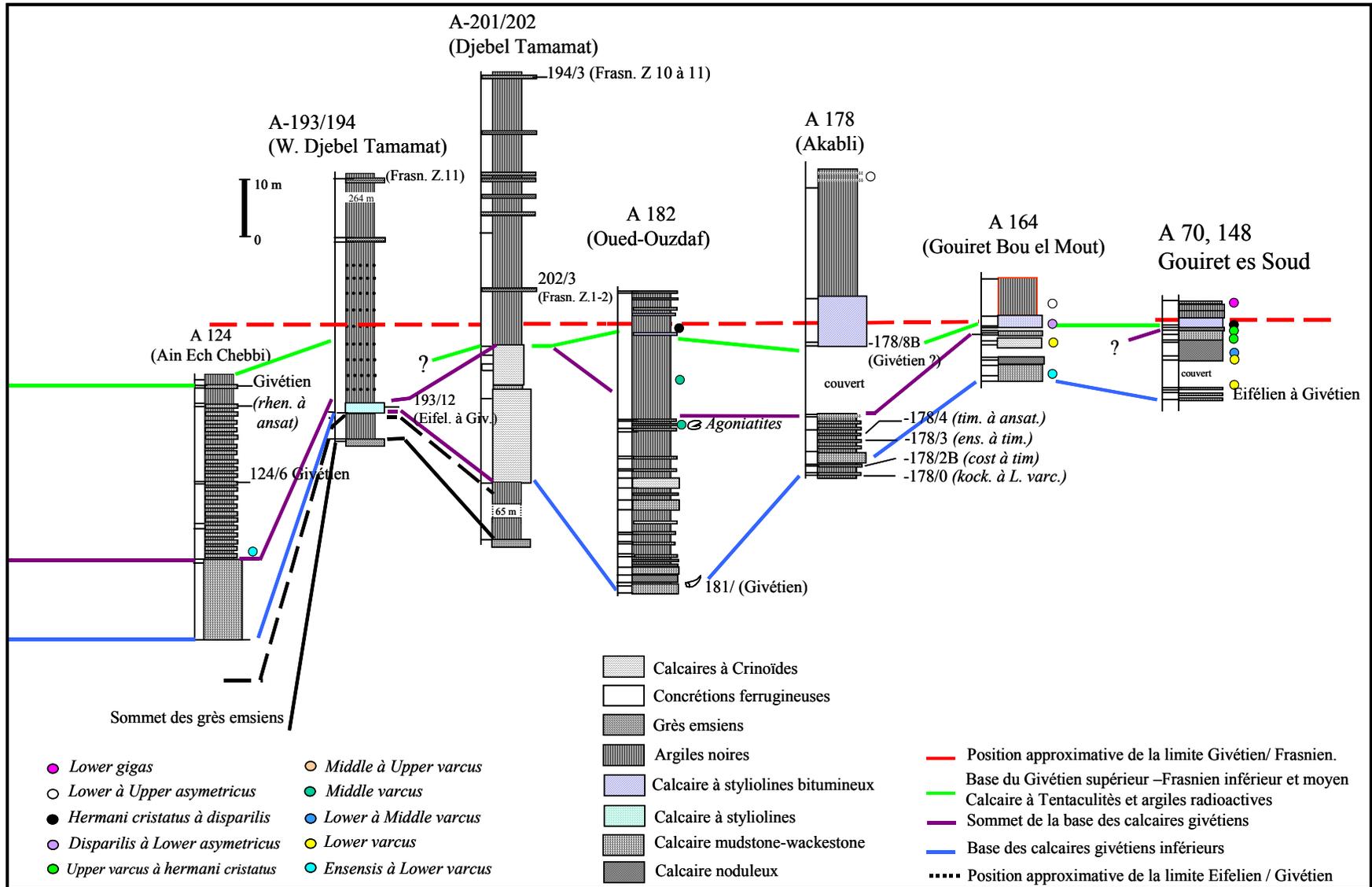


Fig. III.11 – Corrélation entre les faciès off-mound (Wendt *et al.*, non publiée)

### III.2.1.3 - Commentaires sur l'attribution stratigraphique

Nous venons de constater que l'étude des conodontes donnent des résultats plus précis que celle des Ammonoïdés :

- Pour les ammonoïdés la construction a débuté au Givétien inférieur dans les régions septentrionales. Pour les régions méridionales, les associations faunistiques donnent une répartition stratigraphique du Givétien *sensu lato*. Quant aux associations des conodontes, la construction s'est faite pour toutes les régions pendant la zone à *varcus*, c'est-à-dire au Givétien inférieur.
- Finalement, on peut déduire que l'arrivée des mud-mounds est synchrone pour les conodontes tandis qu'elle semblerait diachrone pour les ammonoïdés.
- Les conodontes ont montré que leur ennoisement s'était effectué au Givétien supérieur alors que les ammonoïdés indiquent un âge frasnien.

### III.2.1.4 - Attribution stratigraphique par palynomorphes

De nombreux échantillons ont été analysés par palynomorphes pour le terrain et les sondages, qui ont donné peu de résultats sauf pour les sondages GNF-2 et ODZ-2 ainsi qu'en ce qui concerne l'échantillon Gsd18-7-1 (voir chapitre IV - Sédimentologie) (Fig. III.12).

#### a) Echantillons de terrain

Cette région ayant subi une grande subsidence et une tectonique poussée a atteint des stades de maturation organique de l'ordre de 4-5. Les échantillons analysés par N. Azzoune du C.R.D./SONATRACH concernent les sondages et les échantillons de terrain.

La datation de Gsd18-7-1 prélevée dans la région de Gouiret Es Soud a livré quelques spores et acritarches représentés par :

- *Dibolisporites eifeliensis* (Lanninger et McGregor),
- *Dictyotrilites*,
- *Verrucosisporites cf polygonalis* (Lanninger)
- *Brochotrilètes sp*
- *Dictyotrilètes subgranifer* (McGregor et Camfield)

Ce sont des spores caractéristiques du passage Praguien-Emsien. Les acritarches sont représentés par :

- *Duvernaysphacra stellata* (Deunf),
- *Duvernaysphaéra teosela* (Deunf)
- *Cymatiophaera reticulosa* kirjanété et colbat et de rares Tasmanites et débris végétaux
- Ainsi qu'un chitinozoaire du genre *Hoegisphaera glabra* (Staphir).

### b) Echantillons de subsurface

De nombreuses tentatives de datation sur les carottes des sondages ont été faites (Fig. III.12). L'attribution stratigraphique reste imprécise et donne du Dévonien, parfois Dévonien moyen. Néanmoins dans les sondages GNF-2 nous avons retrouvé l'association suivante :

- Sondage GNF2 : Carotte 3, 1847 m. Cet échantillon a livré de la matière organique amorphe carbonisée, des Tasmanites et des spores carbonisés pour la plupart. Quelques Dibolisporites ont été déterminés : *Dibolisporites cf wetteldorfensis* Lanninger. De rares Acritarches ont été observés, indéterminés dans l'ensemble. *Fungochitina aff pilosa* (Collinson et Scott) a également été trouvé. Ce chytinozoaire est attribué au Givétien inférieur.
- Sondage ODZ-2 (Oued Zine 2), échantillon de carotte 5, 1710,60 m. Cet échantillon a révélé de la matière organique amorphe carbonisée, de rares Tasmanites et des spores indéterminables. L'association est composée de *Dibolisporites cf eifeliensis* (Lanninger et McGregor), *Ammonidium rigidum*, *Evittia remotum* (Deunff), *Hoegisphaera glabra* (Staphin), *Fungochitina pilosa* (Collinson et Scott). Cet échantillon est attribué également au Givétien.

Malgré de nombreuses tentatives de datation sur les sondages par les palynomorphes, rares sont les échantillons qui ont donné une précision au-delà du Dévonien inférieur ou Dévonien supérieur.

#### III.2.1.5 – Récapitulatif sur la stratigraphie

La construction des mud-mounds a débuté au Givétien inférieur et leur ennoisement est daté du Frasnien. L'arrivée des mud-mounds serait synchrone selon Wendt tandis qu'elle serait diachrone selon Moussine-Pouchkine. D'autre part, il est probable que le maximum de la construction se soit effectuée au cours de la zone à *varcus*.

Pour résoudre ce problème nous préconisons un échantillonnage plus fin des conodontes et des ammonoïdes, ou l'utilisation de méthodes nouvelles telles que la chimiostatigraphie ou la recherche des niveaux de cendres.

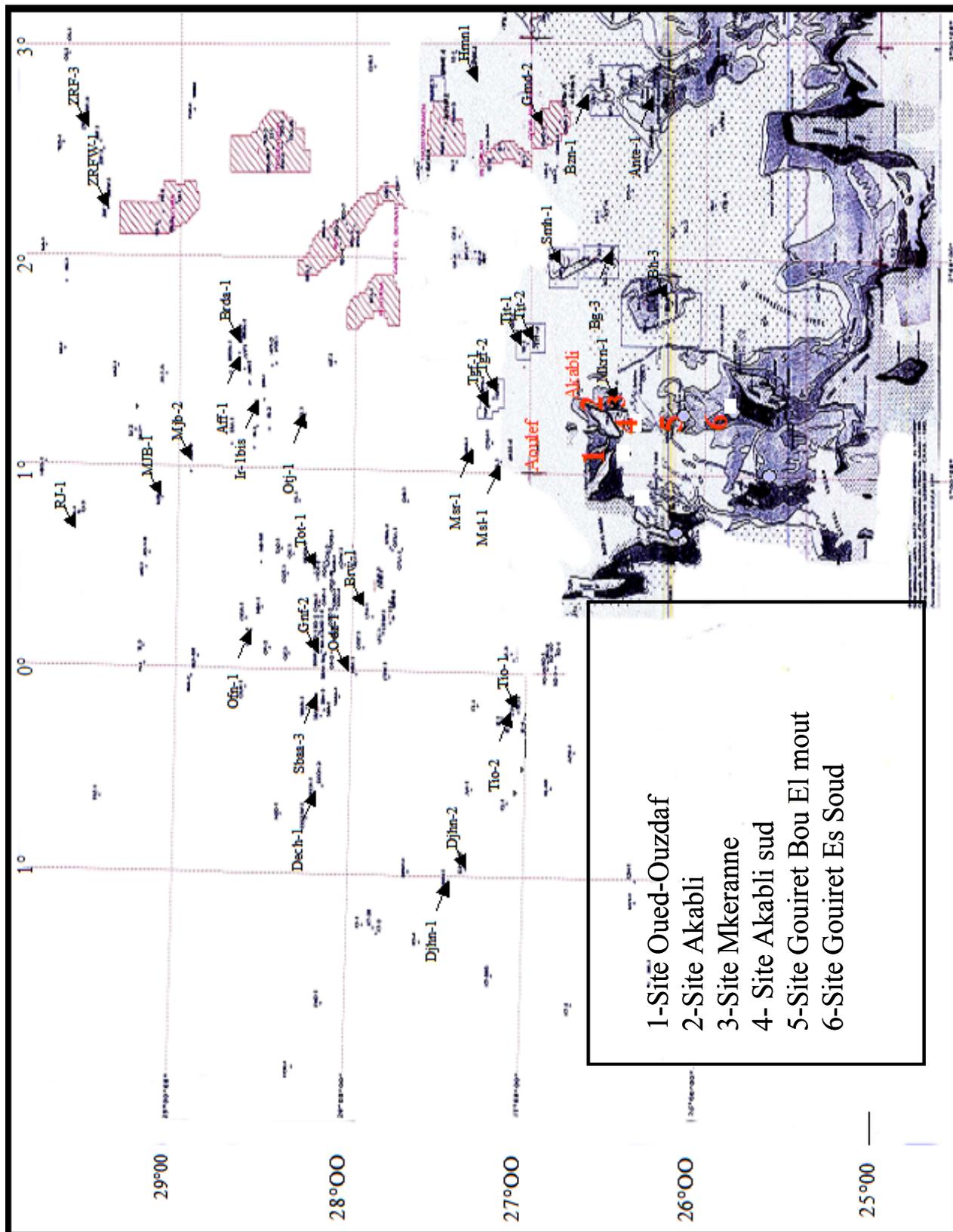


Fig. III.12 - Carte de situation des affleurements et de la subsurface d'Ahnet, Timimoun et Reggane

### III.3 - DUREE EN TEMPS ABSOLU DE LA CONSTRUCTION ET CALCUL DE BIOZONES

L'échelle numérique des temps manque de cohérence au Paléozoïque par rapport au Méso-Cénozoïque ou de réels progrès ont été réalisés. La durée des processus sédimentaires, structuraux ou événementiels au Paléozoïque, en particulier au Dévonien, peut être compromise ainsi que leur position exacte dans le temps. Il convient d'essayer d'associer des datations absolues à ces repères stratigraphiques pour avoir une idée de la durée de la construction et du temps de développement des récifs du bassin de l'Ahnet. Il est évident qu'une datation est considérée fiable si elle résulte d'une étude respectant des marqueurs biochimio- ou magnétostratigraphiques. Les datations doivent être effectuées par rapport à un standard bien défini, pour lequel l'âge est connu et qui peut servir de référence.

En ce qui concerne le Dévonien, les mesures radiométriques récentes sont essentiellement effectuées sur des niveaux de cendre volcanique et le calage stratigraphique est en rapport avec les zones de conodontes. Ces niveaux de cendres sont facilement identifiables et correspondent à des événements instantanés pouvant être corrélés sur de grandes distances. De plus ils présentent une grande variété d'isotopes qui permettent l'utilisation de méthodes de datation diverses.

Depuis les années 90, plusieurs révisions de l'échelle des temps du Dévonien ont été proposées. Généralement, les limites d'étage ne sont pas datées directement. L'âge qui nous est donné sur les différentes échelles publiées provient d'interpolations entre des datations effectuées sur des niveaux de cendres volcaniques de position stratigraphique connue par rapport aux zones de conodontes. Dans ce travail nous essayons de proposer notre propre calcul de temps du Dévonien et par la même occasion, de calculer, la durée des différentes biozones utilisées pour le Givétien.

#### III.3.1 - Méthode de travail

Pour faire ce calcul de la biozonation, illustré dans la figure III.15, nous avons utilisé un repère orthonormé dans lequel nous avons reporté sur l'axe des abscisses l'âge en millions d'années entre le Silurien et le Carbonifère (420 Ma et 350 Ma) et sur l'axe des ordonnées, la biozonation des conodontes.

Pour avoir un maximum de données, le repère orthonormé comporte une double entrée, avec une biozonation à gauche à durées inégales des biozones (Sandberg et Ziegler, 1996 - Fig. III.11) et une biozonation à droite à durée égale des biozones (Sandberg *et al.*, 1983 ; Johnson *et al.*, 1985 - Fig. III.12). Puis, les 7 points d'ancrage de la zonation radiochronologique, entre le Silurien (Ludlow) et le Carbonifère (Tournaisien), de Tucker *et al.* (1998 - Fig. III.13) nous ont permis de tracer les segments de droite d'un point d'ancrage à un autre en tenant compte des incertitudes sur le calcul des âges radiométriques. De même, un tracé des segments de droite est établi du côté droit de la figure. Par simple lecture, nous déduisons la durée de chaque biozone.

Ma	Système	Series	Etages	Conodontes chronozones Sandberg <i>et al.</i> , 1983 Johnson <i>et al.</i> , 1985		
345	Carbonifère	Tournaisien	Ivorien	<i>anchoralis-latus</i>		
				<i>typicus</i>		
350			DEVONIEN	Upper	Famennien	<i>isosticha-</i> <i>Upper crenulata</i>
						<i>Lower crenulata</i>
						<i>sandbergi</i>
	<i>duplicata</i>					
	<i>sulcata</i>					
				<i>praesulcata</i>		
				<i>expansa</i>		
				<i>postera</i>		
				<i>trachytera</i>		
				<i>marginegera</i> Um		
				U		
				L		
				<i>rhomboidea</i>		
				<i>crepida</i>		
				<i>triangularis</i>		
				Um		
				L		
370			Frasnien	<i>gigas</i>		
				<i>A. triangularis</i>		
				U		
				M		
				L		
				Lm		
				<i>disparilis</i>		
				<i>hermani-cristatus</i>		
				<i>varcus</i>		
				<i>ensensis</i>		
				<i>kockelianus</i>		
				<i>australis</i>		
				<i>costatus</i>		
				<i>patulus</i> <i>partitus</i>		
				<i>serotinus</i>		
				<i>inversus-laticostatus</i>		
				<i>gronbergi</i>		
				<i>dehiscens</i>		
390			Praguien	<i>kindleri</i>		

Fig. III.13 – Zonation des Conodontes et zonation radiochronologique (charte extraite de Fordham, 1992)

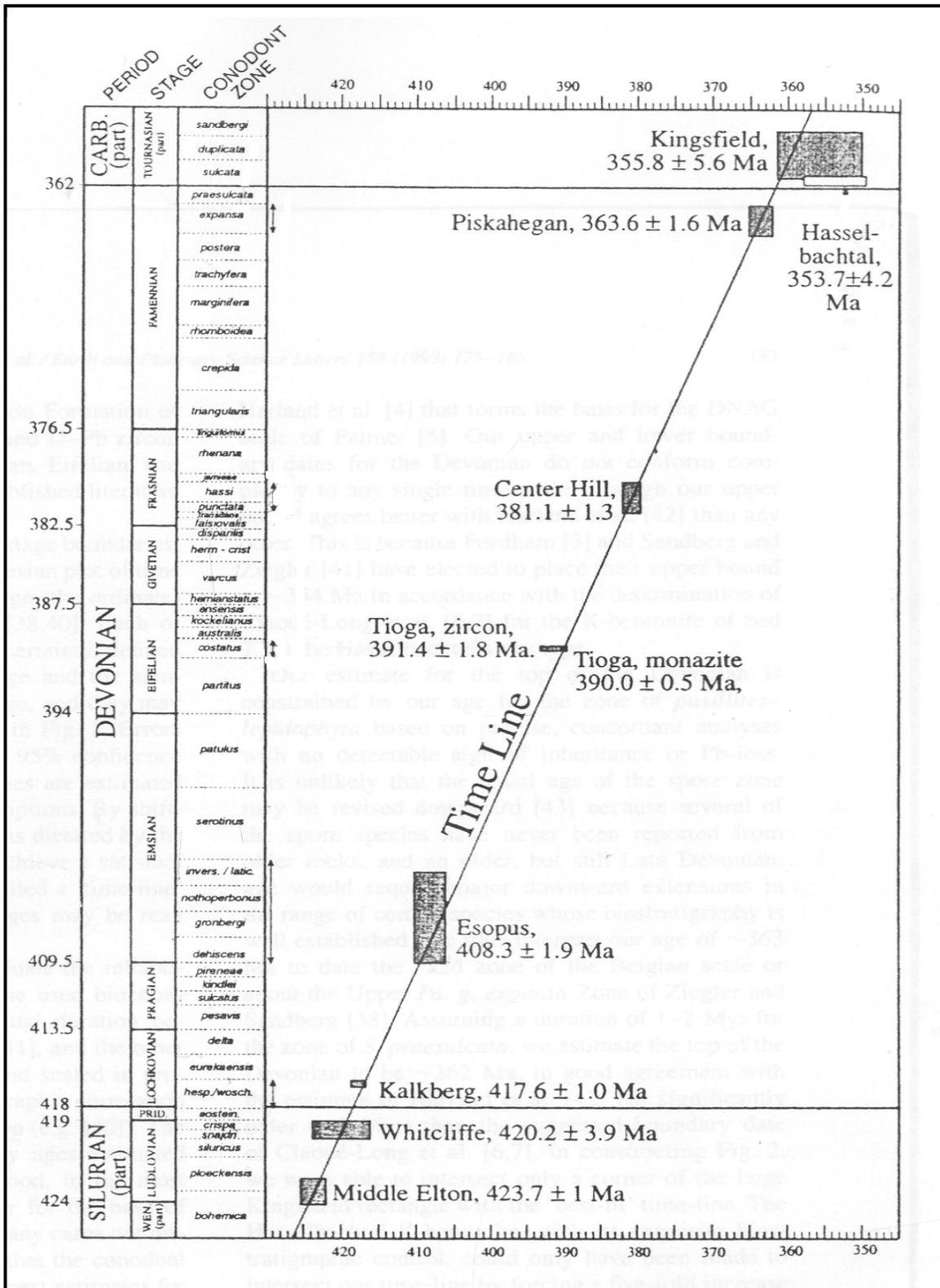


Fig. III.14 - Zonation radiochronologique sur la base de la zonation des conodontes (Tucker *et al.*, 1998)

### III.3.2 - Principaux résultats numériques

AUTEURS AGE CHRON. en Ma	Harland et al. (GTS 89) 1989	Barry et Fordham 1992	Sandberg et Ziegler 1996	Tucker et al. 1998	Bailleul 2000
FAMENNIEN	362.5- 367/4.5	354-367/13	354-364/10	362-376.5/14.5	354-368/14
FRASNIEN	367-377,4/10.4	367-372/5	364- 369/5	376.5-382.5/6.0	368-383.5/5.5
GIVETIEN	377.4- 380.8/3.4	372- 381/9	369- 376/7	382.5-387.5/5.5	388- 394.5/6.5
EIFELIEN	380.8- 386.0/5.2	381-386/5	376-381/5	387.5-394/6.5	388-394.5/6.5
EMSIEN	386.0-390.44/4	386-390/4	381- 389/8	394-409.5/15.5	394.5-410/15.5
PRAGUIEN	409.5-413,5/5	390-396/6	389-393/4	409.5-418/4.5	410-412.5/2.5
LOCHKOVIEN	413.5-418/4.5	396-408.5/12.5	397-400/7	413.5-418/4.5	412.5-418/6
DEVONIEN	462-418/44	354- 408.5/54.5	354-400/46	362-418/56	5-454-418/54

Tabl. III.1 – Ages chronologiques du Dévonien proposés par différents auteurs

#### 1.1.1.

### III.3.3 – Notre propre calcul

L'interpolation se fait entre les points d'ancrage discutés précédemment sur la planche III-15 :

- Famennien : 358.2-376.2
- Frasnien : 376.2-382.2
- **Givétien : 382.2-388.2 : 6 Ma**
- Eifélien : 388.2-394.8
- Emsien : 394.8-410.6
- Praguien : 410.6-413.8
- Lochkovien : 413.8-418.8
  
- **Zone à varcus : 384.8-386.8 : 2 Ma**

Remarque : La figure III.15 représente un repère orthonormé à double entrée. Au vu des différents résultats cités ci-dessus, il est clair que les échelles de temps du Dévonien sont donc sujet à des incertitudes importantes qui proviennent des interpolations.

La durée de la biozone à *varcus* est de l'ordre de 2 Ma, et c'est probablement le temps imparti à la construction des sites étudiés.

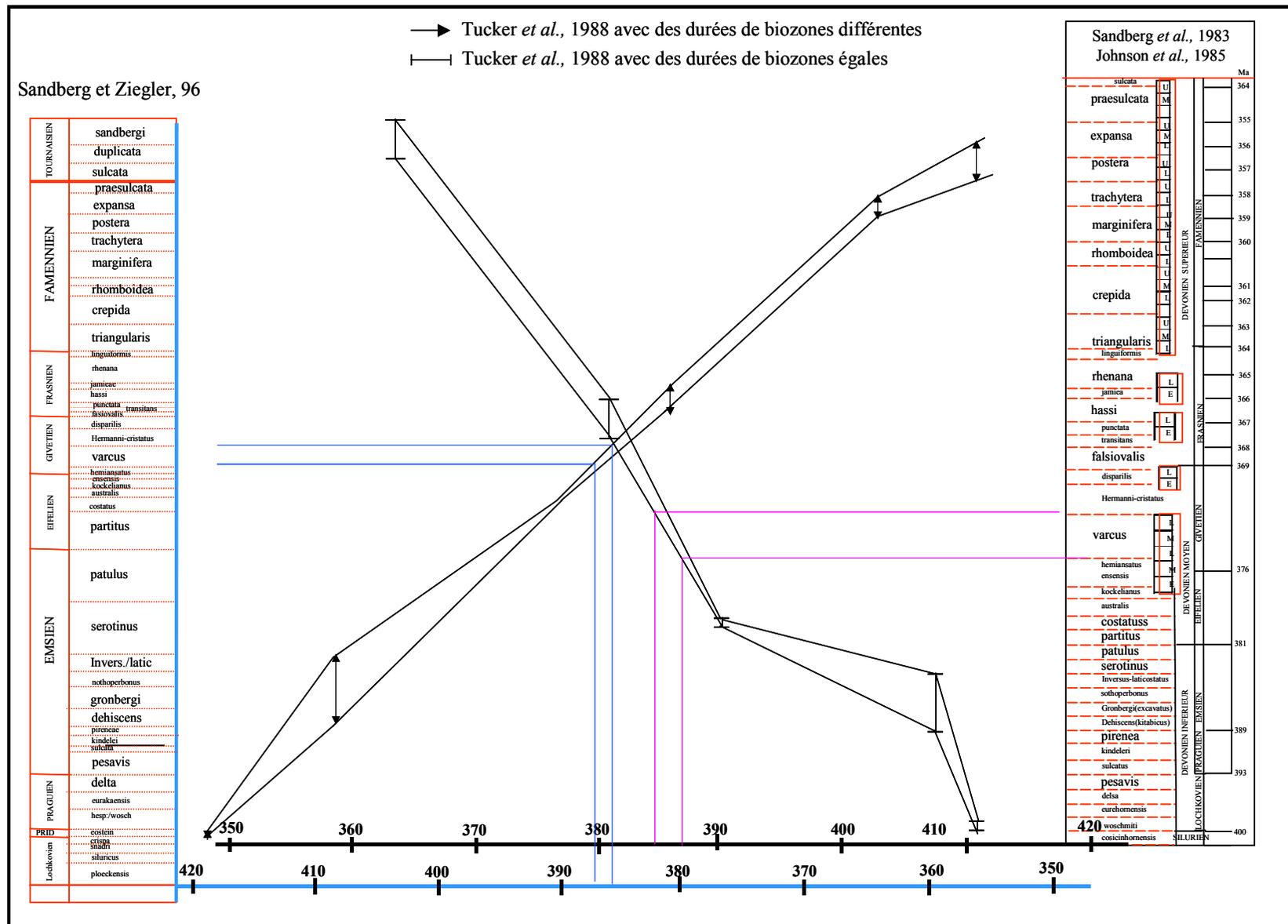


Fig. III.15 - Calcul des biozones du Dévonien par rapport aux données radiochronologiques

### III.4 - CONCLUSION

---

Au-dessus des faciès construits à stromatactis, la transgression marine est marquée par l'arrivée des faciès un peu plus profonds et se matérialise par des marnes ou des calcaires à faunes mixtes benthiques et pélagiques pour devenir franchement marines (calcaires à Tentaculitès et argiles noires radioactives). Ces faciès profonds se retrouvent en association avec les faciès construits et représentent la couverture des édifices.

Une datation radiochronologique (recherche des niveaux cette de cendres) ou une étude stratigraphique basée sur les statistiques permettraient d'affiner la stratigraphie, spécialement dans les zones où les associations des ammonoïdés sont imprécises.

Le Givétien semble complet dans la région. Une corrélation non publiée de *Wendt et al.* (2000) affiche toutes les zones des Conodontes du Givétien (Fig. III.11). Le maximum de la construction se serait effectuée au cours de la zone à *varcus* ( $\approx 2$  Ma). Il y a d'ailleurs concordance d'avis entre les auteurs concernant les régions septentrionales.

*- Chapitre IV -*

*ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE  
DES BIOCONSTRUCTIONS  
SITES AKB, ODZ , AKBS, GBMT, GSD et MKR*

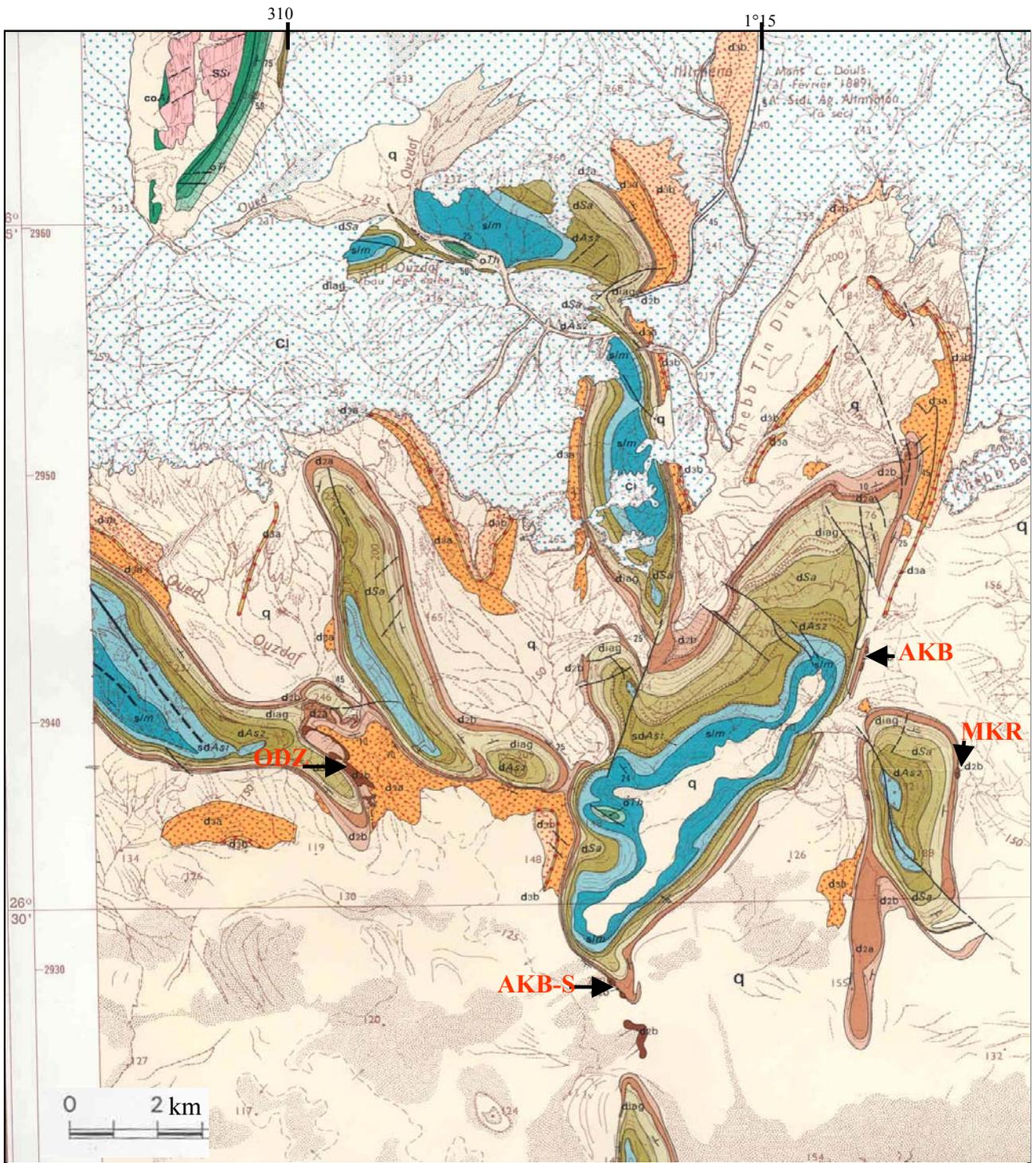


Fig. IV.1 – Extrait de la carte géologique au 1/200 000 d’Aoulef el Arab (SONATRACH –BEICIP, 1977 - Feuille NG-31-XIV) – voir légende page ci-contre.

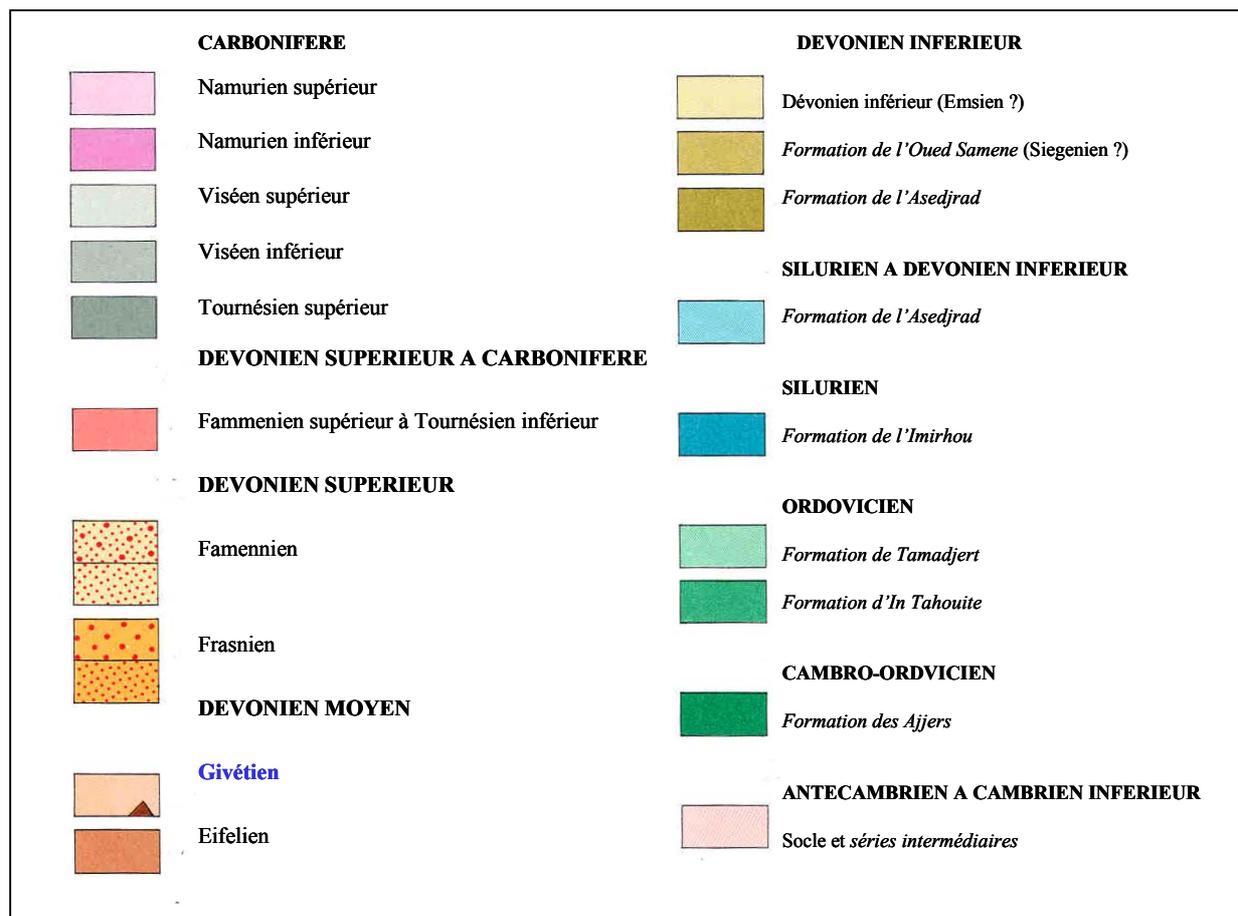
La description sédimentologique concerne cinq sites visités. Nous décrivons ici les principales bioconstructions en les replaçant dans les séries où elles apparaissent, soit du Nord au Sud : les régions d' Akabli (AKB), d'Oued Ouzdaf (ODZ), de Mekeranne (MKR), d' Akabli Sud (AKBS), d'Oued Bou El Mout (GBMT) et la région de Gouiret Es Soud (GSD).

#### IV.1 - SEDIMENTOLOGIE : SITE AKABLI (AKB)

La région d'étude est située sur la feuille au 1/200 000 d'Aoulef El Arabe. Des structures anticlinales pincées et de larges synclinaux forment cette portion du bassin de l'Ahnet. Les structures et les failles principales sont de directions N-S (phase précambrienne).

Les fractures sont faites de trois ensembles, dont deux sont perpendiculaires à la stratification (Fig. IV.1). Des fractures N-S (N10°E) sont relativement planes et sont orientées presque parallèlement à la direction des couches (soit 10-15°) ; elles forment un réseau dominant traversant toute la structure. Deux réseaux de fractures transversales plus jeunes N60 et N170 connectent les fractures de ce premier ensemble.

Les affleurements de la région d' Akabli (AKB) se situent sur le flanc Est d'un anticlinal d'orientation N.NE-S.SW (Fig. IV.1). Cette structure est limitée par des failles majeures de même orientation. Des failles de moindre importance traversent cet anticlinal et sont presque perpendiculaires aux failles majeures.



Légende de la figure IV.1, commune à toutes les cartes géologiques utilisées dans ce mémoire.

#### IV.1.1 - Description

Sur une direction N-S et sur 800 m de longueur, affleurent plusieurs constructions dont cinq se distinguent par leurs dimensions (Fig. IV.2). Pour une lecture facile nous les nommerons : MM.A-MM.B-MM.C-MM.D-MM.E. Le pendage structural est de l'ordre de 75-80°.



Fig. IV.2 – Dans la région d’Akabli : Photo 1 : Vue panoramique des mud-mounds C, C’, D ; Photo 2 : Vue panoramique du mud-mound A

- **Mud-mound A** (Fig. IV.2 – photo 1)  
Il présente la plus grande hauteur visible (35 m), son extension N-S est de 40 à 45 m. La masse construite présente une puissance de 18 m environ.  
La base est représentée par 13 m de calcaire à Crinoïdes en bancs décimétriques et décimétriques sub-affleurants ; 5 m situés à mi-pente seulement sont visibles.  
La couverture est représentée par 4 m de calcaire à Crinoïdes gris.
  
- **Mud-mound B** (Fig. IV.4)  
En direction du Sud, à 300 m, se situe le mud-mound B dont les dimensions sont les suivantes : hauteur visible 30 m et extension N-S 30 m.  
La semelle visible est formée de 1 m de calcaire à Crinoïdes gris à rougeâtre, dolomitisée, suivi d'une lacune de visibilité estimée à 10 m. Le corps construit complètement dolomitisé présente une puissance de 11 à 12 m. Il présente de larges géodes. Il semble que ces géodes soient l'expression des traces des stromatactis. La couverture représentée par des calcaires à Crinoïdes dolomitisés, également de couleur rosâtre, présente une épaisseur de 4 m (subaffleurante).
  
- **Mud-mound C** (Fig. IV.2 – photo 2)  
Situé à une centaine de mètres plus au Sud que le MM.B, le MM.C présente les dimensions suivantes : hauteur visible : 20 m, extension N-S : 30 m.  
La base de cette construction est représentée par 4 m d'une succession de calcaires à Crinoïdes en bancs centimétriques à décimétriques. Ces niveaux de couleurs rouge et grise présentent des débris de Crinoïdes grossiers et fins.  
Le corps construit est un calcaire à stromatactis de couleur grise, de 6 m d'épaisseur. Les stromatactis occupent plus de 40 % de la masse de la roche. Ils sont orientés dans n'importe quel sens et ils sont exclusivement calcitiques. La couverture est constituée d'une dizaine de calcaires à Crinoïdes sub-affleurants.  
L'échantillon Akbc-10 est un calcaire noir riche en matière organique et Crinoïdes dégageant une odeur de gaz (H<sub>2</sub>S) à la cassure.
  
- **Mud-Mound C'** (Fig. IV.2 – photo 2)  
En fait c'est une construction qui s'intercale latéralement dans les faciès non construits. Ses proportions sont bien plus modestes par rapport aux autres constructions. Il est complètement couvert par des éboulis ; de ce fait, il n'a pas fait l'objet de description détaillée.
  
- **Mud-mound D** (Fig. IV.2 – photo 2)  
A plus de 250 m plus au Sud que le MMC, se situe une construction dont les dimensions sont les plus modestes, le MMD. La base est constituée de 2 m de calcaires à Crinoïdes, de couleur rosâtre dolomitisés. Le corps construit fait 1,50 à 2 m est constitué d'un calcaire complètement dolomitisé. La couverture affleure sur 3 m faite de calcaires à Crinoïdes partiellement dolomitisés.

Les faciès carbonatés situés entre les constructions sont constitués de calcaires à Crinoïdes fins de couleur grise, parfois rosâtre. La couleur rosâtre est due essentiellement à la dolomitisation et cette dernière est liée aux failles transversales de direction N60 que nous rencontrons très souvent dans les constructions.

- **Les faciès sus-jacents**

Les sédiments sus-jacents aux constructions représentés par des faciès argileux silteux carbonatés couvrent en concordance les faciès construits. L'épaisseur de ces formations diminue du Nord au Sud et varie de 30 m à 1 m. Un banc carbonaté bitumineux continu (Frasnien) représente le banc repère qui nous a permis d'évaluer la puissance des formations sus-jacentes des mud-mounds C, C' et D (Fig. IV.3).

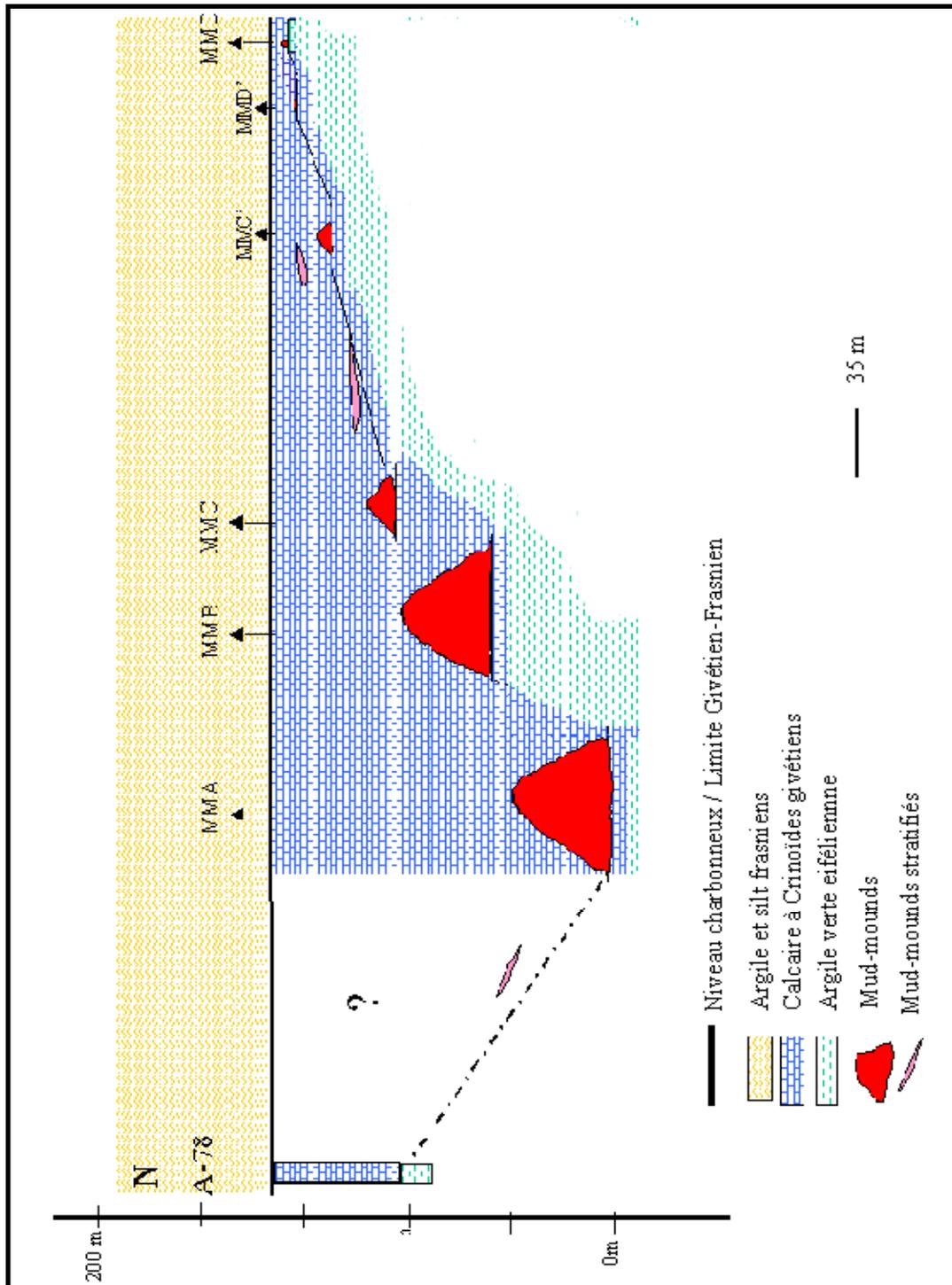


Fig. IV.3 - Coupe interprétative des mud-mounds d'Akabli dans un plan vertical

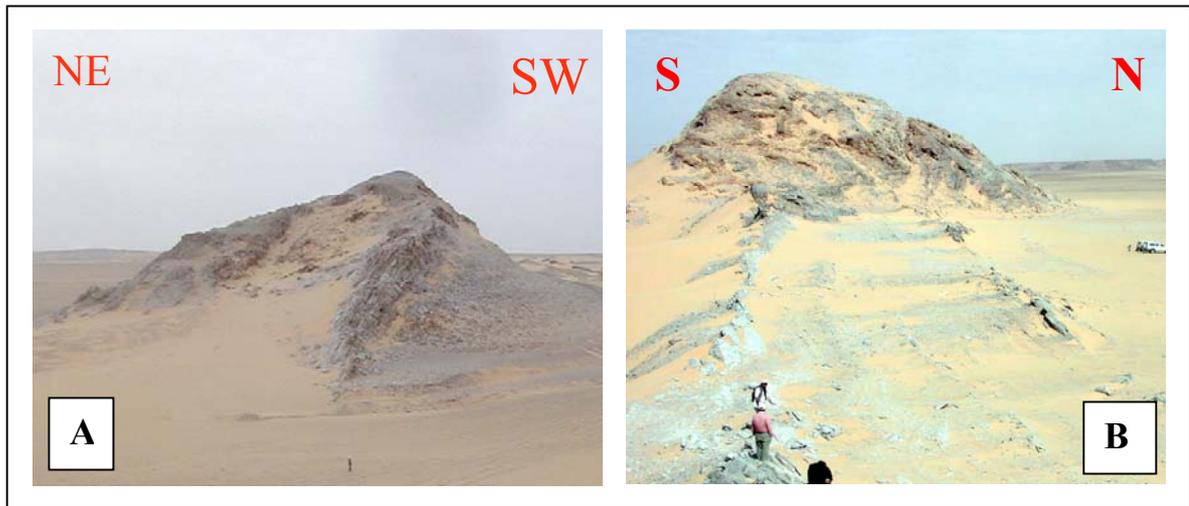


Fig. IV.4 - Vue générale du mud-mound B .A) côté Nord .B) : côté sud

Un banc carbonaté bitumineux continu « frasnien » représente le banc repère qui nous a permis d'évaluer la puissance des formations sus-jacentes des mud-mounds C, C' et D (Fig. IV.5).



Fig. IV.5 – Représentation du niveau-repère riche en matière organique (tireté blanc)

Les faciès carbonatés situés entre les constructions sont constitués de calcaire à Crinoïdes fins de couleur grise, parfois rosâtre. La couleur rosâtre est due essentiellement à la dolomitisation et cette dernière est liée aux failles transversales de direction N60 que nous rencontrons très souvent dans les constructions. Ils présentent de plus des stratifications obliques comme le montre la figure IV.6, chenalisées appartenant probablement aux chenaux de marée.

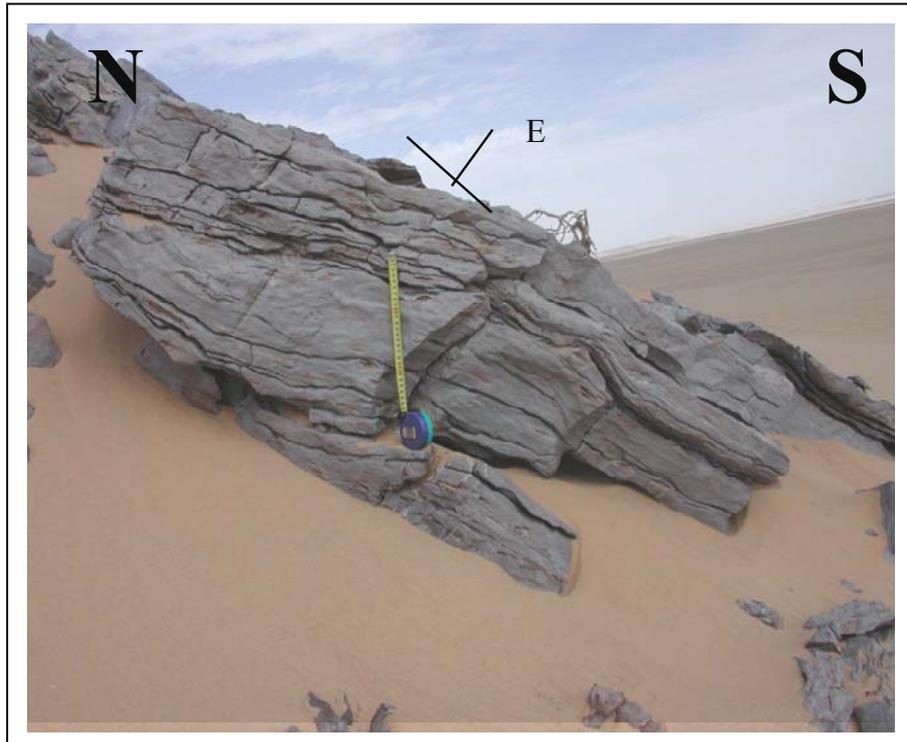


Fig. IV.6 - Faciès off-mound : calcaire à Crinoïdes.  
Présence de stratifications obliques.

#### IV.1.2 - Analyse pétrographique

Deux coupes ont été levées et échantillonnées, l'une au niveau du mud-mound B (Fig. IV.7), la seconde au niveau du mud-mound C (Fig. IV.11).

##### IV.1.2.1 – Le mud-mound B

C'est un édifice qui émerge dans la topographie. Sa base est occupée par des calcaires à crinoïdes en bancs centimétriques à décimétriques de couleur grisâtre. D'importants éboulis masquent une dizaine de mètres de la coupe; qui sont suivis par la masse non stratifiée formée de dolomies rosâtres où d'importantes vacuoles de dissolutions sont retrouvées. Le sommet est occupé par des calcaires bioclastiques stratifiés de couleur gris foncé à rosâtre en bancs décimétriques à centimétriques strato-décroissants.

##### a) *Analyse du micro-faciès du Log AKB-B*

17 échantillons sont analysés (Fig. IV.7). L'ensemble du microfaciès présente des dolomicrites et des dolomisparites ainsi que des wakestones, packstones et grainstones.

- a) La semelle du mud-mound  
Echantillon Akb-b1 : Dolomicrite. Présence de fantôme d'organismes et matière organique.
- b) Le corps du mud-mound  
Echantillon Akb-b2 : dolomicrite et dolomicrosparite : présence de fantômes d'organismes
- c) La couverture du mud-mound  
Echantillons Akb-b11 à Akb-b14 : Packstones à grainstones en voie de dolomitisation. Les bioclastes sont des Crinoïdes, Brachiopodes, mollusques.  
Echantillon Akb-b15 : Wackestone en voie de dolomitisation. Les bioclastes sont des Tentaculites (% faible), Crinoïdes, Brachiopodes et Céphalopodes.

Echantillon Akb-b16 : Grainstone en voie de dolomitisation

Echantillon Akb-b17 : Packestone : 30 % de matière organique. Les bioclastes sont des Tentaculites et Crinoïdes complètement corrodés. A la cassure cet échantillon dégage une forte odeur de gaz.

Echantillons Akb-b3 à Akb-b10 : Dolomicrite à domicrosparite. La dolomicrosparte correspond à ce qui fut des stromatactis. Les cristaux de dolomite sont bien cristallisés. Présence de matière organique et de porosité (3 à 5 %). La porosité est due essentiellement à la dissolution. (Fig. IV.8 et 9)

*b) Analyse du Log pétrographique du mud-mound B : AKB-B*

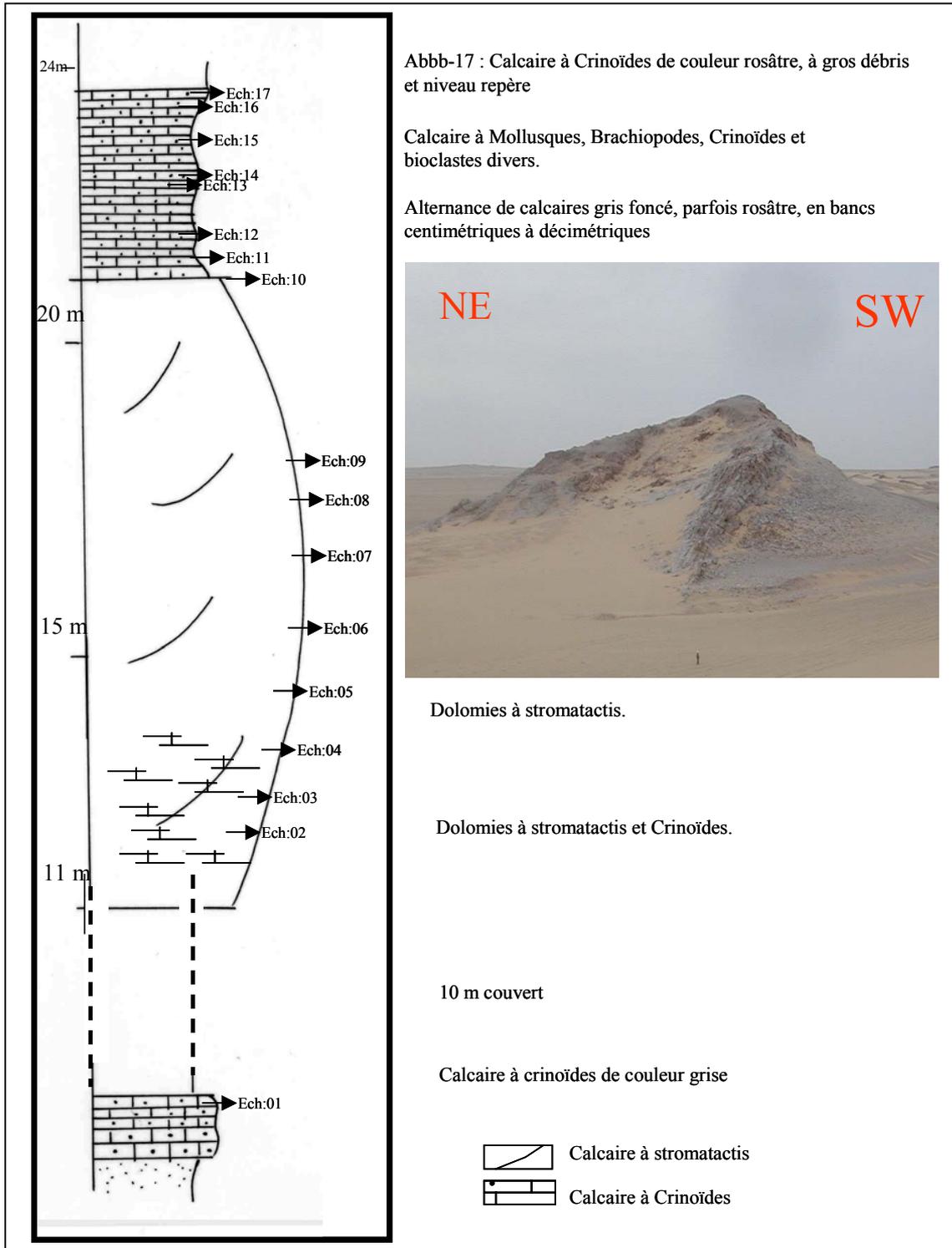


Fig. IV.7 - Log pétrographique du mud-mound B (région d' Akabli).

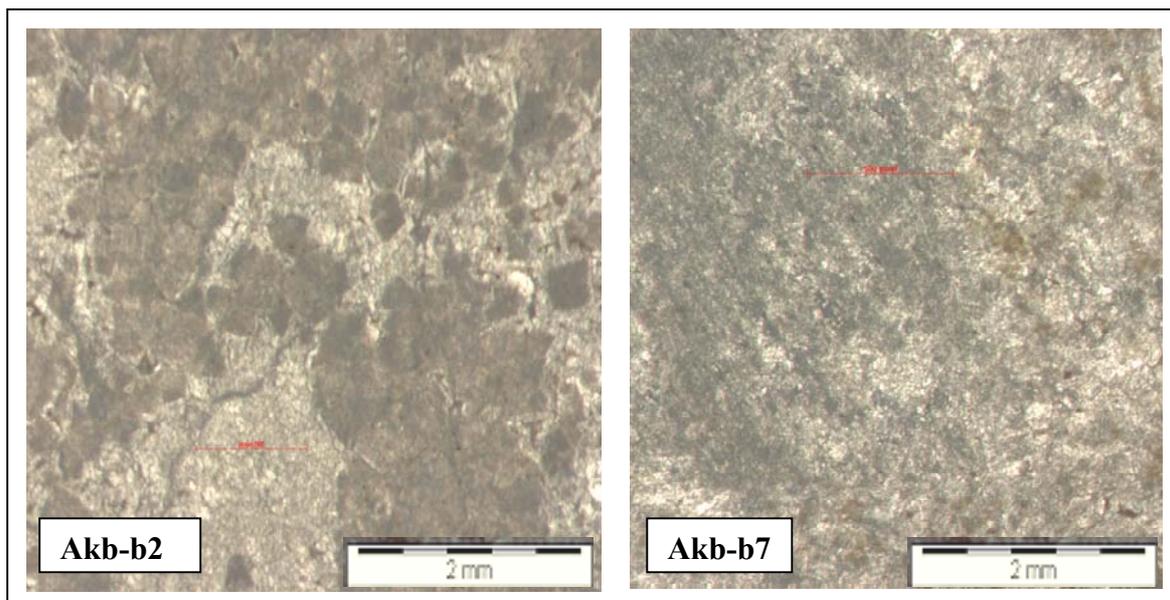


Fig. IV.8 - Echantillons Akb-b2 à Akb-b7 : Dolomicrite à domicrosparite.  
Sur la photo Akb-b2 . fantôme de crinoïdes

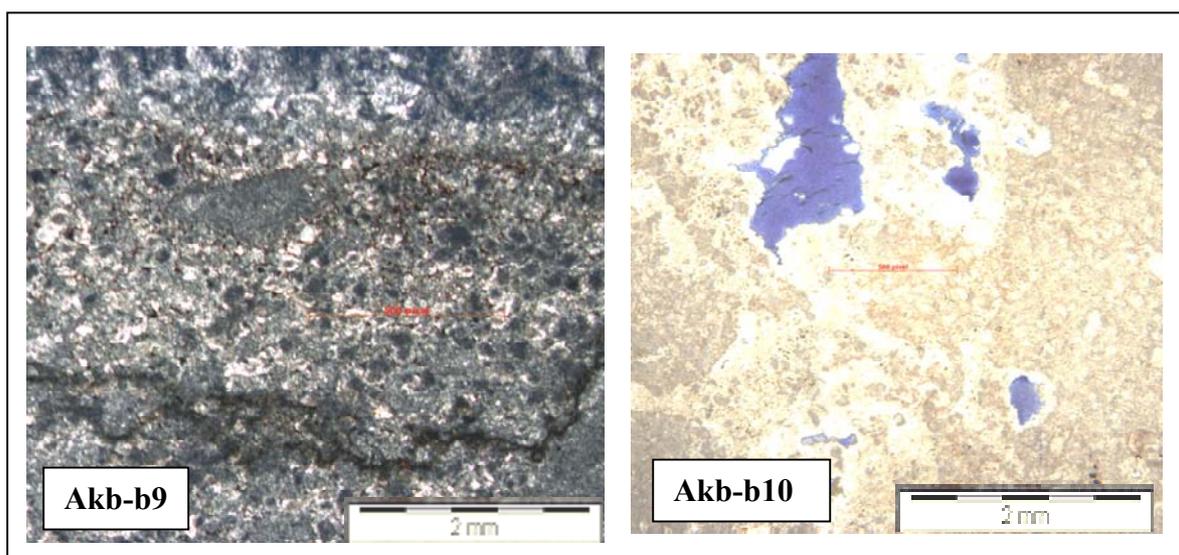


Fig. IV.9 - Echantillons Akb-b9 : Dolomicrosparite et présence de matière organique.  
Akb-b10 : Dolomicrosparite et présence de géodes. Porosité intéressante.

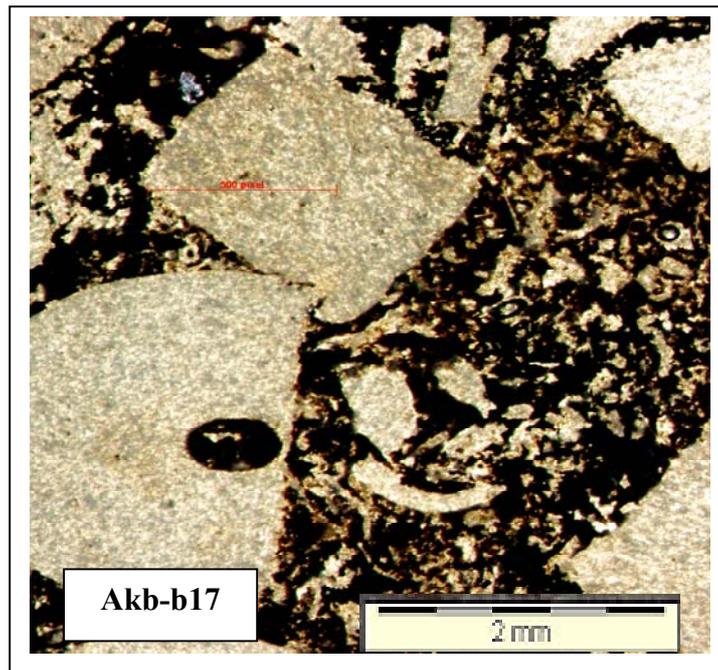


Fig. IV.10 – Akb-b17 : Packstone avec 30 % de matière organique. Bioclastes constitués de Crinoïdes et de Tentaculites corrodés. Niveau repère.

#### IV.1.2.2 – Le mud-mound C

Le mud-mound C est constitué à la base par une alternance de calcaires à Crinoïdes en bancs centimétriques à décimétriques, à débris de bioclastes grossiers et fins, de couleur grise. Des niveaux ferruginisés sont situés à la base de cet intervalle. La masse construite à stromatactis, de couleur grise et rougeâtre est dolomitisée. Le sommet est occupé par une dizaine de mètres de calcaires bioclastiques sub-affleurants. Le sommet est occupé par des calcaires à crinoïdes intercalés de niveaux ferruginisés.

##### *a) Analyse micrographique du mud-mound C*

L'analyse micrographique des échantillons du mud-mound C révèle qu'il s'agit de wackestones à packstones en voie de dolomitisation. 10 échantillons ont été analysés (Fig. IV.11).

- a) *Semelle du mud-mound C* Echantillons Akb-c1 à Akb-c3 : Grainstones en voie de dolomitisation. Les bioclastes sont essentiellement des débris de Crinoïdes (Fig. IV.12).
- b) *Corps du mud-mound* Echantillons Akb-c4 à Akb-c6 : Wackestones. Les bioclastes sont représentés par des spicules de Spongiaires, des débris très fins de Crinoïdes et probablement des Eponges (Fig. IV.13).
- c) *Couverture du mud-mound* Echantillons Akb-c7 à Akb-c10 : Grainstones. Les bioclastes sont essentiellement des Crinoïdes. Les Tentaculites apparaissent à partir de l'échantillon Akb-c8 mais en pourcentage très faible.  
L'échantillon Akb-c10 est un calcaire riche en matière organique et en Tentaculites, dégageant une odeur de gaz à la cassure : faciès bitumineux. Les bioclastes sont fortement corrodés (Fig. IV.14).

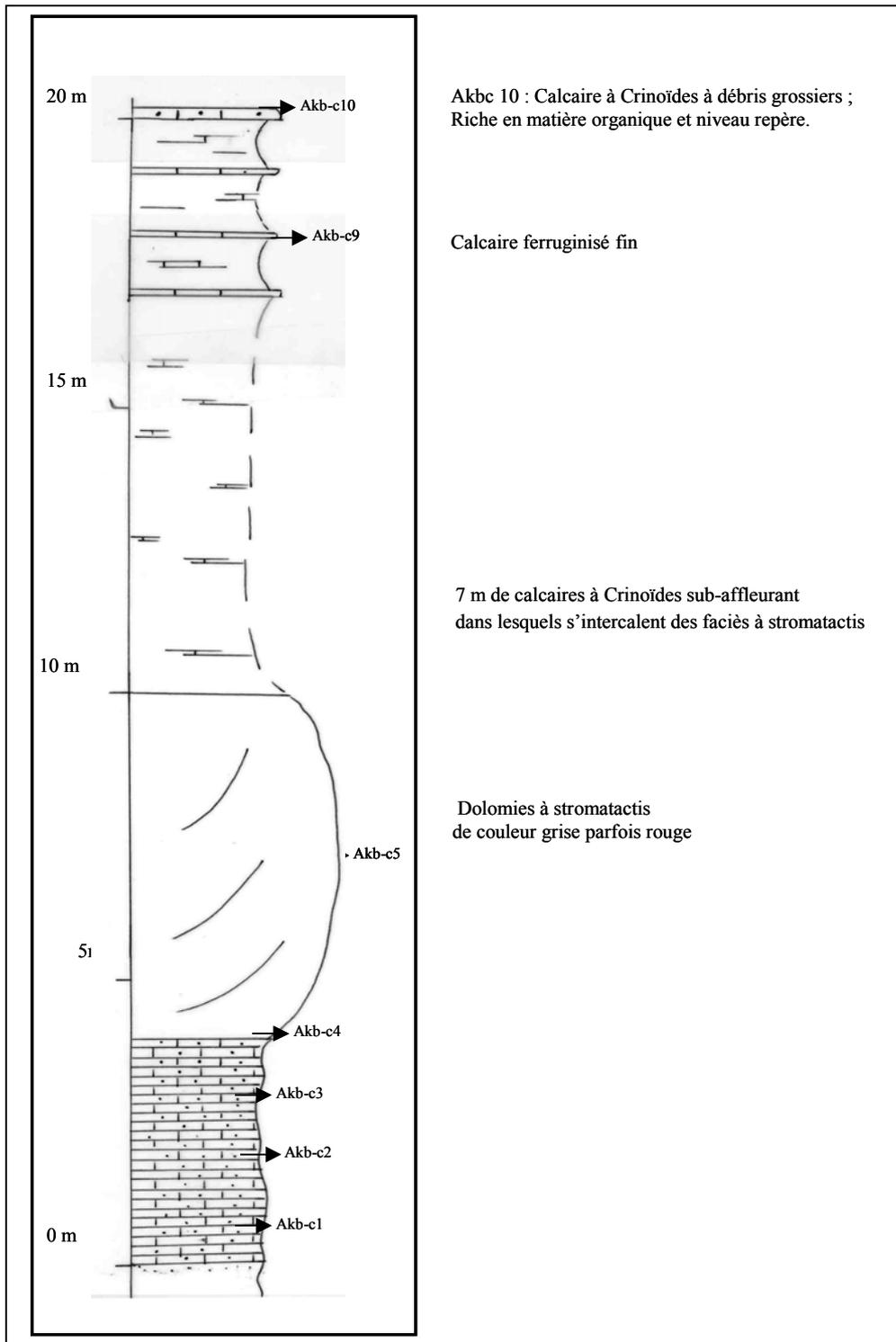


Fig. IV.11 - Log pétrographique du mud-mound C

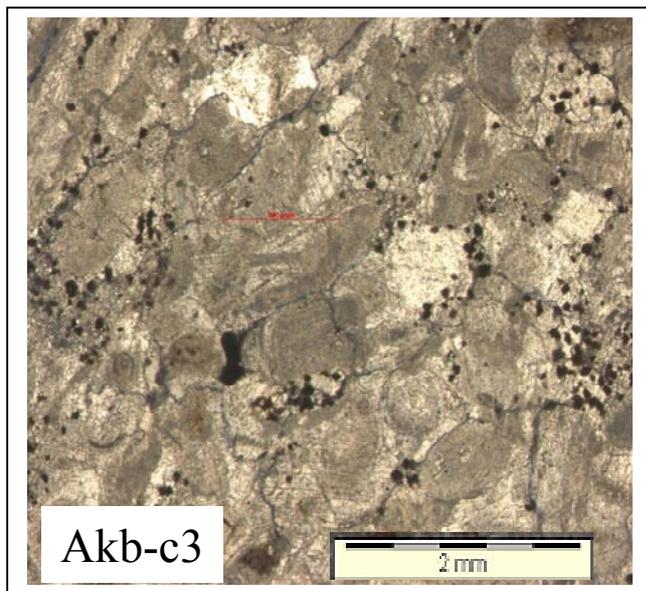


Fig. IV.12 – Echantillon Akb-c3

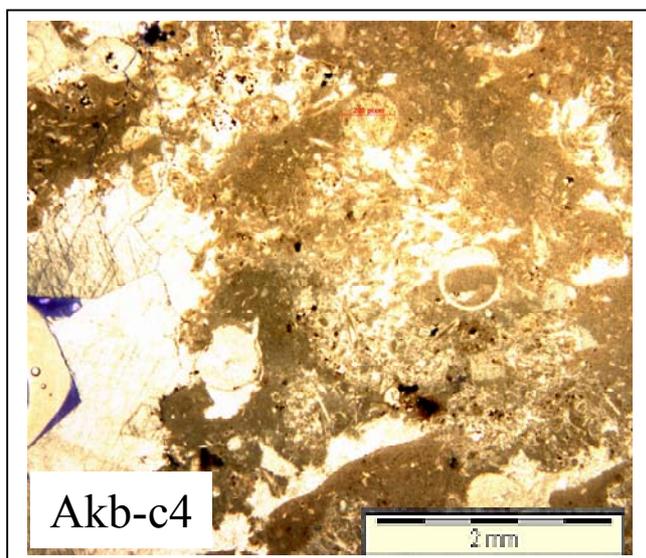


Fig. IV.13 - Echantillon Akb-c4 : Wackestone. Les bioclastes sont représentés par des spicules de Spongiaires, des débris très fins de Crinoïdes et probablement des Eponges. Remarquer la dolomitisation partielle de cet échantillon

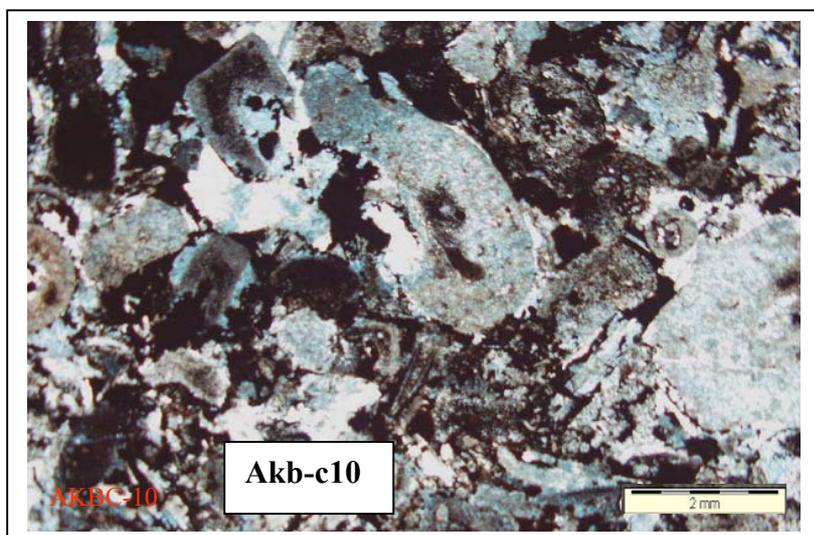


Fig. IV.14 – Akb-c10 : Grainstones. Les bioclastes sont des Crinoïdes et des Tentaculitès. Les Tentaculitès apparaissent à partir de l'échantillon Akbc-8 mais en pourcentage très faible. L'échantillon Akb-c10 est un calcaire riche en matière organique faciès bitumineux dégageant une odeur de gaz à la cassure : faciès bitumineux. Les bioclastes sont fortement corrodés et représentent le niveau repère.

#### IV.1.3 - Suggestion pour la mise en place des récifs dans la région d'Akabli

Les failles principales N-S qui ont conditionné les principaux caractères structuraux de cette région ont également joué un rôle dans le positionnement des constructions de cette localité. La position des MM.A, .B, .C, .D n'est pas fortuite. Ils sont positionnés sur un trend N-S et présentent des tailles décroissantes. La migration des récifs vers le Sud est également liée à d'autres facteurs que nous allons tenter d'interpréter. Les données utilisées sont de sources multiples mais l'essentiel de cette hypothèse de travail revient aux travaux de Wendt *et al.* (1998, 1999 et 2000).

Sur une direction N-S et sur 800 m de longueur, affleurent plusieurs constructions dont cinq se distinguent par leurs dimensions. Pour une lecture facile nous les nommerons : MM.A-MM.B-MM.C-MMC'-MM.D-MM.E. Ce sont des pointements dont les dimensions visibles varie d'une quarantaine de mètres à deux mètres de hauteur. Leur base est estimée entre une cinquantaine et une dizaine de mètres ; ces dimensions décroissent du Nord vers le Sud. Ce sont des masses bioconstruites, isolées, reliées entre elles par des calcaires à crinoïdes stratifiés et chenalisés. Les données utilisées sont de sources multiples mais l'essentiel de cette hypothèse de travail revient aux travaux de Wendt *et al.* (1998, 1999 et 2000) concernant la stratigraphie. Pour expliquer cette géométrie , une interprétation est proposée

Nous supposons l'existence d'une rampe N-S, de pente moyenne (2 à 25°) suivant le modèle de marge à mud-mounds de Wilson (1975) et en régime transgressif (Fig. IV.15) :

- En un temps **T0** et sur une plate-forme carbonatée peu profonde se formaient des prairies à Crinoïdes sous une faible tranche d'eau appelée **L1 équivalente à 20 m d'épaisseur**.
- **Au temps T1** : Zone à *varcus* (voir Chapitre III - Stratigraphie) : l'énergie est assez forte pour déposer les sables à Crinoïdes au niveau du MM-A, sous une tranche d'eau équivalente à **L1**. Le processus de sédimentation continue jusqu'à ce que l'énergie devienne faible ou inexistante. Quand la tranche d'eau devient égale à **L2** (50 m) les sables à Crinoïdes servent de première semelle à l'installation des premières constructions au niveau du MM-A.
- **Au temps T2** : Zone à *varcus*. La croissance du MM-A continue et maintient la stabilité de la tranche d'eau **L2**. Tant que la tranche d'eau L2 est maintenue, la croissance du MM-A est possible, ce qui implique une stabilité. Le récif pousse dans le sens de la hauteur jusqu'à atteindre un maximum de 35 m. La croissance du MM-A compense l'espace d'accommodation créée : il y a aggradation des dépôts. Au-delà de 35 m, la croissance du récif s'arrête (L2) et nous passons à des faciès plus profonds. Ces derniers marquent un accroissement de l'espace d'accommodation et une migration des faciès construits vers le Sud.
- **Au temps T3** : zone à *varcus*. La position du MM-B est plus favorable (L2) et la construction se trouve déplacée de 300 m environ vers le Sud. Une nouvelle stabilité de la tranche d'eau s'installe et les faciès à stromatactis s'épanouissent à nouveau. Entre les récifs, des calcaires à Crinoïdes plus fins se déposent qui sont probablement dus à des courants existant dans ces zones inter récifales correspondant probablement à des chenaux. Des épisodes de calcaires à Crinoïdes sous forme de lentilles peu épaisses s'intercalent dans la construction. C'est donc un phénomène instantané et qui ne dérange en aucun cas durablement la construction.

- **Au temps T4** : zone à *varcus*. Au cours de cette nouvelle stabilité, le MM-B croît et atteint 30 m de hauteur.  
Une nouvelle remontée rapide du niveau marin permet d'atteindre la tranche L3 qui oblige le MM-B à arrêter sa croissance. Les conditions d'environnement idéales se retrouvent au point C et les faciès à stromatactis prennent le relais jusqu'à ce que le MM-C atteigne sa hauteur maximale.
- **Au temps T5** : situé dans la zone à *varcus*. C'est le même raisonnement qui se répète au niveau du mud-mound D : instabilité au point C suivie d'une stabilité au point D. La hauteur du MM-D fait à peine 2 m.

#### **Récapitulatif :**

En un temps **T0** et sur une plate-forme carbonatée peu profonde se formaient des prairies à Crinoïdes sous une faible tranche d'eau appelée **L0**. En un temps **T1**, ces courants transportent les Crinoïdes et atteignent l'offshore inférieur, les déposent sous une tranche d'eau **L1**. En un temps **T2**, le mouvement transgressif de l'eau continue, la tranche d'eau devient égale à **L2** (L2 sup. L1), L'énergie devient faible ou inexistante, l'apport détritique des sables à Crinoïdes est arrêté, les faciès à stromatactis s'installent.

#### IV.1.4 - Conclusion

La construction des mud-mounds de la région d'Akabli est contrôlée par la tranche d'eau du niveau marin. C'est en effet au cours d'une transgression continue et sur une rampe à faible pente moyenne que les mud-mounds d'Akabli se sont mis en place. Cette pente de direction nord comme le suggère le schéma interprétatif (Fig. IV.15) suppose un diachronisme dans la construction qui est dû à l'envolement progressif des constructions.

Les principaux processus sont donc :

- 1 - Existence d'une pente S-N.
- 2 - Augmentation relative du niveau marin
- 3 - Rétrogradation-migration.

A l'échelle régionale les résultats stratigraphiques acquis par Goniatis (voir chapitre III - Stratigraphie), montrent que les mud-mounds des régions les plus méridionales sont les plus jeunes (Moussine-Pouchkine, 1974) :

- Azzel-Matti : Givétien supérieur franc.
- Gouiret Es Soud : base du Givétien supérieur
- Oued-Ouzdaf : Givétien inférieur.

Nous retrouvons à une plus grande échelle ce diachronisme qui serait induit par une pente que nous supposons correspondre à une pente régionale sud-nord et par une montée progressive du niveau marin.

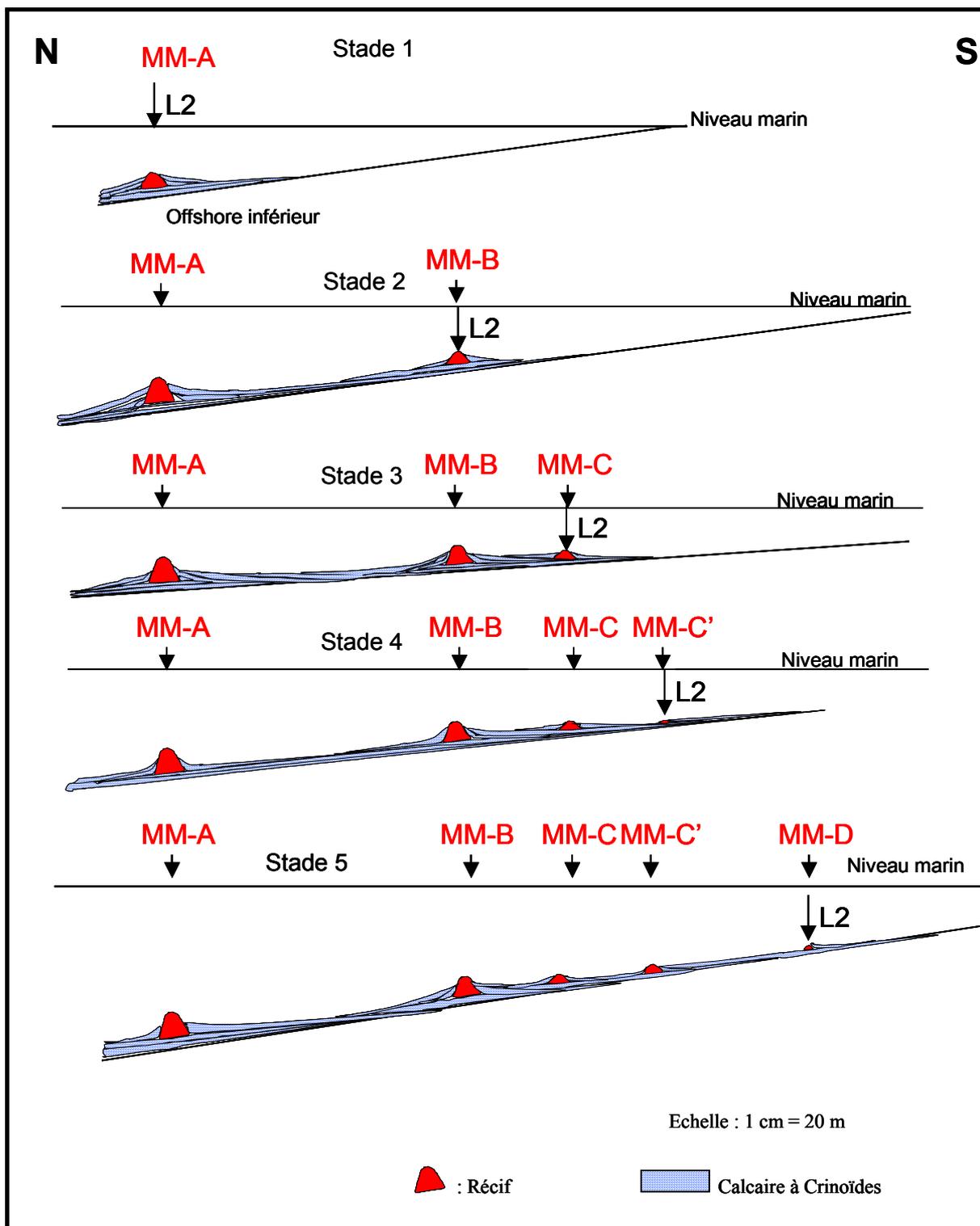


Fig. IV.15 – Schéma interprétatif de la mise en place des récifs d’Akabli (Pente estimée entre 2 et 25° selon le modèle de Wilson, 1975)

## IV.2 - SEDIMENTOLOGIE DU SITE OUED-OUZDAF (ODZ)

La région d'Oued Ouzdaf est située sur la feuille au 1/200 000 d'Aoulef El Arab (Fig. IV.1). Les sites étudiés se trouvent sur l'anticlinal dénommé Oued Ouzdaf (Fig IV.16) dont l'orientation est NW-SE. Ce dernier est situé entre deux anticlinaux de même direction. Il a un axe de 3,5 km et une largeur de 1,5 km. Les pendages sur le flanc ouest sont de l'ordre de 40°, et de 70° sur le flanc est (Fig. IV.16).

La localisation des constructions se fait sur le flanc est, dont le pendage s'affaiblit de plus en plus pour atteindre 20° .

L'orientation de cet anticlinal à cœur frasnien est due à la phase NE-SW qui également responsable de l'orientation de la chaîne de l'Ougarta.

Les mud-mounds de Oued Ouzdaf se situent tous sur le flanc est de l'anticlinal. Ils peuvent être isolés ou coalescents ; quand la coalescence est importante, ils peuvent constituer une véritable barrière. Sur la carte structurale d'Oued-Ouzdaf (Fig. IV.17), nous comptabilisons 12 mud-mounds isolés (numérotés de 1 à 12) et cinq barrières dénommées de A à E. Cette numérotation est celle de Wendt *et al.* (2000) qui a été légèrement modifiée pour avoir une meilleure lecture.

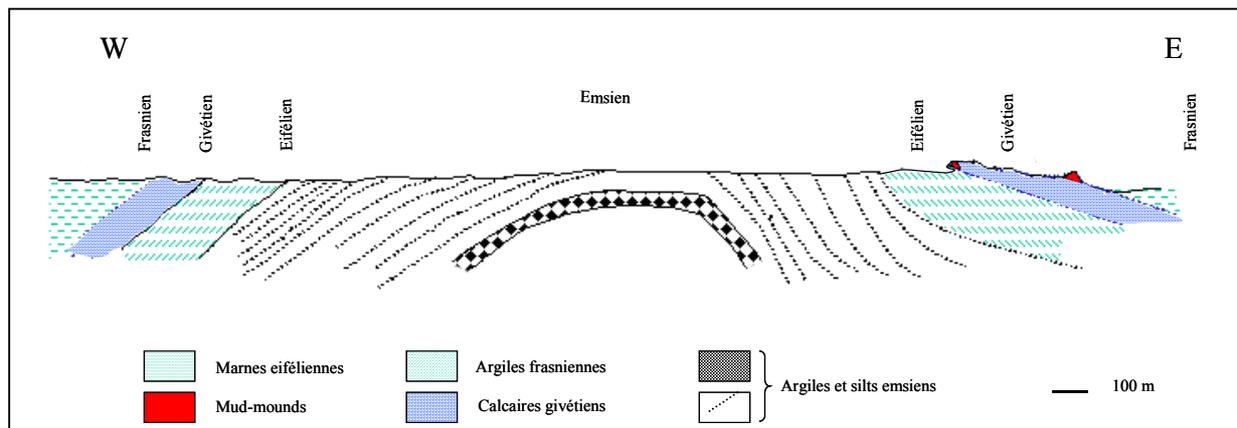


Fig. IV.16 - Coupe structurale C1 recoupant l'anticlinal d'Oued Ouzdaf et montrant la position structurale des mud-mounds

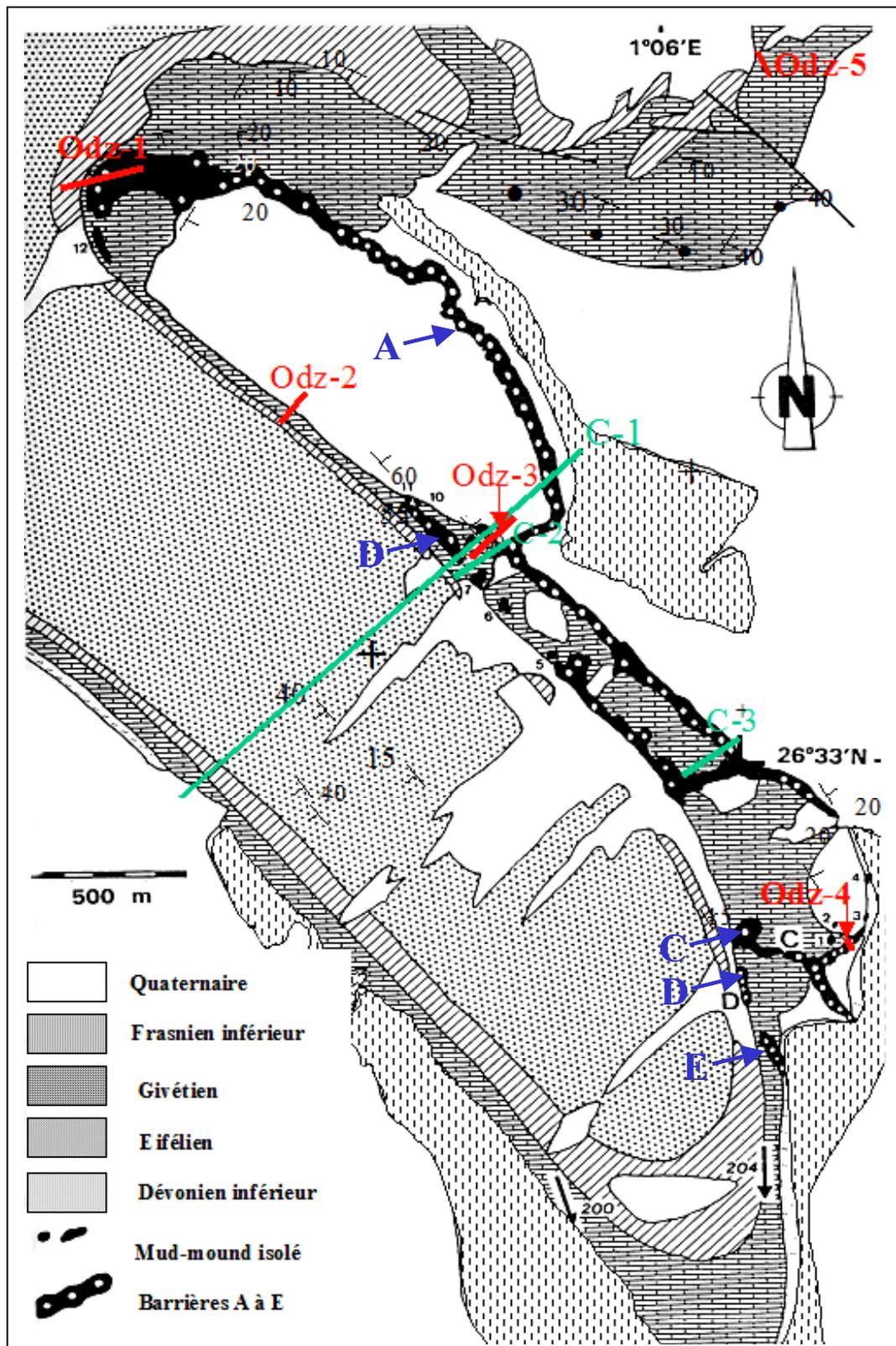


Fig. IV.17 – Carte structurale de la région d’Oued Ouzdaf (modifiée d’après Wendt *et al.*, 1998). Position des logs stratigraphiques (en rouge), des coupes structurales (en vert), des barrières A à E (en bleu).

#### IV.2.1 - La barrière A

La barrière A est la plus imposante, elle occupe tout le flanc est de l'anticlinal, du Sud jusqu'au Nord. Elle présente une longueur de 1400 m et une largeur comprise entre 80 et 150 m. Les flancs ouest de la ride ont un pendage de 30° et un flanc est de 40 à 80°. La hauteur apparente oscille entre 20 et 30 m. Le pendage structural est de l'ordre de 40-50°. En fait, la barrière est constituée de plusieurs pointements récifaux qui au cours de leur développement se sont amalgamés présentant un aspect de « pelures d'oignon ».

##### *a) Coupe stratigraphique ODZ-1 et LOG ODZ-1*

L'Emsien est représenté à la base par des grès rouges, à stratification oblique, de 1 m d'épaisseur, suivis d'une alternance d'argiles et de grès rouges ferruginisés de l'ordre de 18 m d'épaisseur. Il se termine par un grès ferrugineux à Brachiopodes de 5 cm d'épaisseur. C'est le dernier banc gréseux avant la combe marneuse de l'Eifélien.

L'Eifélien est sub-affleurant. Sur une épaisseur de 18 m, il est représenté par une combe d'argile verte. Le seul endroit où les argiles eiféliennes affleurent convenablement se situe plus au Nord-Est de la coupe.

La semelle du mud-mound est constituée par des faciès carbonatés. Un banc de calcaire bioturbé de couleur gris bleu de 1 m d'épaisseur affleure en premier (Fig. IV.19, photo 2) ; il est suivi par une alternance de bancs décimétriques à centimétriques de calcaires bioclastiques stratodécroissants, essentiellement des faciès à Crinoïdes. A cet endroit les débris de Crinoïdes sont de taille millimétrique. La couleur de ces calcaires est grise à bleue rarement rougeâtre. L'évolution de ces bancs indique un approfondissement vers le sommet. On observe une décroissance de la taille des débris de crinoïdes et de l'épaisseur des bancs (Fig. IV.19, photo 2) qui suggère une évolution correspondant à un intervalle transgressif.

Le corps construit est formé par des calcaires à stromatactis de 4 m d'épaisseur. La construction se présente sous forme de lentille (Fig. IV.18, photo 1). Les stromatactis occupent la masse sans ordre apparent. Leurs dimensions sont aussi aléatoires, ils peuvent être millimétriques à centimétriques, orientés dans n'importe quel sens (Fig. IV.18, photo 2). A l'affleurement ce sont de larges tâches de calcite blanche qui constituent ces stromatactis.



Photo 1 - Remarquer l'altération en boule du massif



Photo 2 - Faciès à stromatactis

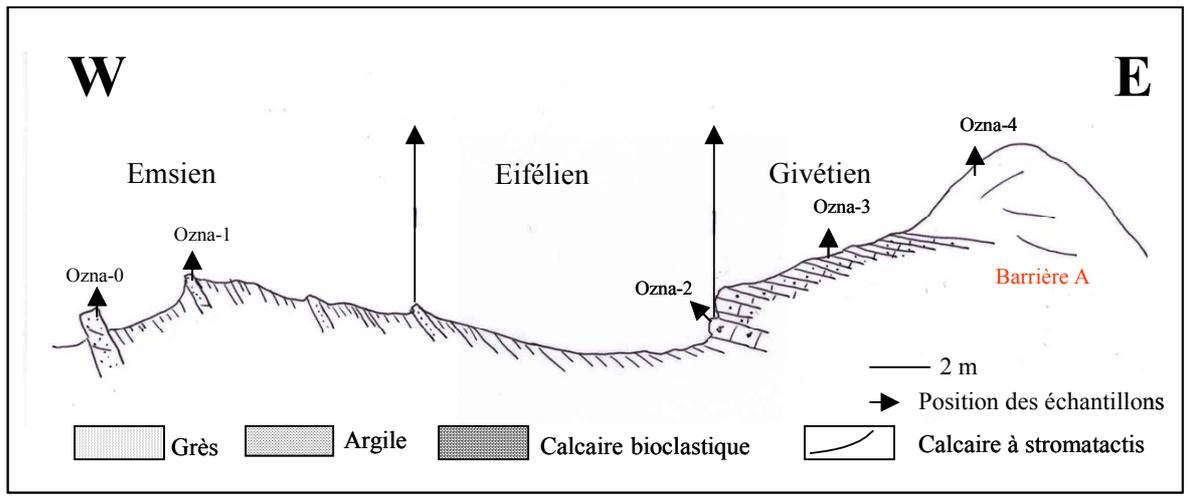


Fig. IV.18 – Coupe structurale d'ODZ-1

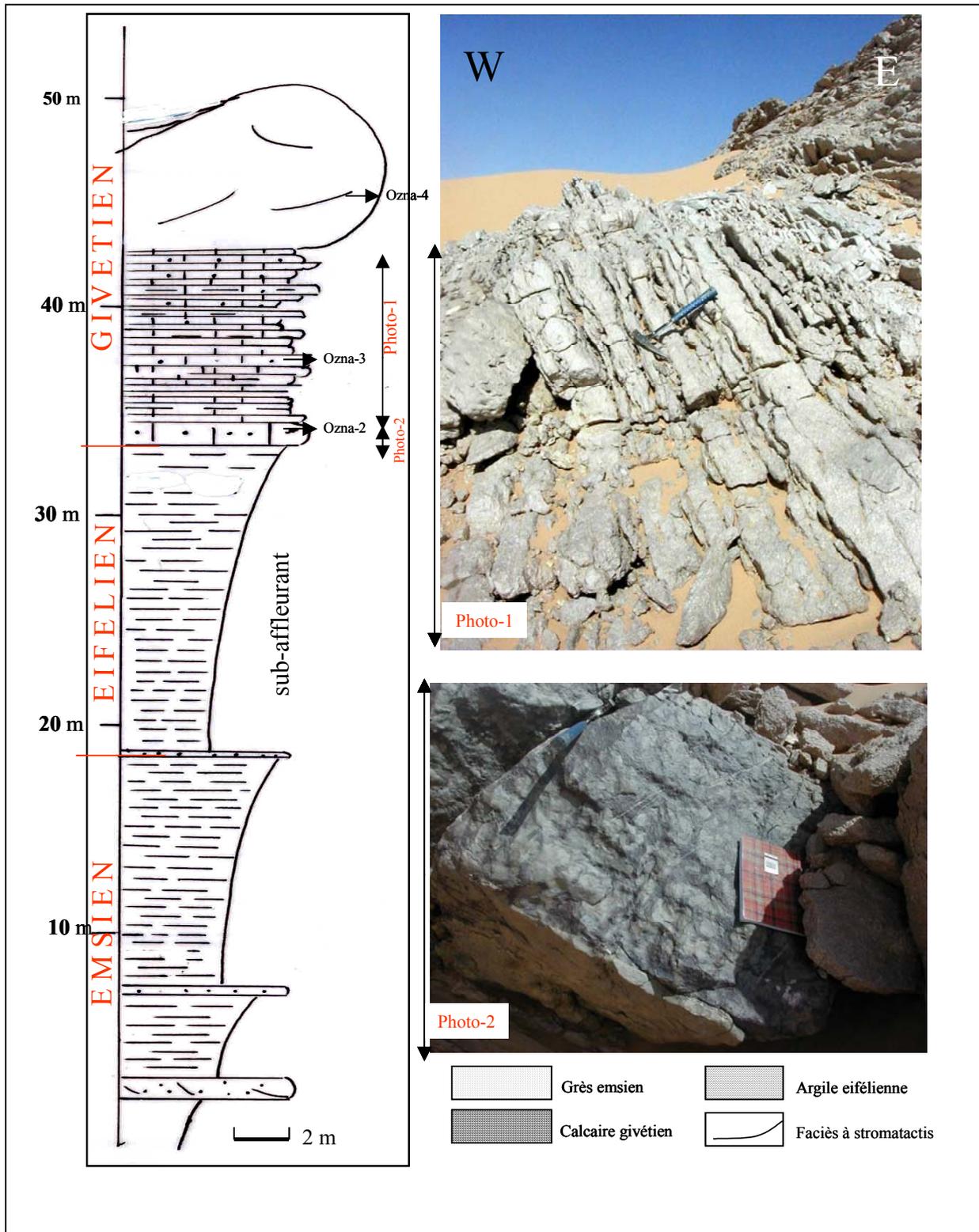


Fig. IV.19 – Log ODZ-1

## b) Microfaciès

L'analyse pétrographique est faite sur les quatre échantillons mentionnés sur le log. Ce sont essentiellement des packstones. Trois échantillons ont été analysés.

- *Ozna-2 : Grainstone. (Fig. IV.20)*  
*Les bioclastes sont des Crinoïdes. Présence de dolomitisation et de recristallisation. Porosité intergranulaire de l'ordre de 1 %.*
- *Ozna-3 : Grainstone. (Fig. IV.21)*  
*Les bioclastes sont des Crinoïdes. Présence de recristallisation de bioérosion et de dolomitisation.*
- *Ozna-4 : Wackestone, faciès à stromatactis.*  
*Les bioclastes sont des débris fins de Crinoïdes. Présence de microstylolites et de matière organique.*

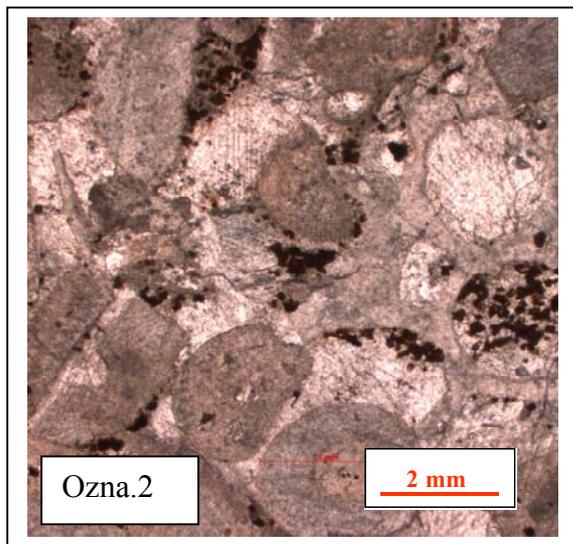


Fig. IV.20 - Ozna-2 : Packstone diagenésisé en grainstone. Les bioclastes sont des Crinoïdes. Porosité intergranulaire de l'ordre de 1 %.

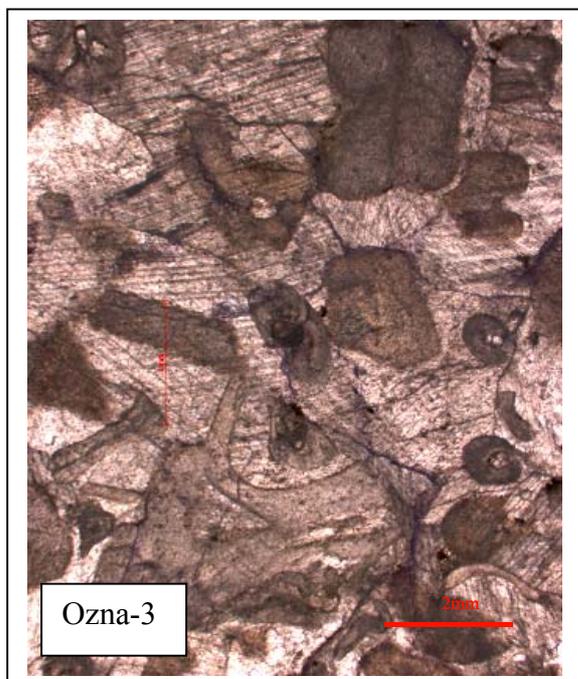


Fig. IV.21 - Ozna-3 : Packstone. Présence de recristallisation de bioérosion et de dolomitisation.

#### IV.2.2 – La barrière B et le mud-mound 9

##### a) *Coupe structurale C3 et LOG ODZ-3*

La barrière B se situe également sur le flanc Est de l'anticlinal mais plus occidentale que la barrière A. Elle est composée de trois constructions coalescentes. La barrière B présente une longueur d'une soixantaine de mètres, une largeur de 40 à 50 m, pour une hauteur visible de 30 m.

Les pendages des flancs de la barrière B oscillent entre 60 et 90° suivant la position autour du mud-mound. Le pendage structural à cet endroit est de 50° (Fig. IV.22).

Une coupe orientée NE-SW est levée, dénommée C3, passant par la barrière B et le mud-mound 9, donne une image de l'architecture des mud-mounds dans cette partie de l'anticlinal. Cette coupe met en évidence les deux épisodes de construction que sont la barrière B et le mud-mound 9 (Fig. IV.22).

Un log (LOG ODZ-3) représente les principaux faciès (Fig. IV-23) :

- A la base de ce Log apparaissent 2 m de calcaires à stromatactis de couleur grise (Fig. IV.23, Photo 3) La masse construite est en forme de lentille ; en fait la hauteur maximum de la construction est égale à 11 m et se situe un peu plus au Sud que l'endroit où est représenté le trait de coupe (Fig. IV.17).
- Sur une épaisseur de 28 m viennent ensuite des calcaires à crinoïdes de couleur grise parfois rouge (Fig. IV.23, Photo 2). Ces bancs de calcaires à crinoïdes sont centimétriques à décimétriques avec des alternances de calcaires fins et marneux. Les faciès deviennent plus fins vers le sommet. Les débris des Crinoïdes peuvent être millimétriques à pluricentimétriques.  
En fait les débris des Crinoïdes sont grossiers sur les flancs des constructions et même sur le sommet (alimentation *in situ*). Quand ces débris constituent la base des constructions, ils semblent avoir subi des phases de transports par des courants multiples, la taille des débris étant fine et grossière à la fois, ce qui se traduit par une alternance de calcaires fins et grossiers et un certain classement des débris.
- Puis se superposent 6 m de calcaires à crinoïdes associés aux faciès à stromatactis (coupe légèrement déviée vers le Sud-Est).
- La coupe se termine par une bioconstruction représentée sur la carte par le mud-mound 9, constituée par 4 m de calcaires à stromatactis. (Fig. IV.23, Photo 1) :

Dans les deux constructions et d'une façon générale, les stromatactis s'orientent également dans les trois dimensions d'une façon quelconque.

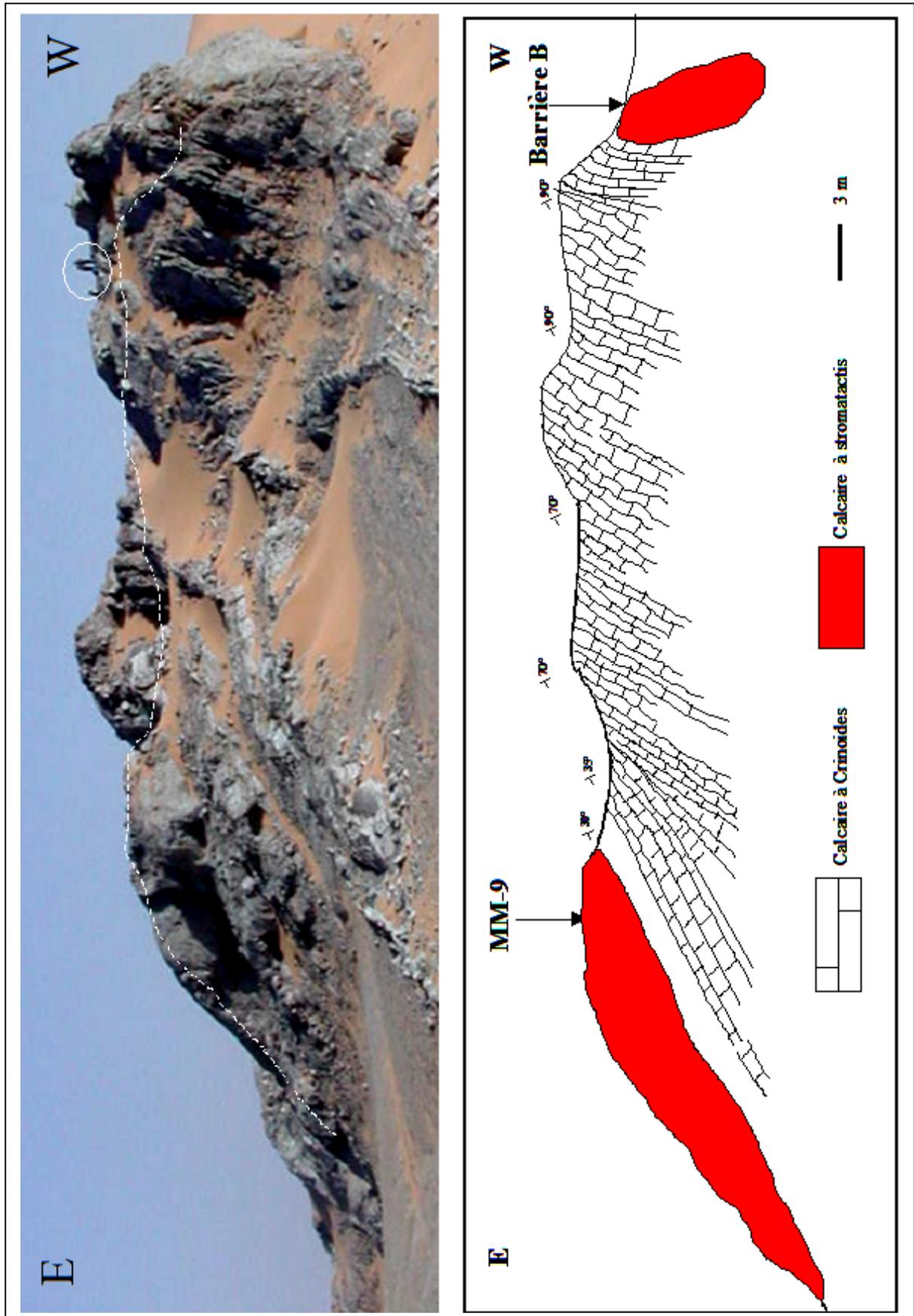


Fig. IV.22 – Coupe structurale C3 (les personnages, dans le cercle blanc de la photo donnent l'échelle)

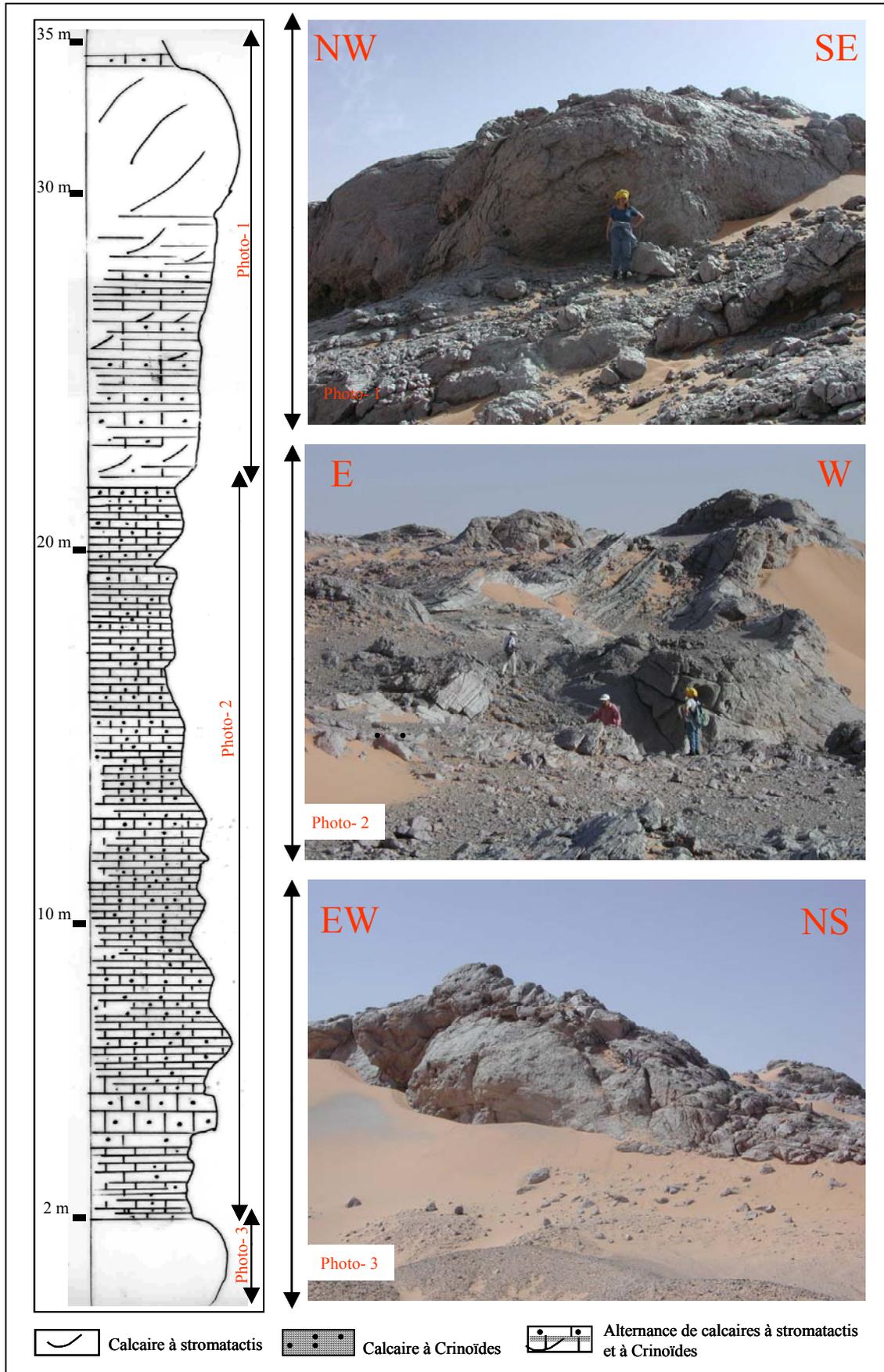


Fig. IV.23 - Log ODZ-3

### IV.2.3 - Interprétation architecturale et structurale

La coupe structurale C2 (Fig. IV.24), traversant l'anticlinal d'Oued Ouzdaf, présente un pli à cœur frasnien dissymétrique. Le flanc est affiché un pendage structural fort, de l'ordre de 50 à 60°. La coupe passe par trois niveaux de bioconstructions : la barrière B, le mud-mound 9 et la barrière principale A. Grâce à la structure de l'anticlinal largement érodé à cet endroit, l'empilement successif de ces constructions est visible à ce niveau. Nous observons trois constructions. Il est vrai que la disposition entre la barrière B et le MM.9 est très claire au niveau de l'affleurement : la couverture crinoïdique de la barrière B est la semelle du MM.9, comme le suggèrent les coupes C2 et C3 qui illustrent parfaitement cette architecture (Fig. IV.24 et 25, partie orientale de la coupe C1). La relation avec la barrière principale A reste certes interprétative car les dunes actuelles se déplacent rapidement et masquent les bases des rides principales.

La coupe C2 (Fig. IV.24), passant d'Ouest en Est par la barrière B, le mud-mound 9 et la barrière A, montre les trois générations de constructions. La coupe C3 (Fig IV-25), établie à 500 m plus au Sud que la coupe C2, montre clairement la superposition de deux de ces bioconstructions, dont l'une est la barrière A et la seconde correspond soit à la barrière B soit au mud-mound 9.

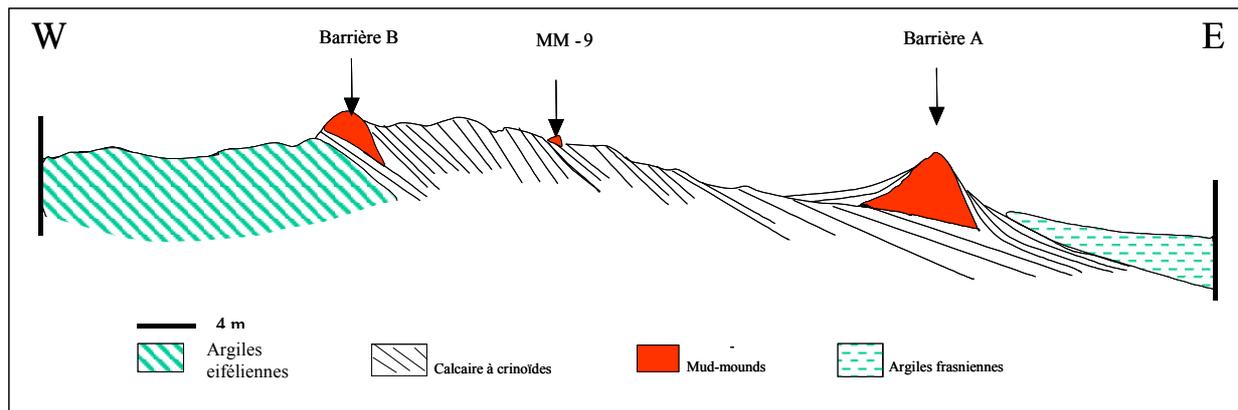


Fig. IV.24 - Coupe C2. Schéma interprétatif dans l'agencement des mud-mounds de la région d'Oued-Ouzdaf

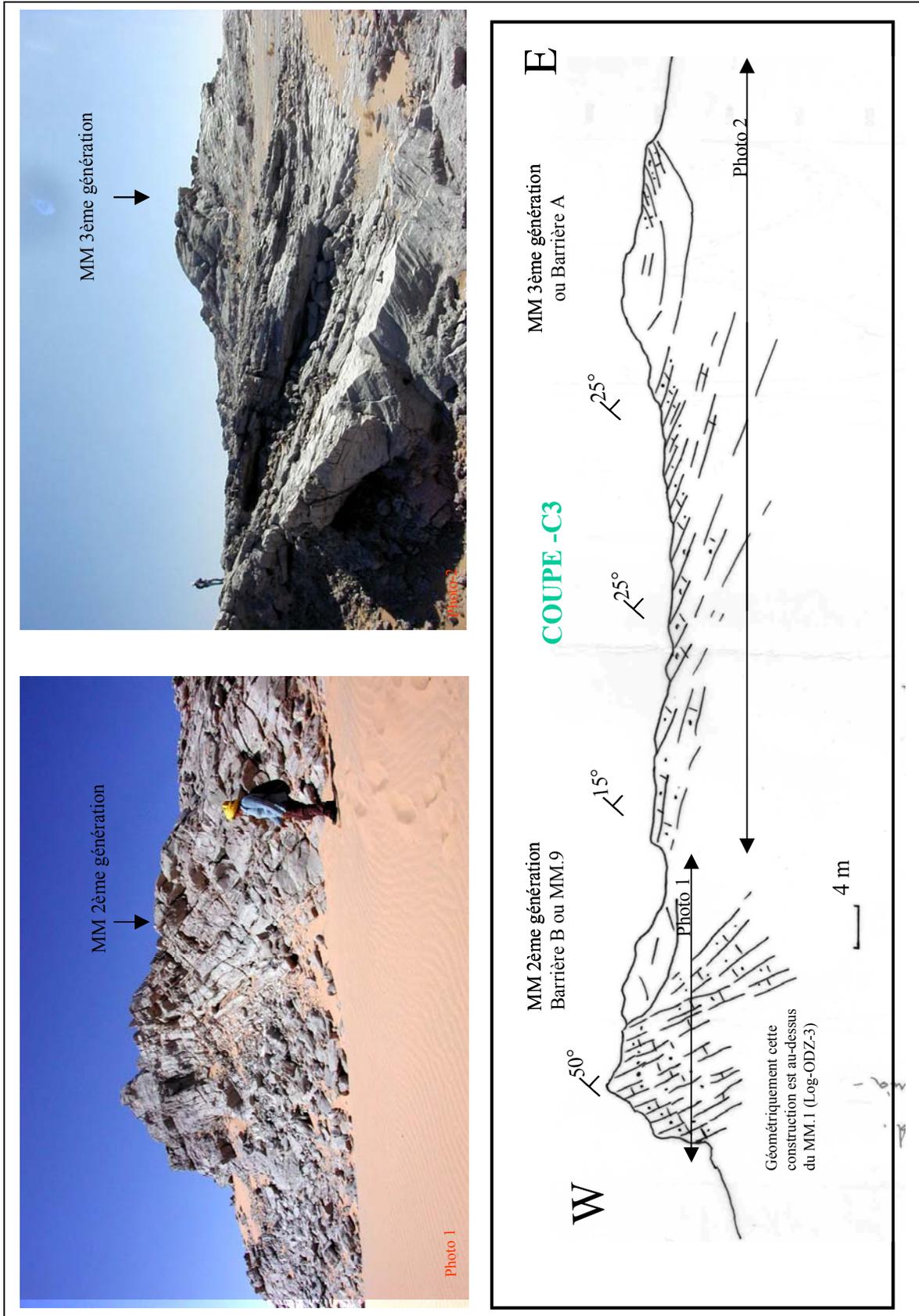


Fig. IV.25 - Coupe générale interprétative dans la région d'Oued Ouzdaf

#### IV.2.4 – La barrière C

Située au Sud de l'anticlinal d'Oued Ouzdaf, cette barrière est constituée de trois branches en forme d'étoile. L'orientation des branches de l'étoile est respectivement NW-SE, N-S et NE-SW. Les données tectoniques de la feuille géologique d'Aoulef El Arab montrent trois ensembles de fractures N-S et deux réseaux de fractures transversales plus récents.

Hormis la direction N-S qui correspond à la direction des failles principales de la région, les deux autres orientations correspondent aux failles secondaires, transversales, déjà évoquées dans le chapitre I). La similitude des orientations des réseaux de fractures et des branches de la barrière C nous permet de penser que la tectonique synsédimentaire a joué un rôle important dans la disposition des constructions.

Le Log ODZ-4 (Fig. IV.26) débute par 2 m de calcaires à crinoïdes de couleur grise, parfois rouge, suivis de 2 m d'une alternance de calcaires marneux à coraux, non en position de vie, solitaires, de brachiopodes, de lamellibranches, d'argile verte et de bancs très minces de calcaires à crinoïdes. Au-dessus de ces faciès se situe une première construction de calcaires à stromatactis dont l'épaisseur est égale à 5 m. Le sommet de la coupe montre 2 m de calcaires à crinoïdes de couleur grise, surmontés par une dernière construction, représentée par des faciès à stromatactis d'une épaisseur de 2 m. Le dernier banc qui affleure est un calcaire à crinoïdes de quelques centimètres d'épaisseur.

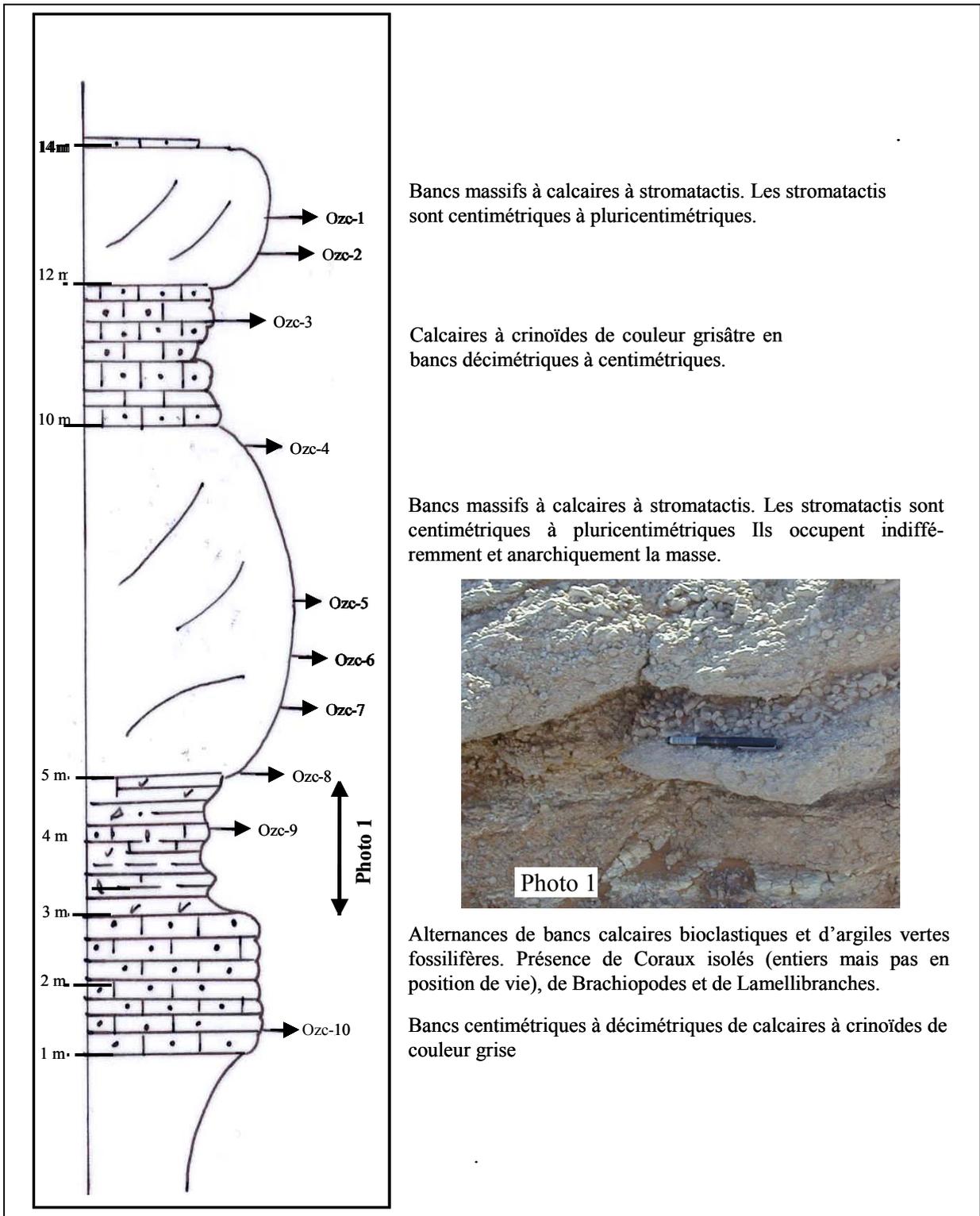


Fig. IV.26 - LOG ODZ-4

a) Analyse du microfaciès du Log ODZ-4

L'analyse pétrographique des différents échantillons relevés sur le Log ODZ-4 montre des wackestones à packstones, parfois en voie de recristallisation en grainstone (Fig. IV.27).

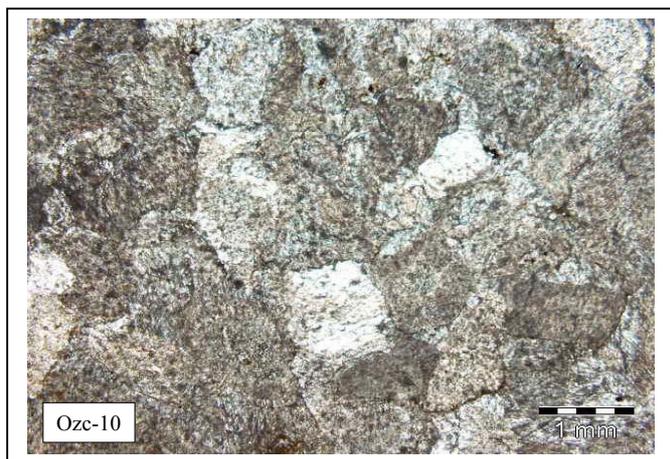


Fig. IV.27 - Ozc-10. Grainstone avec 90 % de Crinoïdes. Ciment intergranulaire calcitique. Porosité de 1 %.

10 échantillons ont été analysés.

- Ozc-10 (Fig. IV.27) : Grainstone avec 90 % de Crinoïdes. Ciment intergranulaire calcitique. Porosité de 1 %.
- Ozc-9 : Grainstone : Crinoïdes associés aux spicules de Spongiaires. Recristallisation et microfracture fermée.
- Ozc-8 à Ozc-6 : Wackestone à packstone. Présence de micrite. Les bioclastes sont représentés par des Eponges, Crinoïdes et spicules de Spongiaires.
- Ozc-5 à Ozc-4 : Grainstone. Les bioclastes sont des Crinoïdes, Orthocères, Brachiopodes, et Trilobites. Présence de ciment syntaxial. Dolomitisation et recristallisation sont trouvées. Présence de boue.
- Ozc-3 : Grainstone. Les bioclastes sont essentiellement des Crinoïdes.
- Ozc-2 à Ozc-1: wackestone à packstone. Les bioclastes sont des Crinoïdes, Orthocères, Brachiopodes et Trilobites. Présence de ciment syntaxial. Dolomitisation et recristallisation sont retrouvées. La présence de fossiles pélagiques (échantillon Ozc-2) associés au faciès à stromatactis est souvent remarquée vers la fin des épisodes de construction.

#### IV.2.5 - Faciès en off-mound LOG ODZ-2 - Coupe ODZ-2

##### a) Macrofaciès

Pour avoir une idée des faciès du Givétien entre les constructions, une coupe, nommée ODZ-2, est établie au Nord-Est de l'anticlinal (Fig. IV.28).

La base de cette coupe est constituée de calcaires à crinoïdes fins de couleur grise (4 m), suivis par 1 m de calcaires fins gris azoïques. Des alternances de calcaires fins gris et de marnes viennent ensuite avec une nette prédominance de marnes vers le sommet de la coupe (12 m). Un banc de 1 m de calcaire gris à débris grossiers de Crinoïdes se situe vers la moitié de la coupe (Odz-6).

Le dernier banc (Odz-10) affleurant est un calcaire gris noir, bitumineux, dégageant une odeur de gaz à la cassure et rappelant les faciès bitumineux rencontrés à la base du Frasnien dans cette région. D'un point de vue lithologique, ce banc ressemble beaucoup aux autres niveaux bitumineux, mais d'un point de vue de l'âge, il reste peu précis. Ce niveau est daté du Givétien supérieur à Frasnien (Wendt *et al.*, 1998, 2000). Ce banc correspond certainement au banc repère de la région d'Akabli.

Ces faciès représentent les équivalents latéraux des constructions. Ils sont dus à une précipitation chimique des carbonates dans des zones protégées en milieu réducteur. Généralement ce sont des calcaires très fins, azoïques. Les quelques débris de Crinoïdes rencontrés sont ramenés par des courants ou interprétés comme un épisode instantané.

La Photo 1 de la figure IV-28 représente les calcaires fins crinoïdiques stratodécroissants. La Photo 2 de la figure IV-28 représente la base de la coupe des calcaires crinoïdiques plus

grossiers mais stratocroissants. La Photo 3 indique l'emplacement de la coupe levée par rapport aux barrières.

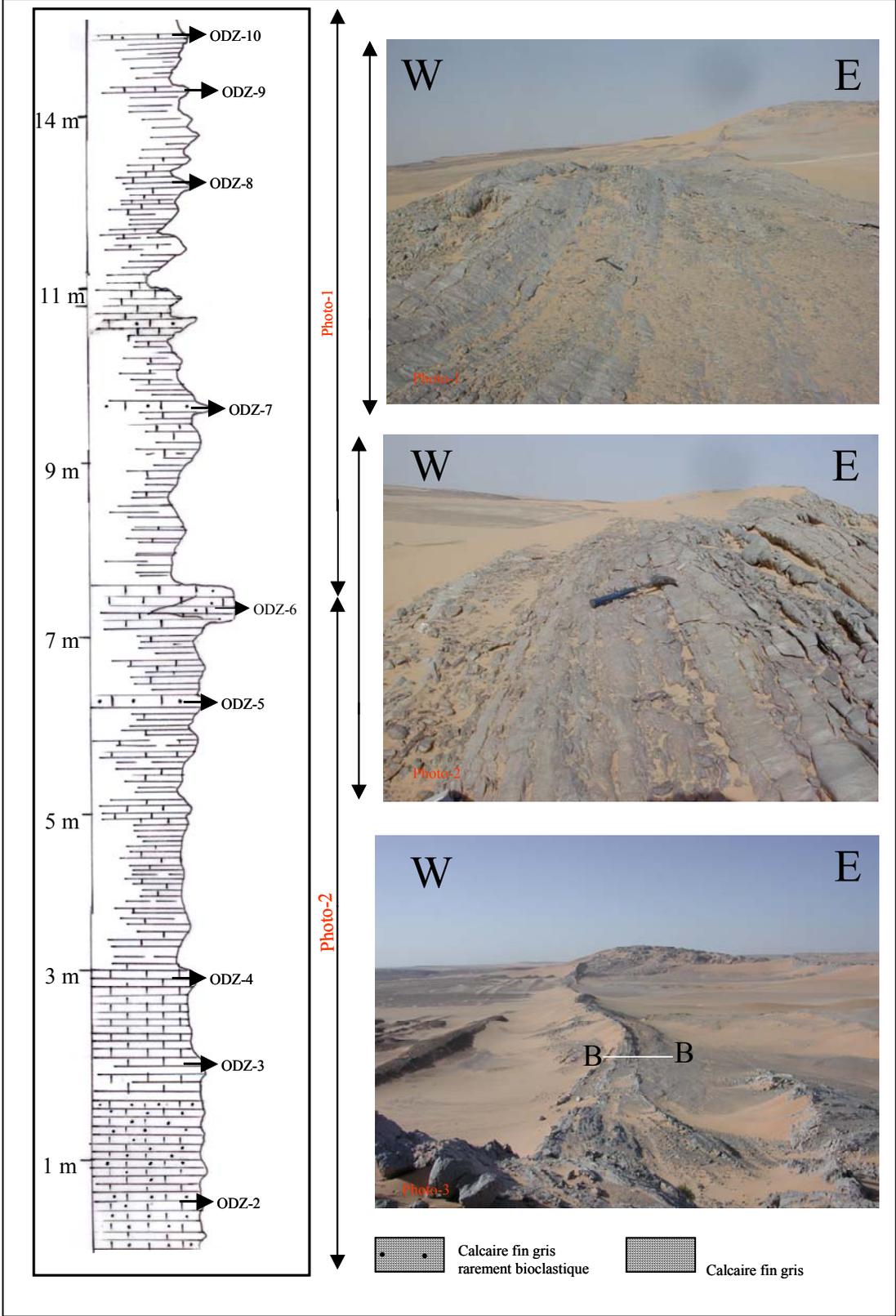


Fig. IV.28 - LOG-ODZ-2

### b) Analyse du microfaciès du Log ODZ-2

Les échantillons analysés sont essentiellement des packstones en voie de recristallisation vers des grainstones. Le pourcentage des débris de bioclastes est de 50 à 60 %. La phase de liaison est représentée par une calcite syntaxiale. Des phénomènes de bioérosion sont retrouvés presque systématiquement dans chaque échantillon.

Les faciès à Tentaculitès sont retrouvés dans les deux derniers échantillons (approfondissement de la tranche d'eau). A la cassure l'échantillon Odz-9 dégage une odeur de gaz.

10 échantillons ont été analysés sur cette coupe.

- *Odz-1 à 7 : Ce sont essentiellement des grainstones. Le pourcentage des débris de bioclastes est de 50 à 60 %. La phase de cimentation est représentée par une calcite syntaxiale. Des phénomènes de bioérosion sont retrouvés presque systématiquement dans chaque échantillon.*
- *Odz-8 est un wackestone. Des Tentaculitès apparaissent dans cet échantillon (début de l'approfondissement de la tranche d'eau).*
- *Odz-9 : Packstone à spicules de spongiaires et faunes pélagiques avec présence de matière organique et une odeur de gaz à la cassure (Fig. IV.29).*
- *Odz-10 : Packstone à Crinoïdes et Tentaculitès avec traces de matière organique (Fig. IV.30).*

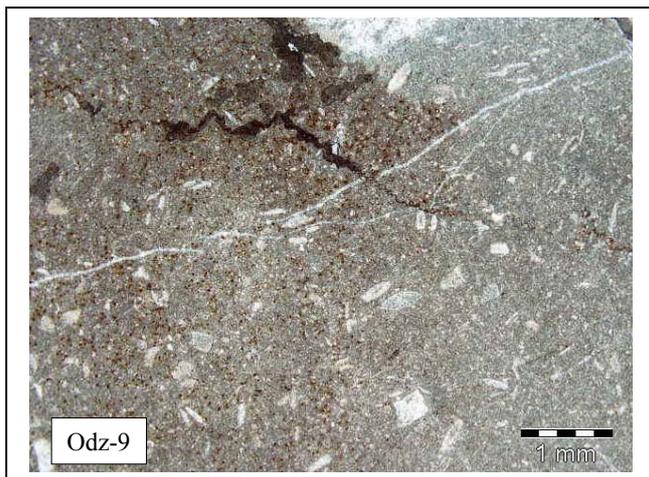


Fig. IV.29 - Odz-9. Packstone à spicules de spongiaires et faunes pélagiques avec présence de matière organique et une odeur de gaz à la cassure

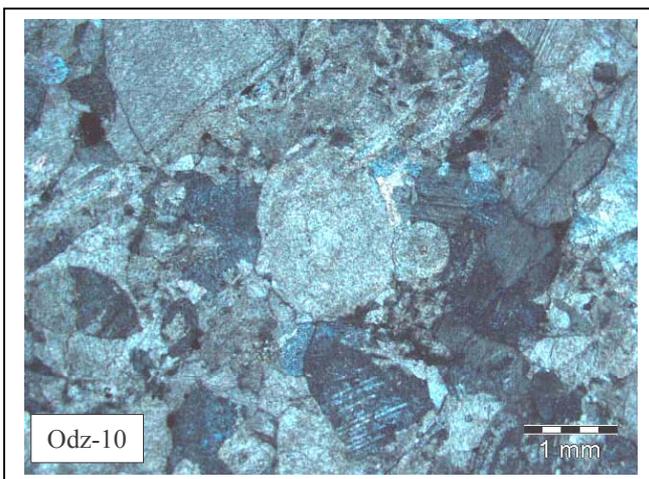


Fig. IV.30 - Odz-10 : lentille de Crinoïdes dans les faciès à Tentaculitès

#### IV.2.6 - Corrélations et interprétation

En prenant comme base de corrélation, les premiers niveaux à stromatactis et en supposant qu'ils sont de même âge, le Givétien présente des variations latérales rapides de faciès dans une même région, Le seul point commun est l'assise des faciès à Crinoïdes et la présence des niveaux de coraux à la base.

Les différentes coupes paléogéographiques à palinspatiques montrent qu'au cours du Givétien et sur un transect W-E, il y a eu au minimum trois générations de construction. Les constructions progradent vers l'Est du bassin. La présence des faciès oolithiques, des Coraux isolés et une forte oxydation des niveaux sous-jacents de l'Eifélien supérieur témoignent d'une diminution de la tranche d'eau par rapport aux argiles vertes eiféliennes, avant l'approfondissement nécessaire pour l'installation des corps récifaux. Une augmentation de la tranche d'eau du niveau marin et une baisse d'énergie ont été nécessaires pour l'initiation de la construction.

Une corrélation entre les quatre logs de la région est reportée dans la figure IV.31. Au Nord de l'anticlinal, la corrélation des Logs ODZ-1 et ODZ-3 met en évidence une épaisseur des calcaires à stromatactis plus conséquente au niveau d'ODZ-3. Cette différence d'épaisseur témoigne de l'instabilité du bâti structural impliquant une tectonique synsédimentaire locale. L'ensemble de la série givétienne, représentée par le Log ODZ-2, est fortement réduite dans les faciès off-mound par rapport aux faciès construits. Au Sud de l'anticlinal, le Log ODZ-4 est situé sur la barrière C (barrière en forme d'étoile). La première construction pourrait correspondre soit à la barrière B, soit au mud-mound 9. La deuxième pourrait correspondre soit au mud-mound 9, soit à la barrière A. Les arguments restent insuffisants en faveur de l'une ou l'autre de ces hypothèses.

#### **Remarque :**

Au Nord-Ouest de l'anticlinal d'Oued Ouzdaf, la base des constructions affleure sur une large partie de la carte et forme une véritable falaise d'au moins 8 m de hauteur du côté nord. Par contre, du côté sud (Fig. IV.32), ces calcaires à crinoïdes massifs de couleur grise présentent des accumulations en forme de cône (comme des petites constructions) pouvant atteindre 1,5 m de hauteur.

Partout dans tous les sites étudiés, la base des constructions présente des rides ou mégarides de courant d'amplitude variable. Plus on approche des constructions, plus l'amplitude des mégarides augmente, atteignant 2 m (Fig. IV.32). Ces accumulations formées de calcaires à crinoïdes à débris grossiers sont disposées selon une direction Est-Ouest.

Ces nombreuses accumulations de calcaires à crinoïdes stratifiées, chenalisées, présentant des stratifications obliques peuvent être interprétées comme des dépôts grossiers de chenaux que des courants vigoureux ont déposé à cette époque. Dans la mesure où il n'y a pas de construction sur le versant est du synclinal, ces accumulations peuvent être des équivalents latéraux de la semelle des récifs. Ces accumulations sont typiques de cette localité.

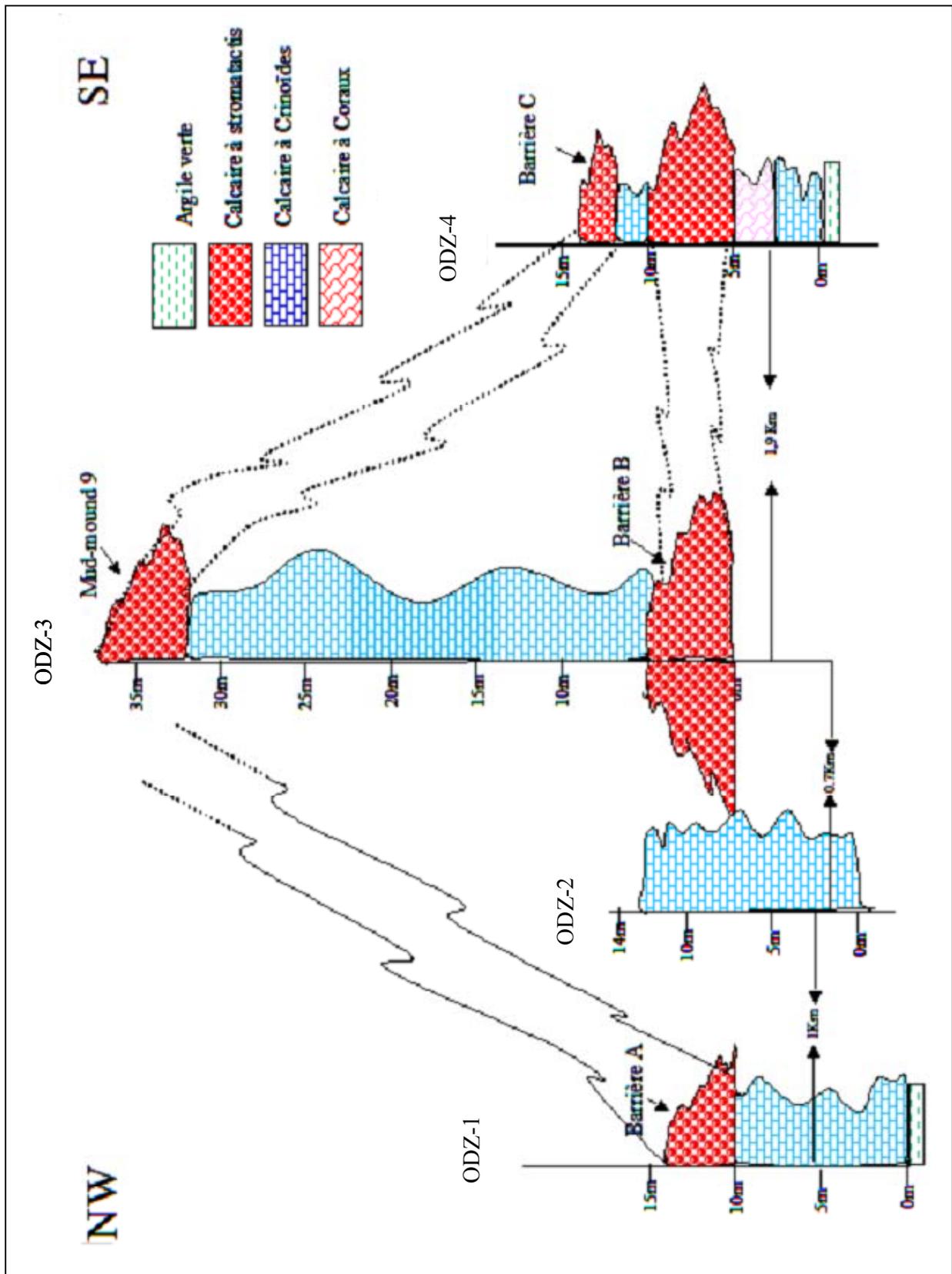


Fig. IV.31 – Corrélations dans la région d’Oued Ouzdaf

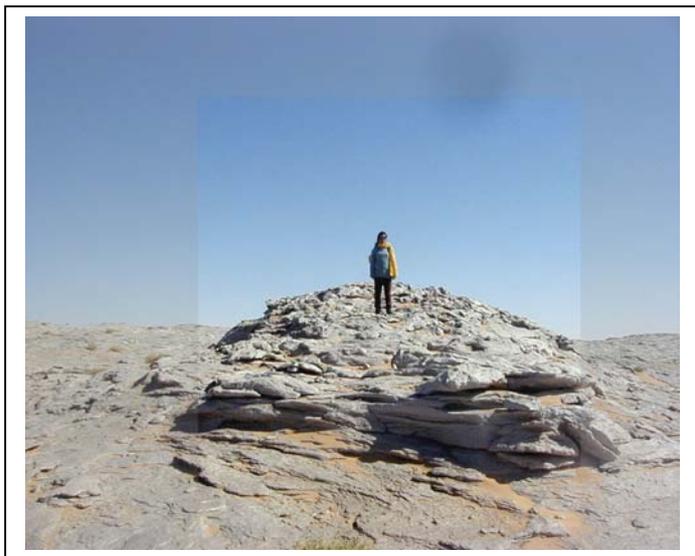


Fig. IV.32 - Accumulation des calcaires à Crinoïdes

#### IV.2.7 - Conclusion

La séquence givétienne complète dans la région d'Oued Ouzdaf peut atteindre 50 m de puissance. C'est une mégaséquence formée de trois séquences (au moins), de 3<sup>ème</sup> ordre, transgressives - régressives. Les constructions progradent vers l'Est. La pente de la plateforme carbonatée est supposée Est.

Les points communs à toutes les constructions sont leur forme lenticulaire, le pendage des flancs des récifs doux à l'Ouest, abrupt à l'Est, des variations d'épaisseur et de faciès, une construction multiple (au moins trois) ainsi qu'une assise crinoïdique.

En résumé, on a :

- 1 - l'existence d'une pente régionale est.
- 2- une migration – progradation des édifices vers l'Est (à l'échelle de la barrière). C'est en fait une occupation de l'espace d'accommodation vers le bassin, où existent des conditions meilleures pour leur épanouissement (diachronisme de la construction).

Enfin, les faciès du Givétien dans le bassin de l'Ahnet central, à l'Est de ces régions, sont complètement argileux silteux (voir sondages BGH-HMN), et par conséquent, les bioconstructions y sont absentes.

### **IV.3 - SEDIMENTOLOGIE DU SITE D'AKABLI SUD (AKBS)**

A 18 km au Sud-Ouest des mud-mounds de la région d'Akabli se situe une série de mud-mounds dont deux isolés et une petite barrière dont la longueur est égale à 1 km. Ces affleurements très altérés n'ont pas été échantillonnés.

La figure IV.33 présente l'affleurement principal et une partie des faciès off-mounds de cette région et montre la disproportion entre les faciès construits et non construits (dans un rapport de 1 à 10).

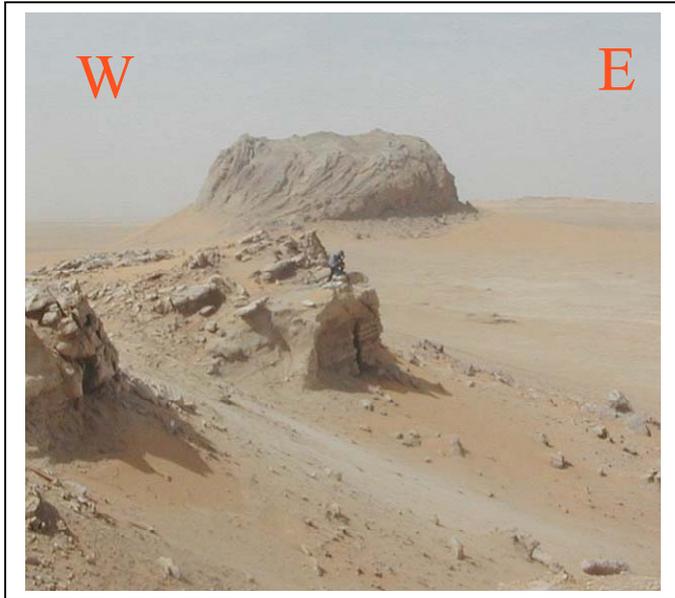


Fig. IV.33 - Relation entre semelle, couverture et mud-mound.

#### IV.3.1 - Mud-mounds

Les mud-mounds de la région Akabli sud se situent entre deux terminaisons périnclinales (voir Fig. IV.1). Le pendage structural est de l'ordre 35 à 40° E ou W. Le meilleur affleurement dans cette région est représenté par le mud-mound dont les dimensions sont les suivantes : 40 m de hauteur visible, 100 m de longueur et 50 m de largeur (Fig. IV.34). Le pendage du flanc Est est de l'ordre de 50 à 60°. Le flanc est très perturbé faillé et altéré présente deux constructions de dimensions plus modestes (Fig. IV.35). Ces constructions progradent vers l'Est (Fig. IV.35, photo B). Le flanc ouest est occupé par des calcaires biodétritiques à Crinoïdes.

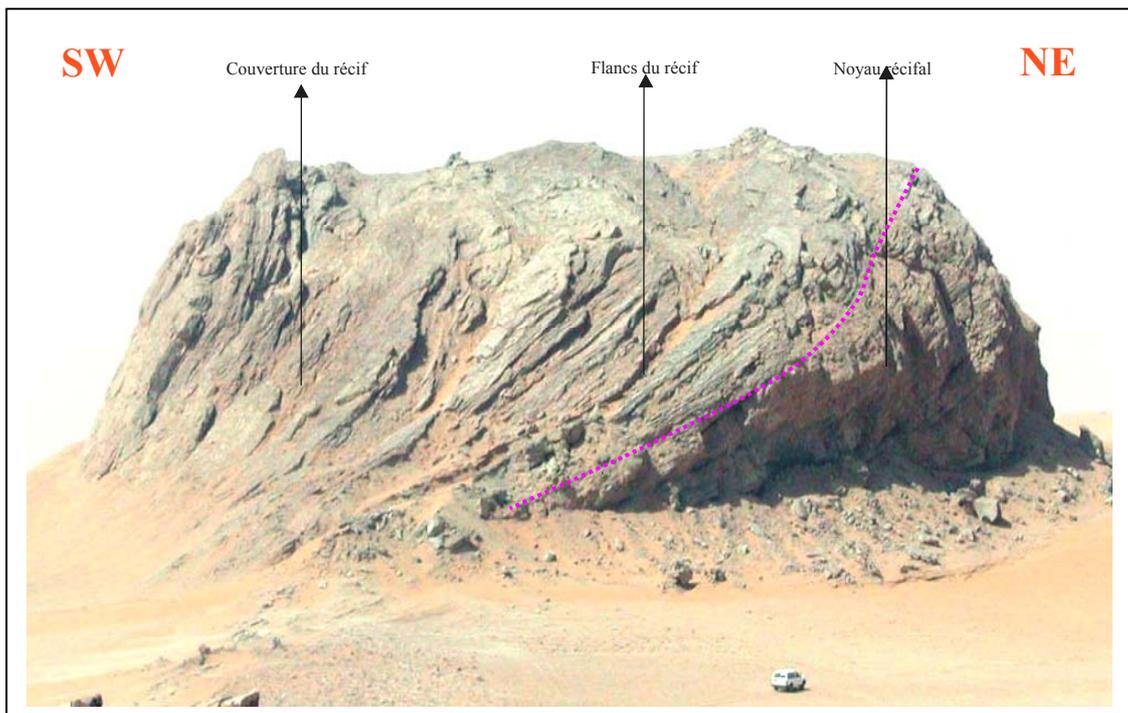


Fig. IV.34 - Aspect du mud-mound isolé de la région d'Akabli-Sud.  
(Le trait discontinu fuschia souligne le corps récifal)

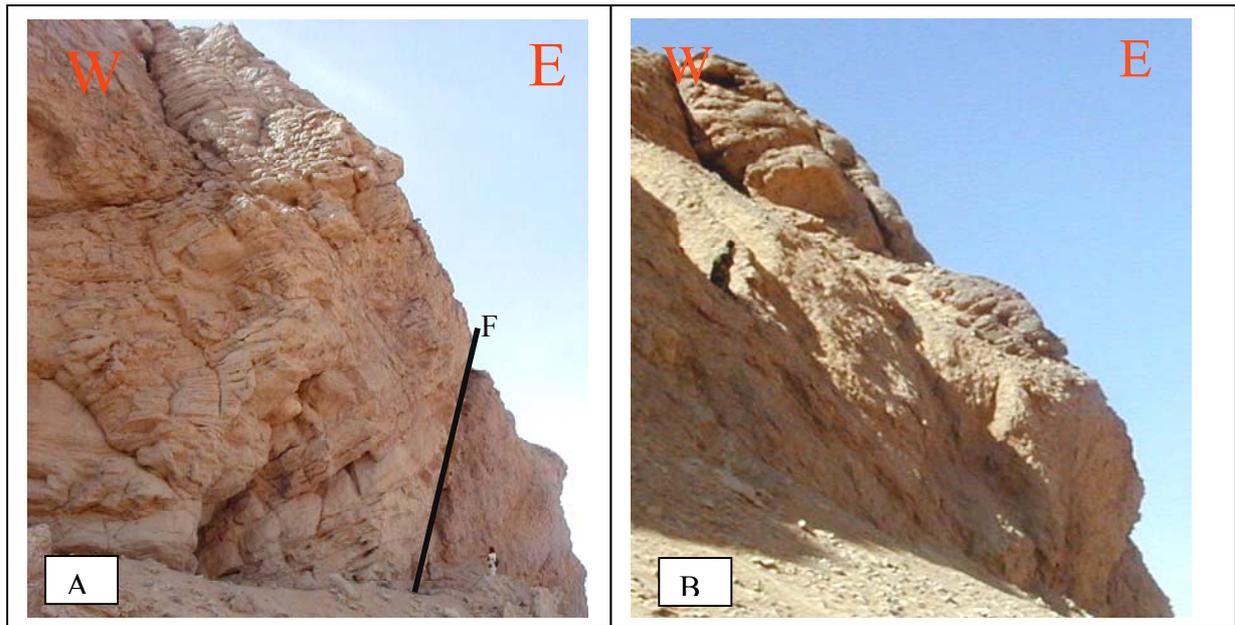


Fig. IV.35 - Aspect du Mud mound Akabli-Sud (AKBS) : Photo A. Aspect complètement altéré et présence de faille ; Photo B ; Progradation des édifices vers l'Est.

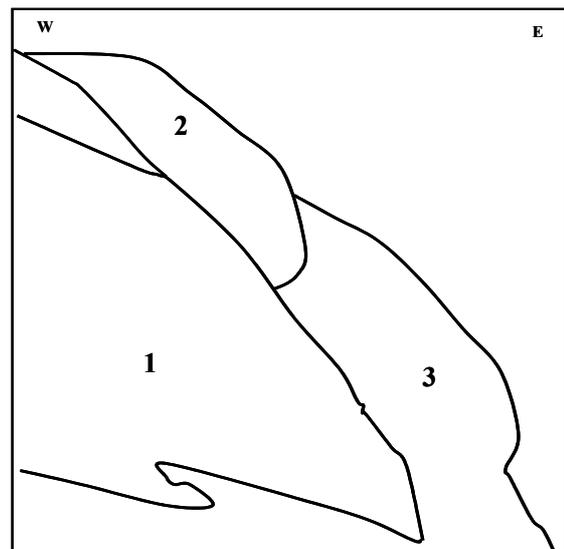


Fig. IV.36 – Schéma de la disposition des mud-mounds sur le flanc est de la construction (Fig. IV.35, photo B) reprenant les trois étapes de cette dernière : 1 représente la masse principale du mud-mound ; 2 et 3 les mud-mounds secondaires.

#### IV.3.2 – La barrière

Elle est formée de plusieurs mud-mounds. Ces derniers sont coalescents et forment un large demi-cercle à l'affleurement, d'environ 1.5 km de longueur). Les dunes de sable masquent la plupart du temps cette barrière, qui, d'un point de vue morphologique, ressemble à celle de la région de Gouret Bou El Mout.

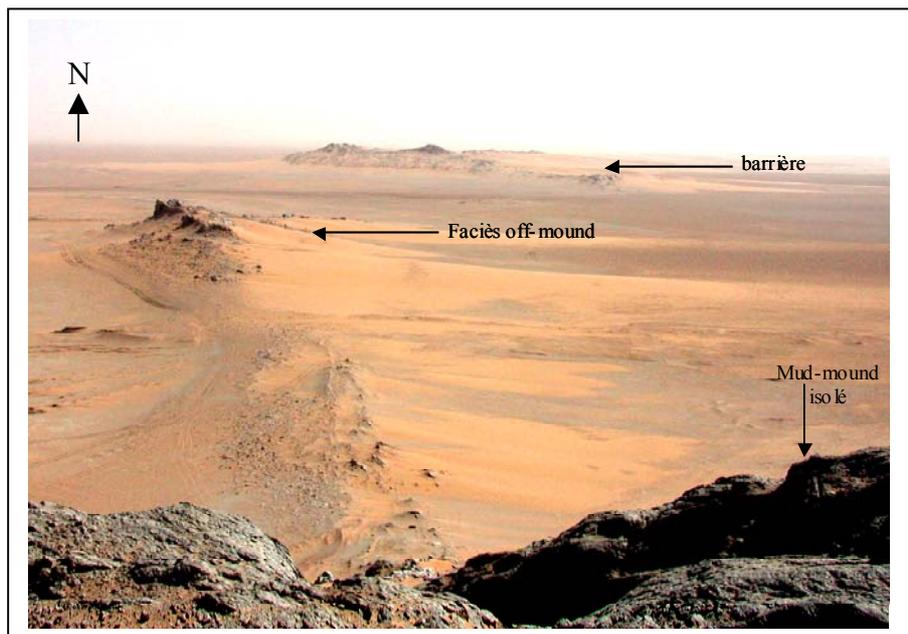


Fig. IV.37 – Région d’Akabli Sud. Remarquer en arrière-plan, la disposition en demi-cercle de la barrière

#### IV.3.3 - Conclusion

Cette région qui se trouve au Sud d’Akabli et celle d’Oued Ouzdaf présente une construction beaucoup plus imposante en hauteur que celles citées auparavant. Si l’on compare les dimensions des trois régions ; il se trouve que cette dernière est plus importante .A l’échelle régionale une progradation vers le Sud apparaît et l’on s’attend à un développement maximum plus au Sud de cette localité. Cette logique de retrouver des constructions plus importantes et plus grandes vers le Sud sera confirmée par l’étude des sites restants.

### **IV.4 – SEDIMENTOLOGIE DU SITE GOUIRET-BOU-EL-MOUT**

Le site de Gouiret Bou El Mout est situé à 30 km à vol d’oiseau au Sud des affleurements de la région d’Oued Ouzdaf (feuille Aoulef El Arab 1/200 000 – Fig. IV.38). Il est positionné sur la terminaison périclinale sud de l’anticlinal de Gouiret Bou El Mout. Cet anticlinal est orienté NNW-SSE avec un flanc ouest très redressé et un flanc est beaucoup plus doux.

Les constructions étudiées (Fig. IV.39) affleurent suivant un large demi-cercle, dont la longueur est égale à 3 km. Cette ride, nommée A, constitue la barrière la plus imposante de la région, sa hauteur peut atteindre 30 m, sa largeur 150 m, et les flancs entre 20 et 50° de pendage.

Outre la grande barrière, il existe également 23 mud-mounds isolés et des barrières plus modestes au nombre de deux, formées par la coalescence de deux ou trois édifices (Fig. IV.39).

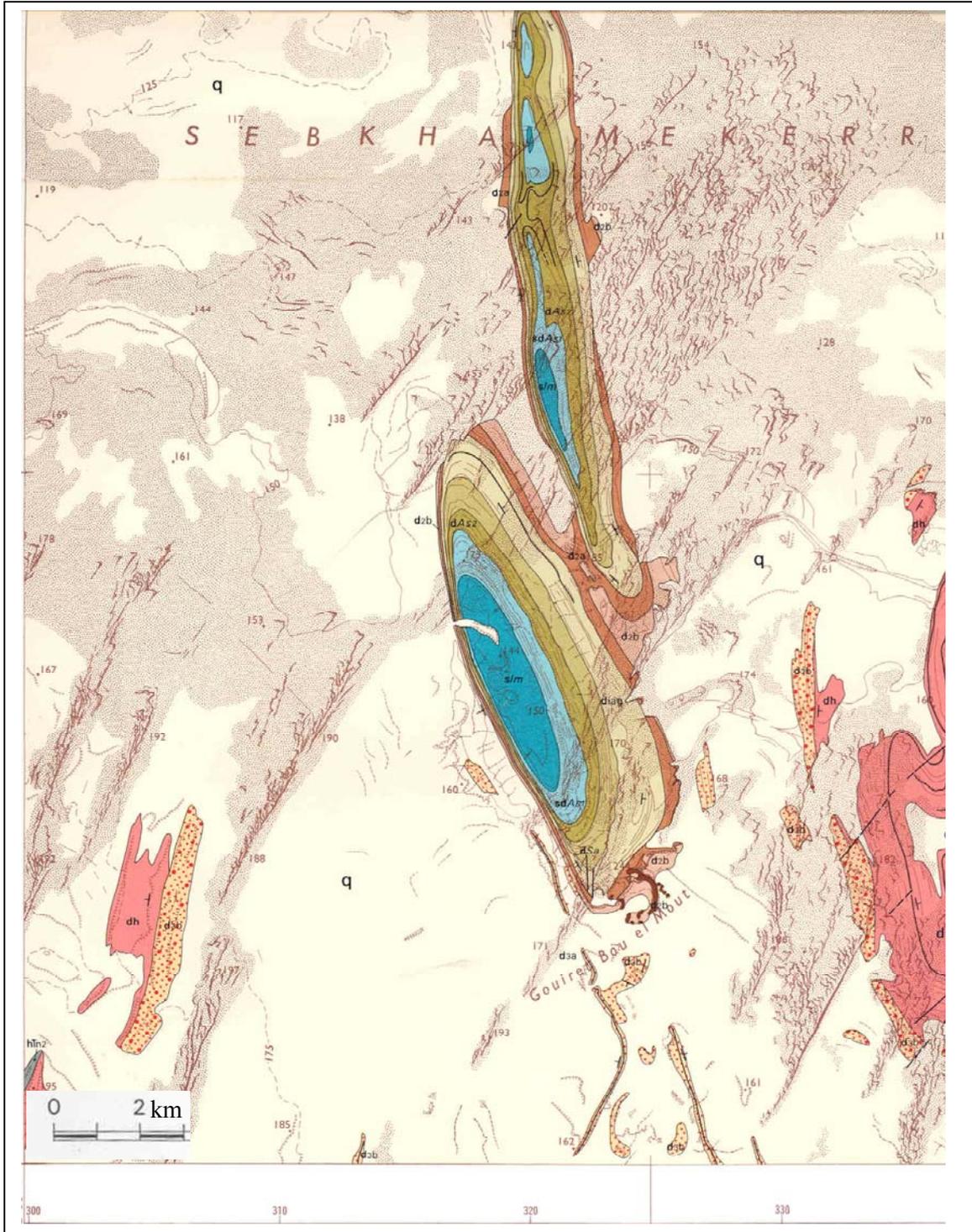


Fig. IV.38 – Extrait de la feuille de Aoulef El Arab au 1/200 000 (BEICIP-SONATRACH). Pour la légende, se reporter à la figure IV.1.

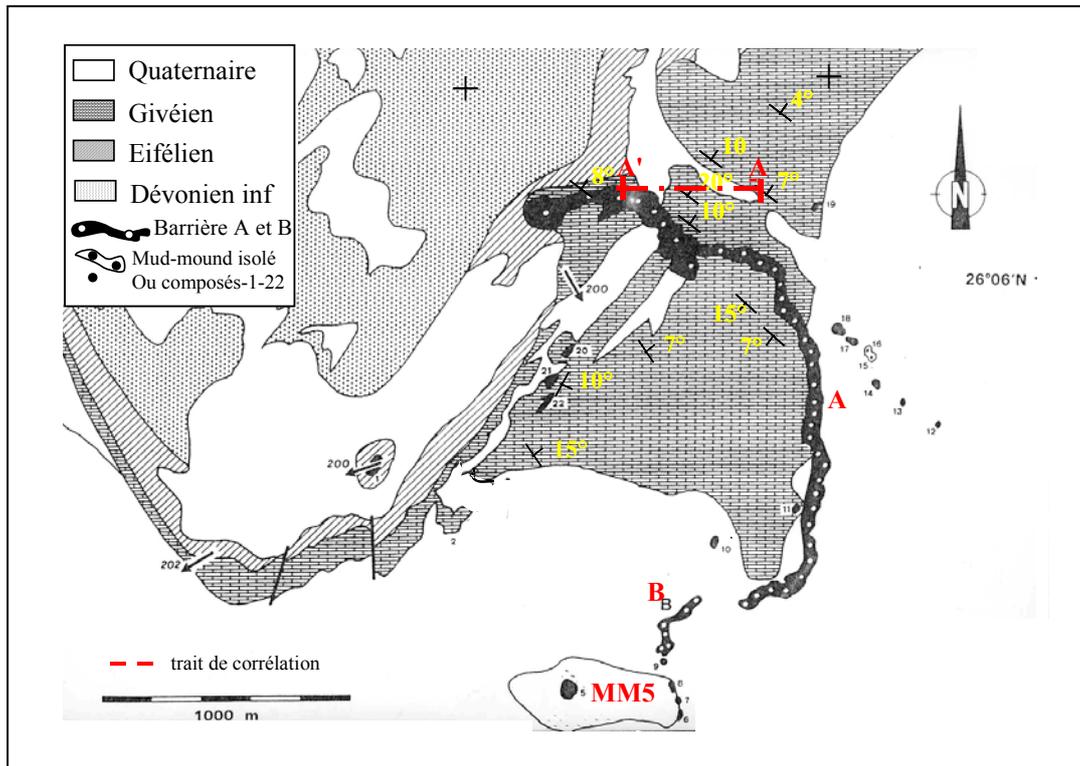


Fig. IV.39 – Carte structurale de Gouiret Bou El Mout (modifiée d'après Wendt *et al.*, 2000)

#### IV.4.1 – Le Log GB-5

Une coupe a été levée et échantillonnée au niveau du MM.5. Les figures IV.40 et 41 présentent le mud-mound GB5. C'est un édifice isolé, imposant dans le paysage.

La figure IV.41 expose convenablement la semelle de ce dernier. On note l'existence de failles synsédimentaires. Les bancs sont stratodécroissants vers le sommet de l'affleurement, ce qui suggère une tendance vers l'approfondissement.

A mi-pente se trouvent des calcaires grossiers, bioclastiques de couleur rouge (Fig. IV.42, photo 1). Les bioclastes dans leur grande majorité sont représentés par des Coraux rugueux isolés, associés à des Bryozoaires, Brachiopodes, Lamellibranches et Crinoïdes. Ce banc très caractéristique fait 1 m d'épaisseur. C'est le seul endroit où le sédiment est consolidé ; ailleurs ce niveau est associé à de l'argile (sites ODZ-MKR).

Dans le détail, ce banc peut être subdivisé en deux parties. La base est un calcaire rougeâtre à Coraux presque en position de vie et non fragmentés (30 cm d'épaisseur). Il est surmonté par également 30 cm d'un calcaire également bioclastique à Coraux, mais de taille plus petite et fragmentés. La deuxième partie du banc comprend 10 cm de calcaires à Coraux grossiers mais presque en position de vie. Les 30 cm restants sont occupés par des calcaires bioclastiques ayant une matrice beaucoup plus fine. Des calcaires à Crinoïdes de couleur grise viennent se superposer, en bancs centimétriques à décimétriques, au banc précédent (1,50 m).



Fig. IV.40 - Aspect général du mud-mound GB-5

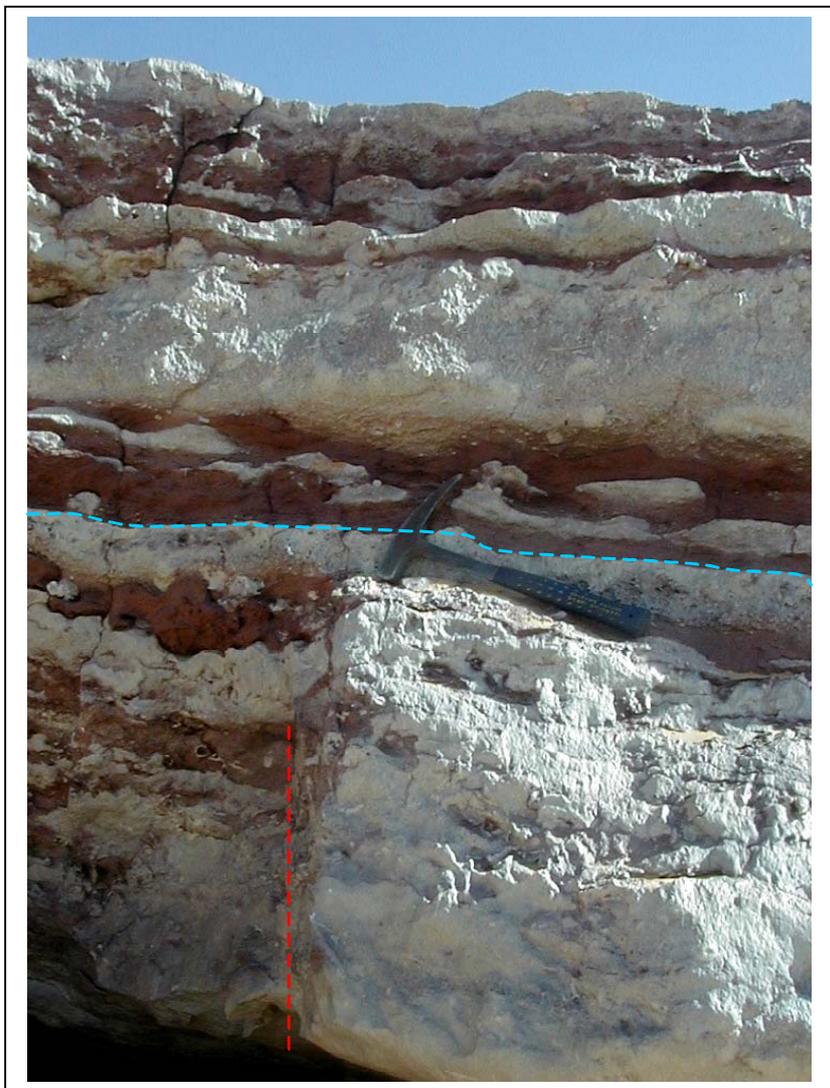


Fig. IV.41 - Semelle, alternance des calcaires fins bioclastiques rouges et gris en bancs stratodécroissants. Présence de failles synsédimentaires. Le trait rouge discontinu indique la position de la faille et les bancs perturbés. Le trait bleu discontinu indique la continuité du premier banc.

#### IV.4.1.1 - Le corps récifal

Sur une épaisseur de 2 m, alternent des calcaires à Crinoïdes et des lentilles de faciès à stromatactis. La première construction est matérialisée par une lentille d'une épaisseur de 50 cm de hauteur (Fig. IV.41). Sur cet itinéraire, nous avons comptabilisé au moins deux constructions. Le corps principal de l'édifice est représenté par une masse de calcaires à stromatactis d'au moins 11 m d'épaisseur, très fracturée (Fig. IV.43)

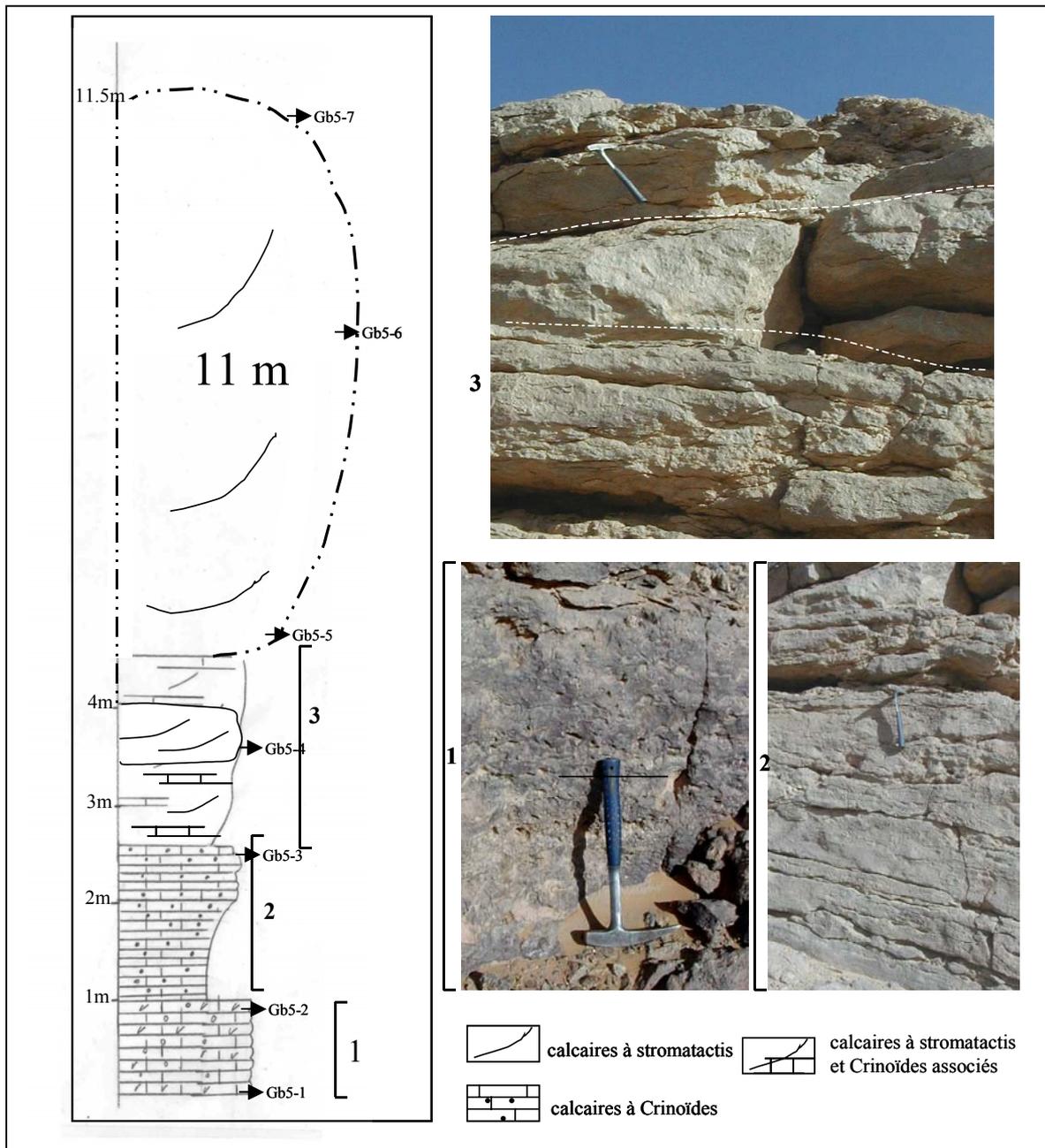


Fig. IV.42 - LOG GB5

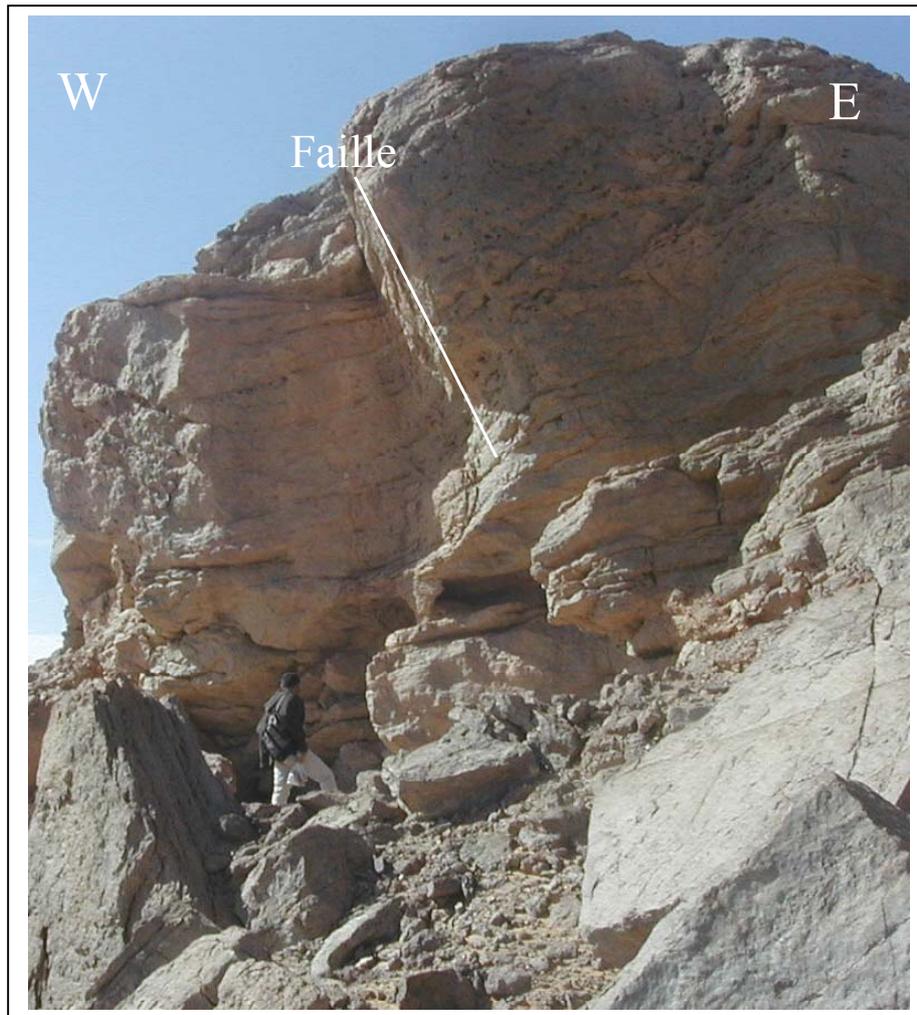


Fig. IV.43 - Aspect de la masse construite de la région de Gouret Bou El Mout : relief très accidenté.

#### IV.4.1.2 – Analyse du microfaciès du Log GB-5

Ce sont généralement des packstones à wackestones. Les grainstones résultent d'une recristallisation de packstones

- Gb5-1 (Fig. IV.45) : Grainstone. Coraux, polypiers, brachiopodes, mollusques, goniatites, débris de bioclastes divers, ciment calcitique ferruginisé.
- Gb5-2-Gb5-3 (Fig. IV.44) : Grainstone. Tentaculites, Coraux, polypiers, Brachiopodes, Mollusques. Présence de structures columellaires ; Algues. La différence avec l'échantillon précédent est que le pourcentage des bioclastes diminue.
- Gb5-4-Gb5-7 (Fig. IV.45) : Mudstone - Wackestone. Les bioclastes sont des Crinoïdes, Céphalopodes et Mollusques, parfois des Crinoïdes.

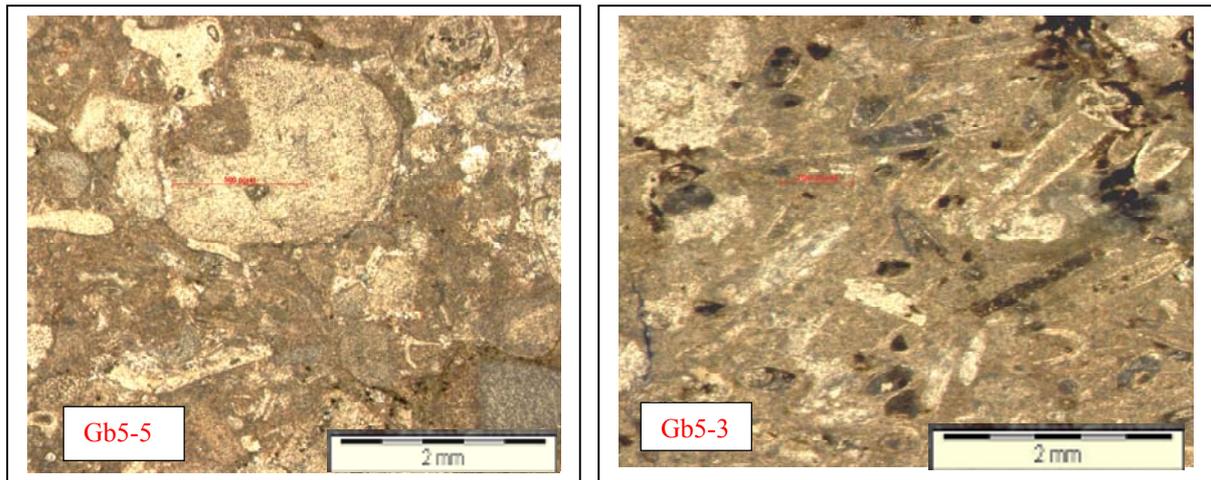


Fig. IV.44 - GB5-5 et GB5-3 : Wackestone. Les bioclastes sont des Crinoïdes, Céphalopodes et Mollusques, parfois des Crinoïdes. Gb5-3 : Arrivée des faciès à Tentaculitès

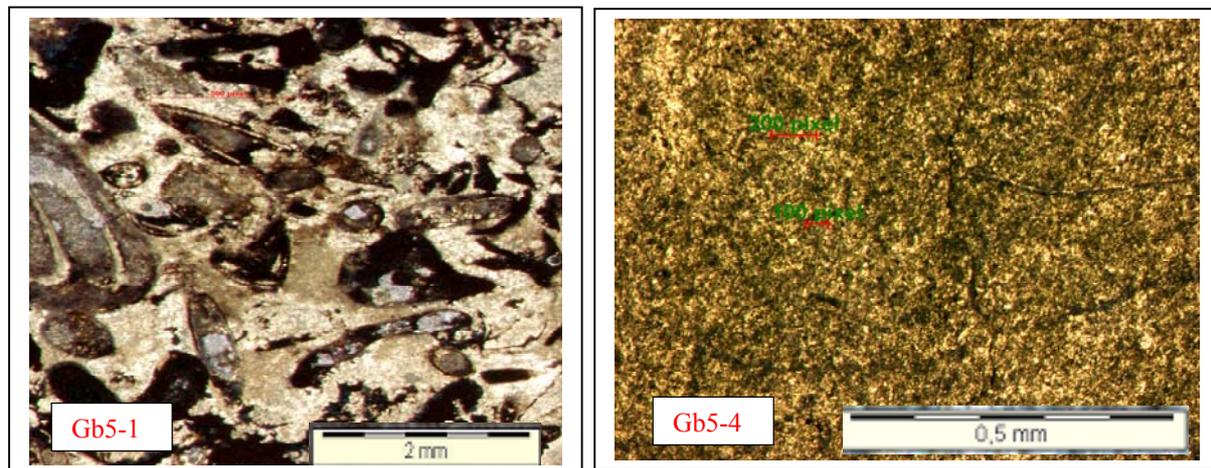


Fig. IV.45 - GB5-1. Wackestone. Les bioclastes sont des Crinoïdes, Coraux, Mollusques et des Tentaculitès. GB5-4. La matrice est [une mudstone pelleteïdale](#), riche en matière organique.

#### IV.4.1.3 - La semelle

La semelle des récifs affleure largement sous forme de grandes surfaces structurales ondulées (Fig. IV.46, photo 1). Son épaisseur maximum affleurante, égale à 2 m, se situe au Sud-Ouest de la barrière nommée C à proximité de MM.10.

L'essentiel du faciès est un calcaire à Crinoïdes. En détail, les calcaires à Crinoïdes forment des alternances de matériel biodétritique fin et grossier en bancs centimétriques à décimétriques. Il arrive parfois que le banc soit un véritable sable non consolidé. La base de ces bancs est ravinante, témoignant de l'énergie qui a prévalu au moment de leurs dépôts. Les structures sédimentaires rencontrées sont de grandes ondulations que nous retrouvons à chaque sommet de la semelle. Ces structures sédimentaires sont interprétées comme des rides de courant. La photo de la planche (Fig. IV.46, photo 5) illustre une ride de courant d'une longueur de 2 m pour une hauteur de 20 cm. La photo 4 illustre une ride de courant de dimension plus modeste.

Les rides observées sont de dimensions diverses du courant n'est ni fixe ni orienté. Les rides sont plus grandes et plus fréquentes sur les édifices, ces rides s'estompent pour disparaître à l'affaiblissement des courants sachant que la force du courant.

Le  
ces  
des  
un  
à la

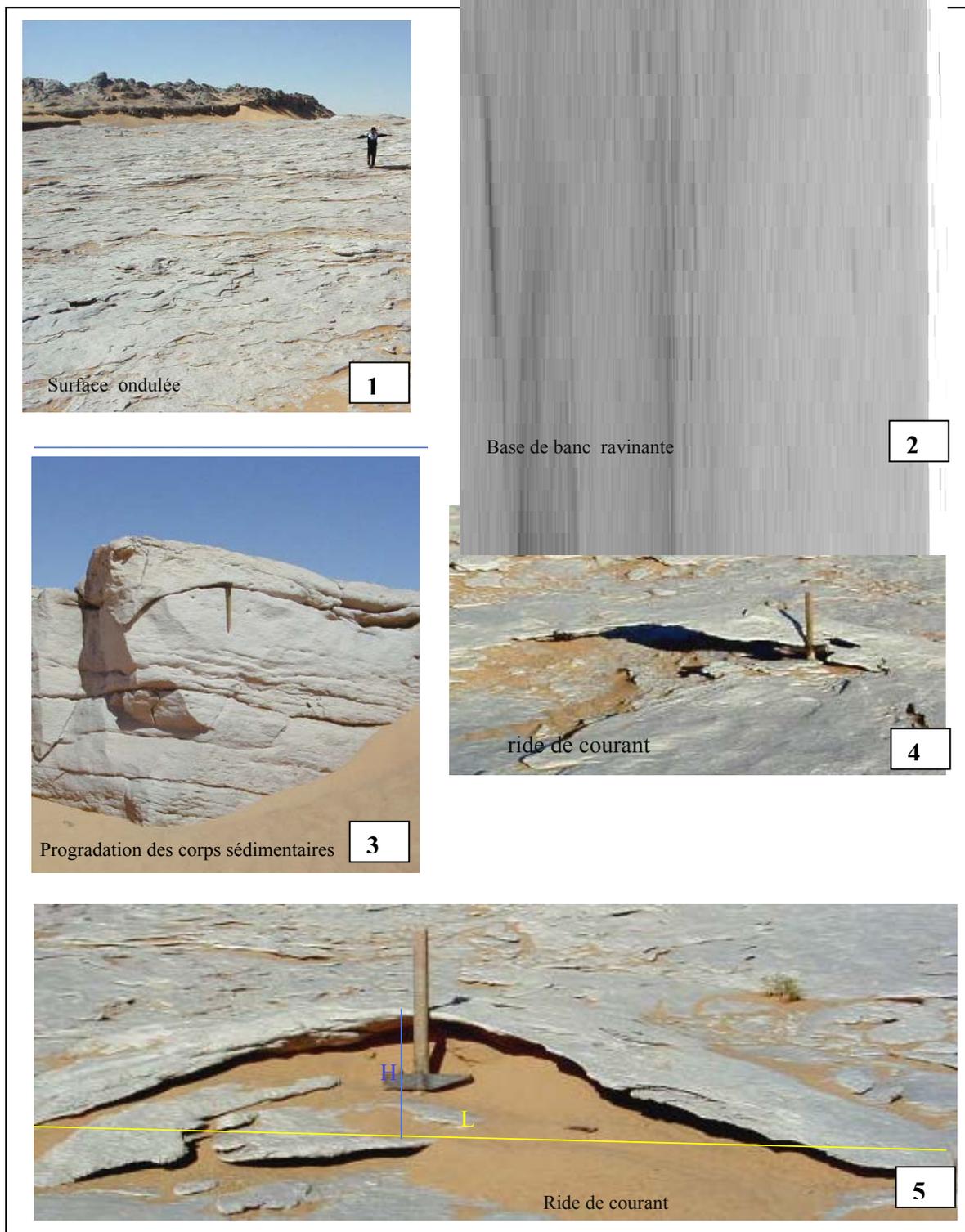


Fig. IV.46 - Structure sédimentaire de la semelle de la région de Gouiret Bou E Mout.

## IV.4.2 - LOG GBMTC

### IV.4.2.1 - La semelle

La coupe AA' est située au Nord-Est de la région de Gouiret Bou El Mout (voir Fig. IV.39, localisation de la coupe en tireté rouge). La base de cette coupe débute par des argiles vertes d'âge eifélien, d'une épaisseur de 20 cm, suivie par 4 m de calcaires à Crinoïdes en bancs décimétriques Ce sont des calcaires gris à débris grossiers et fins de bioclastes divers mais dont la majeure partie est constituées de plaques crinoïdiques (Fig. IV.47).

### IV.4.2.2 - Le corps récifal

La région est trop accidentée par la multitude de failles pour que l'on ait une continuité des affleurements, la coupe a donc été déportée de 300 m vers le Nord-Ouest. Un banc grossier à base ravinante affleure sur 1 à 1,5 m de puissance. Ces calcaires roses riches en Coraux isolés et branchus et bioclastes divers Mollusques, Brachiopodes (Fig. IV.47-photo 2) .Les Coraux ne sont pas en position de vie, mais bien conservés. Au-dessus, un banc de calcaire rose stratifié fin, à structures stromatactoïdes présente une épaisseur de 50 cm. La série se termine par un corps construit lenticulaire de calcaire fin gris, à structure de stromatactis. Le sommet de cet édifice forme avec plusieurs autres la terminaison septentrionale de la barrière nommée A.

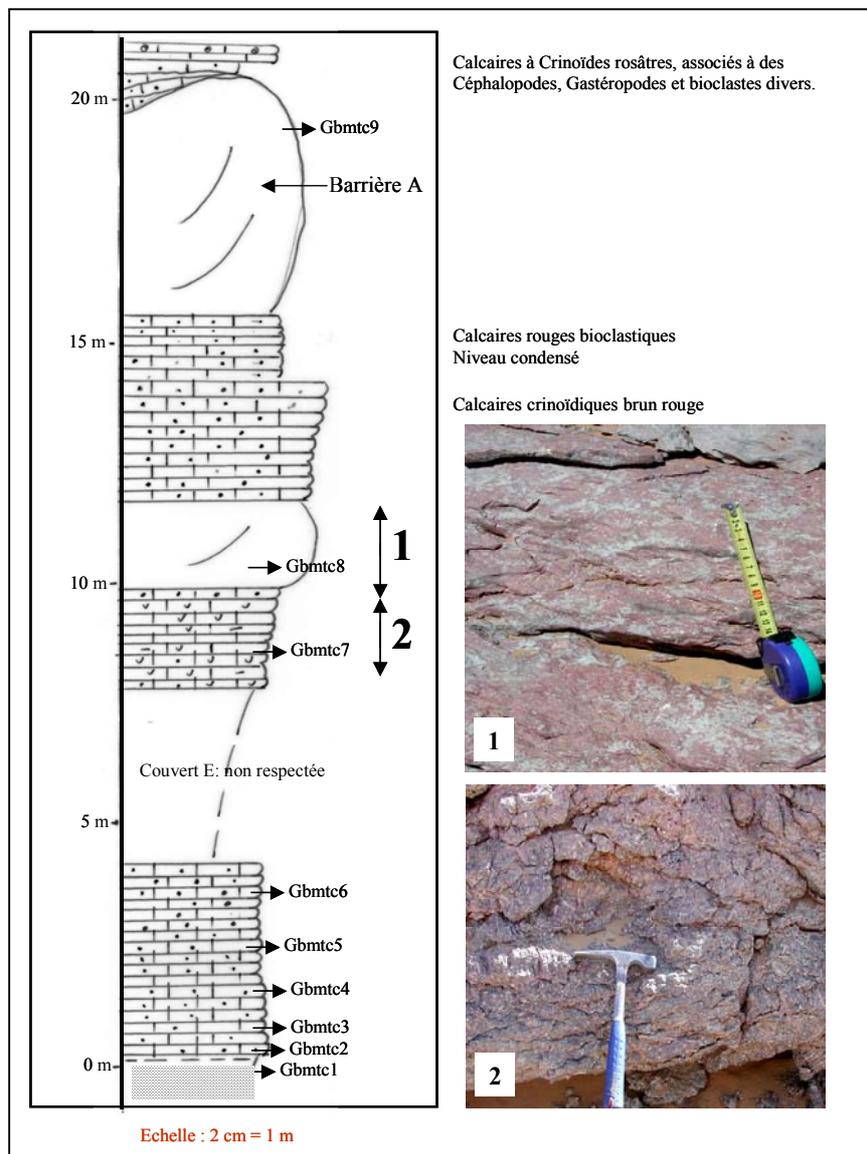


Fig. IV.47 – Log GBMTC au Nord-Est de la région de Gouiret Bou El Mout

La photo de la figure 48, prise sur le flanc est de la barrière A, montre nettement les traces d'Eponges qui sont associés aux faciès à stromatactis et qui, selon Bourque et Boulvain (1993) sont à l'origine de ces derniers.



Fig. IV.48 – Observation de traces d'éponges sur le flanc est de la barrière A

#### IV.4.2.3 - Contact couverture - semelle

En plus de la disposition en demi-cercle de la barrière récifale, il est intéressant de souligner qu'à un certain endroit, un contact direct entre la semelle et la couverture est visible (Fig. IV.49). Le contact est matérialisé par une juxtaposition de calcaires à Crinoïdes indissociables. Seule la géométrie des corps récifaux permet de différencier les flancs des édifices et leurs semelles.

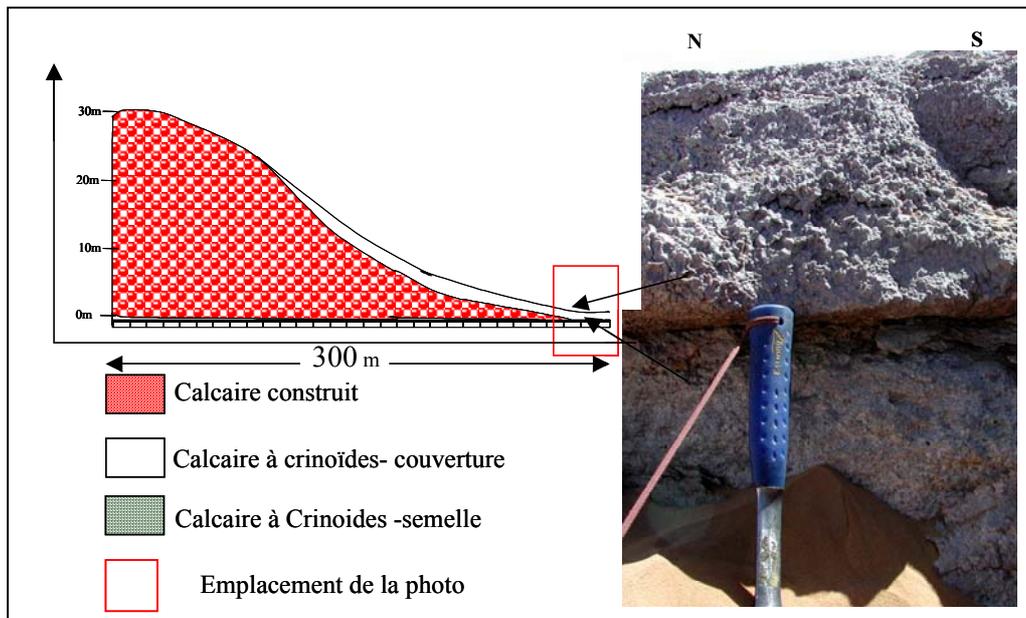


Fig. IV.49 - Contact entre semelle et couverture.  
Rien ne les différencie a priori, si ce n'est leur géométrie dans l'espace.

#### IV.4.2.4 – Analyse du microfaciès du Log GBMTC

Le microfaciès est essentiellement défini par des wackestones-packstones.

- Gbmtc-3–Gbmtc-4 : Wackestone. Présence de bioclastes et de spicules de spongiaires (15 %). La micrite grumeleuse est à 85 % de la roche. Porosité de microfractures.
- Gbmtc-5 : Grainstone. Crinoïdes jusqu'à 90 %. Présence de ciment sparitique. Porosité intergranulaire.
- Gbmtc-6–Gbmtc-7: Wackestone. Les bioclastes sont des Eponges, débris de Crinoïdes et de Mollusques (25 %). Le reste est une micrite pelloïdale.
- Gbmtc-8-Gbmtc-9 : Wackestone. Les bioclastes sont des Eponges, débris de Crinoïdes et de Mollusques (10 %) Le reste est une micrite à pellets.

#### Remarque

Dans cette région des faciès, ressemblant au niveau repère des régions d'Oued Ouzdaf et Akabli, sont retrouvés à la base de la construction (voir l'échantillon Gb5-1 - Fig. IV.45, photo 1). Il s'agit de wackestones riches en matière organique oxydée, où les bioclastes sont constitués par des Crinoïdes, Coraux et Mollusques ainsi que de nombreux Tentaculites. Cependant, si, contrairement aux deux autres régions, ce faciès, originellement bitumineux, est complètement oxydé et ne dégage pas d'odeur de H<sub>2</sub>S à la cassure, il reste néanmoins au niveau microscopique très proche, sinon identique, au niveau repère. Ce qui peut laisser supposer l'existence d'au moins deux épisodes anoxiques intéressants à signaler.

#### IV.4.3 – Conclusion

L'étude de cette région nous a permis :

- 1 - dans un premier temps, de confirmer la progradation vers l'Est des édifices ;
- 2 - dans un deuxième temps, de constater que, dans les zones beaucoup plus orientales, les conditions d'environnement ne sont plus favorables aux constructions, mais sont plus proches de celle du bassin. En effet, les faciès à stromatactis de cette région sont plus fins et presque stratifiés ;
- 3 - de confirmer le modèle de Wilson (1975), concernant l'approfondissement du milieu nécessaire à la construction des mud-mounds ;
- 4 - de mettre en évidence la tectonique synsédimentaire intra-givétienne ;
- 5 - de mettre en évidence les structures sédimentaires liées à la semelle.

#### **IV.5 - SEDIMENTOLOGIE : SITE DE GOUIRET ES SOUD**

---

Ce site se situe sur la carte géologique de Mérédoua (Fig. IV.50). Sur le flanc Est d'un anticlinal dénommé Gouiret es Soud, orienté N-S à cœur dévonien, affleure une ride récifale. Avec ses 8 km de longueur, ses 300 m de largeur et plus de 50 m de hauteur, cet affleurement est l'un des édifices les plus spectaculaires du bassin de l'Ahnet. Comme dans la majorité des autres sites, sa direction est en concordance avec l'orientation des grandes structures et des décrochements précambriens du bassin.

La carte structurale présente de nombreuses rides dénommées de A à F et une cinquantaine de corps isolés (Fig. IV.51). La ride E se termine par deux branches solidaires, en forme de Y à ses deux extrémités. Au Sud de la ride principale, affleurent des rides de moindre importance mais qui se situent grossièrement dans le prolongement de la ride F. La ride dénommée A présente 2 km de longueur et des hauteurs presque similaires à la principale. Les rides B, C, D, beaucoup plus modestes d'un point de vue longueur, s'orientent différemment de la ride principale et présentent une direction N 10°. La ride F de forme sigmoïdale, située au Nord-Est de la ride E, s'ajoute à cette configuration déjà bien complexe.

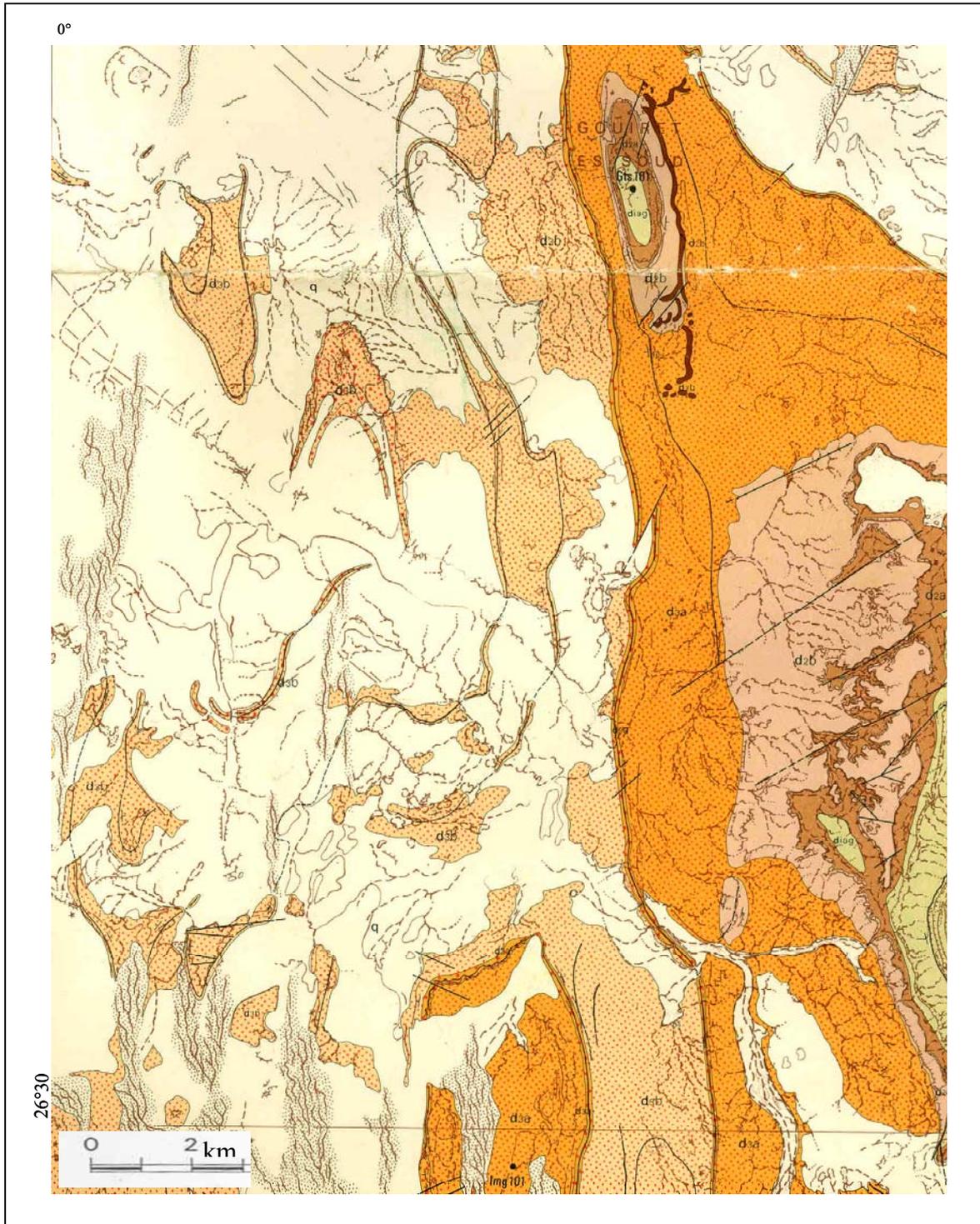


Fig. IV.50 – Extrait de la carte géologique de Meredou au 1/200 000 (SONATRACH-BEICIP, 1972). Voir légende Fig. IV.1

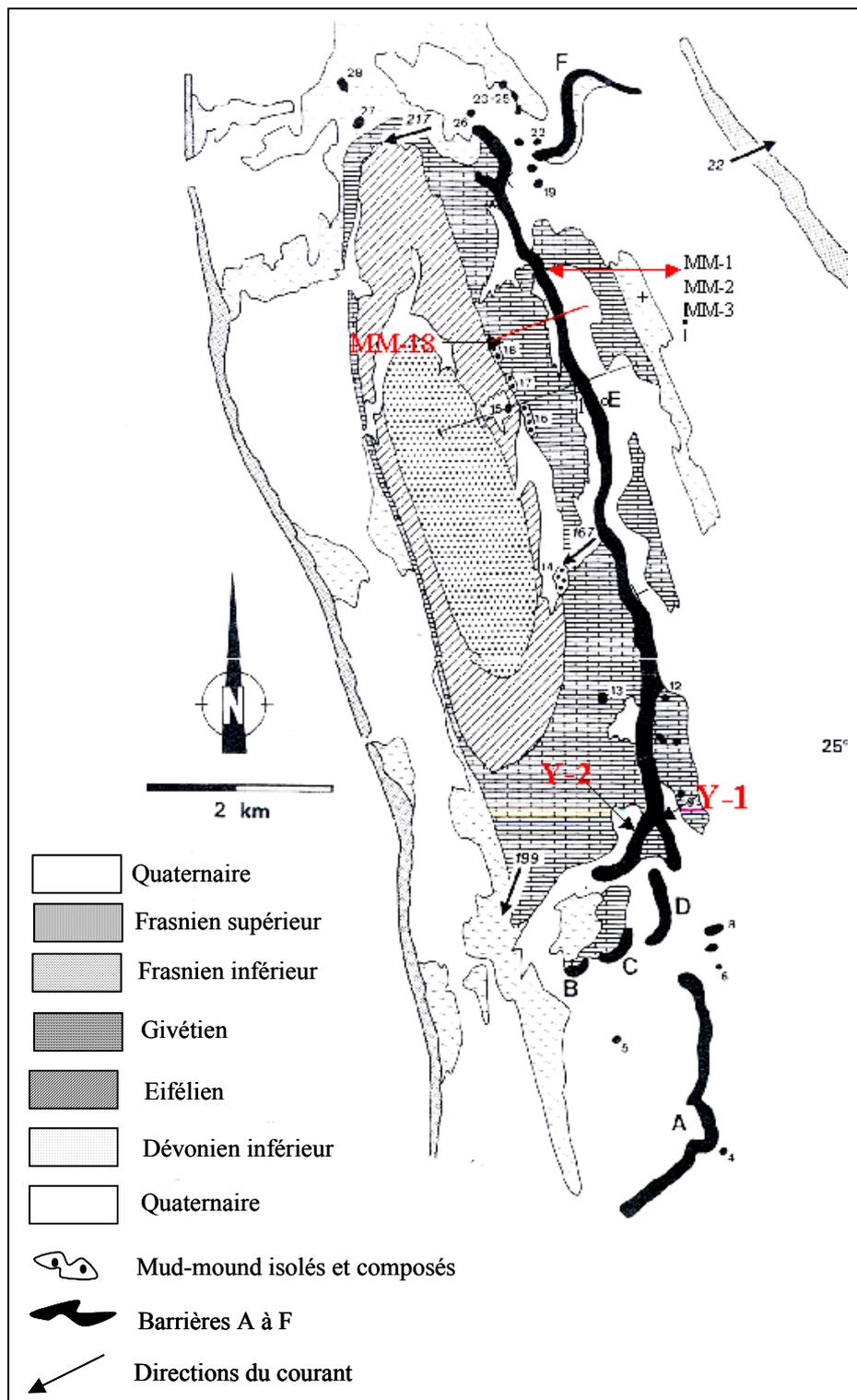


Fig. IV.51 – Carte structurale de l’anticlinal de GSD (Wendt *et al.*, 1998)

Une coupe structurale passant par le mud-mound 18 et la ride F présente le flanc est de l'anticlinal de Gouret Es Soud, aux pendages très faibles à nuls et montre l'architecture de ces deux mud-mounds (Fig. IV.52).

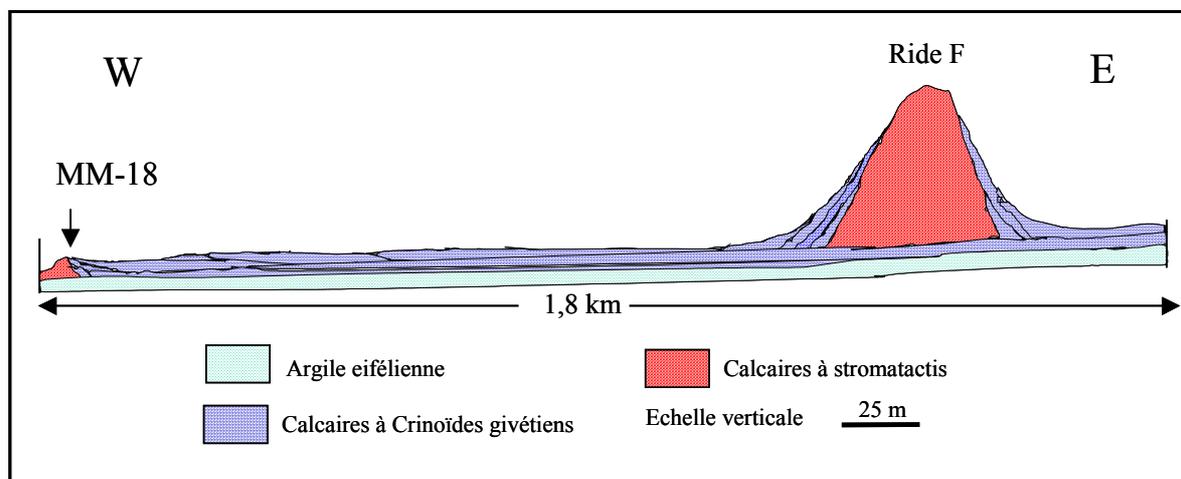


Fig. IV.52 - Coupe AA' du flanc Est de l'anticlinal de Gouret Es Soud et agencement des récifs.

#### IV.5.1 – Le Log GSD-18

Le seul endroit qui permette de donner une image la plus large possible de la succession du Givétien de Gouret Es Soud se situe au niveau de MM.18 (voir position carte structurale, Fig. IV.49).

##### a) *Description*

La base débute par 50 cm d'argile verte datée de l'Eifélien. Le faciès argileux carbonaté ferrugineux qui suit présente 20 cm d'épaisseur. Il est bioclastique et ce sont essentiellement des Coraux.

La base de ce niveau est ravinante, comme le présente la figure IV.53, photo 3. Au-dessus, un niveau de calcaire bioclastique de quelques centimètres d'épaisseur puis apparaît la première construction à stromatactis. C'est une masse carbonatée en forme de lentille présentant 1 m d'épaisseur.

Au-dessus viennent des calcaires à Crinoïdes, de couleur rougeâtre, présentant des bancs centimétriques, stratifiés ayant une épaisseur de 60 à 65 cm. Ces derniers sont surmontés par un niveau d'argile verte à Coraux ressemblant à la base de notre coupe d'un point de vue faciès. Les datations de ces niveaux par palynomorphes n'ont pas donné d'âge précis.

Le véritable mud-mound vient ensuite, représenté (2,5 m) par de calcaires fins gris à structure de stromatactis. L'aspect général de ce mound est constitué par une multitude de lentilles de calcaire à stromatactis amalgamées les unes au-dessus des autres et qui, à l'altération, forment des boules dans le paysage (Fig. IV.53, photo 1). Cette particularité de l'altération des mud-mounds est due à la présence des niveaux de lentilles de calcaires à Crinoïdes interstratifiés parfois peu cimentés qui s'altèrent et se désagrègent plus rapidement que les faciès à stromatactis.

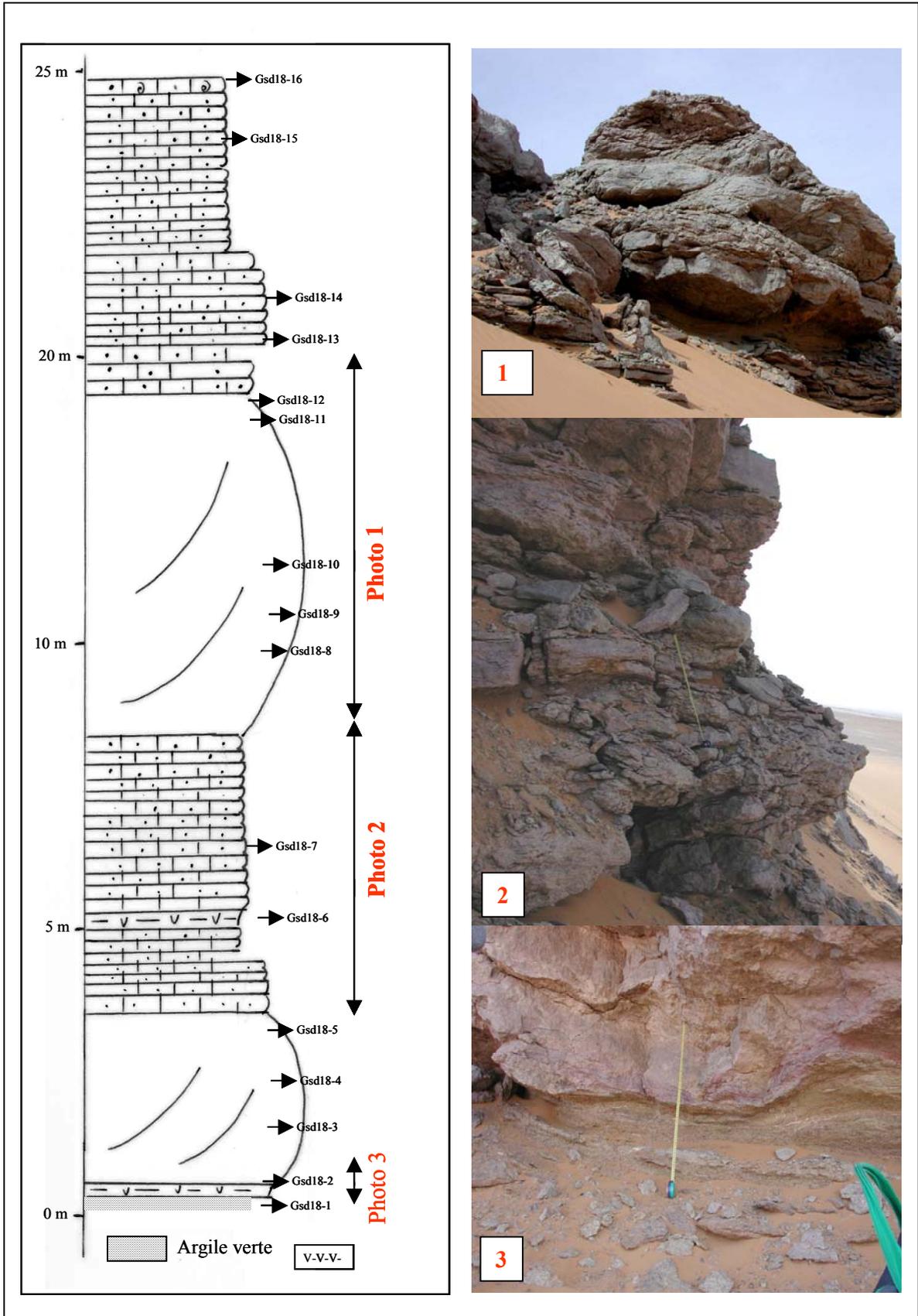


Fig. IV.53 - Log du mud-mound 18

La suite de la coupe est matérialisée par le replat qui affleure entre les deux ceintures de construction. En fait ce sont des bancs de calcaires à Crinoïdes, centimétriques à décimétriques. La présence de marnes est plus importante au sommet de la coupe. Le dernier banc est un calcaire grossier complètement ferruginisé avec des traces de matière organique.

*b) Analyse du microfaciès du Log GSD-18*

L'essentiel du microfaciès sont des wackestones, packstones. Les grainstones retrouvés sont dus à la diagenèse.

- Gsd18-2 : Argile à Coraux
- Gsd18-3 : Grainstone, essentiellement des Crinoïdes
- Gsd18-4 et 5 : Mudstone-wackestone. Les bioclastes sont des spicules des Spongiaires et des Coraux. La boue est grumeleuse et formée de pelloïdes.
- Gsd18-6 et 7 : Grainstone. Les bioclastes sont essentiellement des Crinoïdes
- Gsd18-8 à 18-12 : Mudstone à wackestone. Les bioclastes sont des Coraux, Cryozoaires, Ostracodes ; c'est la boue qui constitue le plus grand pourcentage de l'échantillon.
- Gsd18-13 : Grainstone. Les faciès à bioclastes pélagiques, notamment les Orthocères et Goniates, sont trouvés dans des échantillons équivalents à l'échantillon Gsd18-12.
- Gsd18-14 : Grainstone à Crinoïdes. Ciment syntaxial 20 %.
- Gsd18-15 : Grainstone à Crinoïdes. Présence de microstylolites et matière organique
- Gsd18-16 : Cet échantillon est un grainstone à Tentaculites qui correspond à un niveau repère dans les autres régions et indique l'approfondissement du niveau marin.

IV.5.2 – Mise en place des récifs dans la région de Gouiret Es Soud

*a) A l'échelle d'un mud-mound*

La description macroscopique et microscopique de MM.18 permet de dire que la construction est multiple. De cette description s'établit clairement qu'à l'échelle de la construction individuelle, il existe au moins deux tentatives de constructions comme le montre le détail du Log GSD18 (Fig. IV.52) .

*b) A l'échelle de la ride*

Sur le flanc Est de la ride principale E se positionnent, à deux altitudes différentes, deux mud-mounds de dimensions plus modestes (voir position de M1-M2-M3 sur les figures 51 et 54). Cette position des différentes bioconstructions « Ride E – MM.1 – MM.2 – MM.3 » peut s'expliquer de la manière suivante :

- **Au temps T<sub>0</sub> / quelque part dans la zone à varcus.** Sous une tranche d'eau appelée L<sub>1</sub>, se déposent des sables à Crinoïdes sur une rampe carbonatée givétienne à pente moyenne et d'orientation E-W. L<sub>1</sub> équivalent à 20 m
- **Au temps T<sub>1</sub> / zone à varcus.** Suite à une montée lente et progressive de la mer et sous une tranche d'eau appelée L<sub>2</sub>, des faciès à stromatactis s'installent. L<sub>2</sub> supérieur à L<sub>1</sub>. L<sub>2</sub> équivalent à 50 m ; le taux de croissance du récif est égal l'accroissement du niveau marin.

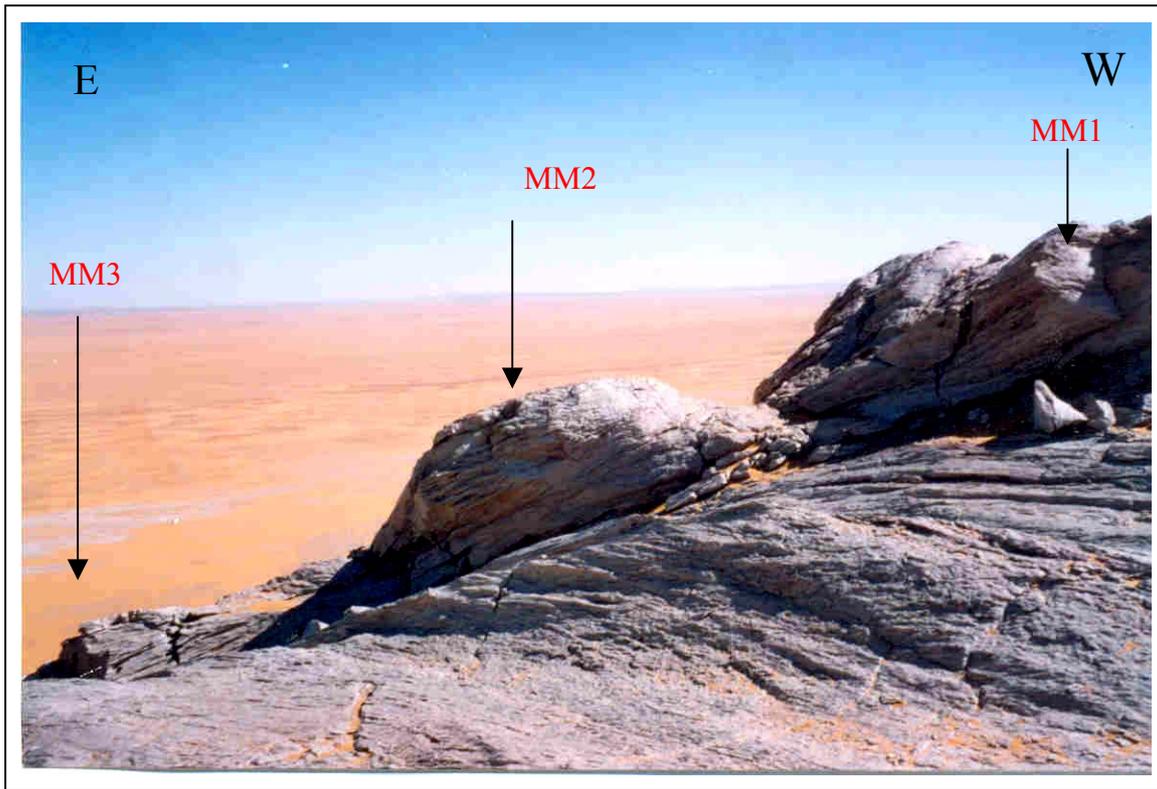


Fig. IV.54 - Succession des mud-mounds MM.1, MM.2 et MM.3

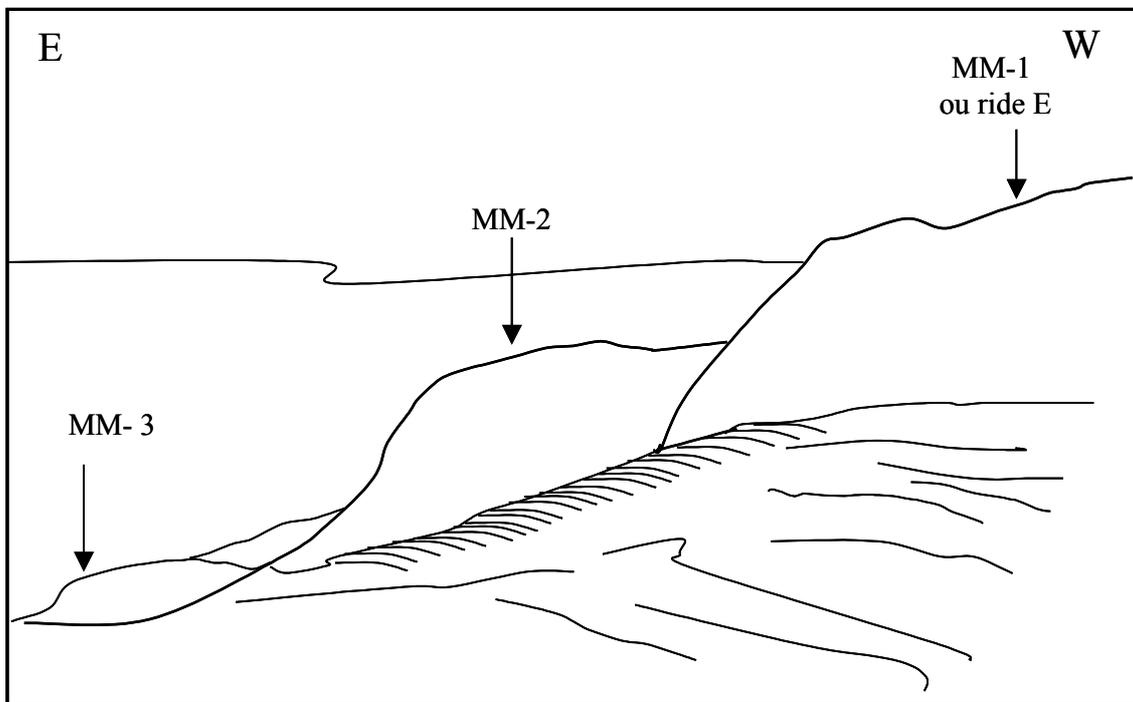


Fig. IV.55 - Représentation schématique de la succession des mud-mounds au niveau de la ride E

- **Au temps  $T_2$  / zone à varcus.** La croissance du récif compense rapidement la différence de la tranche d'eau  $L_2$ , on atteint  $L_1$ . Les conditions d'environnement sont favorables pour déposer les Crinoïdes au sommet des mud-mounds et par conséquent alimenter également les flancs de la construction. Ces épisodes de lentilles à Crinoïdes ont été retrouvés intercalés dans la masse à stromatactis.
- **Au temps  $T_3$  / zone à varcus.** Suite une légère augmentation de la tranche d'eau, MM.1 reprend sa construction et atteint 45 m. La tranche d'eau au-dessus de la ride principale devient égale ou inférieure à  $L_1$ . La tranche d'eau  $L_2$  se retrouve déplacée vers l'Est, de 5 à 7 m plus bas que MM.1 et une nouvelle installation de faciès à stromatactis se réalise au niveau de MM.2.
- **Au temps  $T_4$  / zone à varcus.** La rétrogradation continue.  $L_2$  se retrouve une deuxième fois déplacée vers l'Est mais 6 m plus bas que précédemment, et là, une nouvelle construction s'installe et forme MM.3 ; MM.3 est plus bas que MM.2 de 6 m environ et toujours plus à l'Est.

*c) Interprétation à l'échelle de la région*

En général et sur un plan, la carte de position des mud-mounds dans la région de GSD est traduite par les schémas suivants. (Fig. IV.56 et 57).

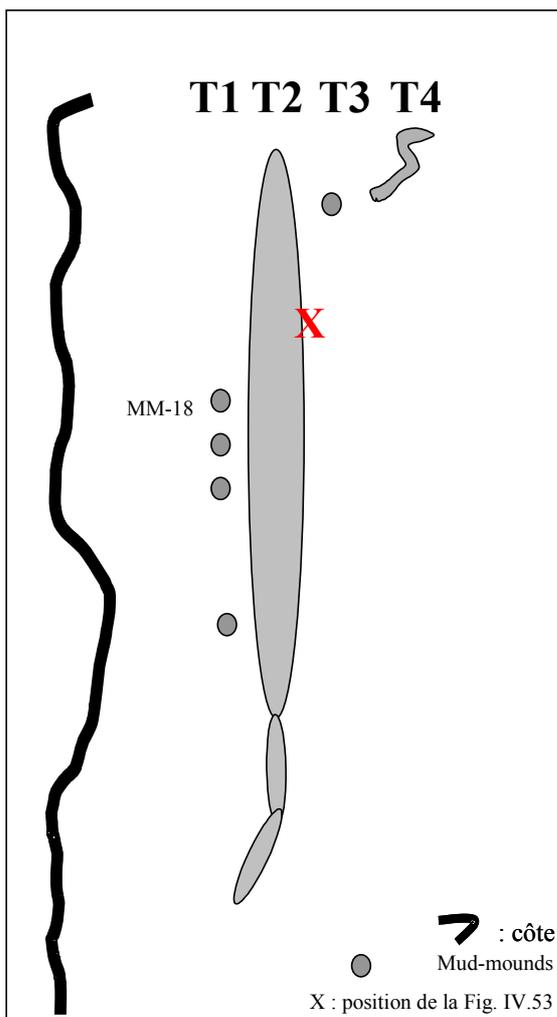


Fig. IV.56 - Représentation schématique, en plan, des bioconstructions de la région de Gouiret Es Soud

On peut définir 4 trends N-S, T1 à T4, sur lesquelles se sont déposées les récifs. Le trend 2 affiche, d'un point de vue longueur, la plus imposante barrière de la région. Une tendance progradante s'observe entre le trend 1 et le trend 2.

La figure IV.57 présente schématiquement les relations spatio-temporelles des différents édifices de la région. On remarque une progradation vers l'Est de ces constructions.

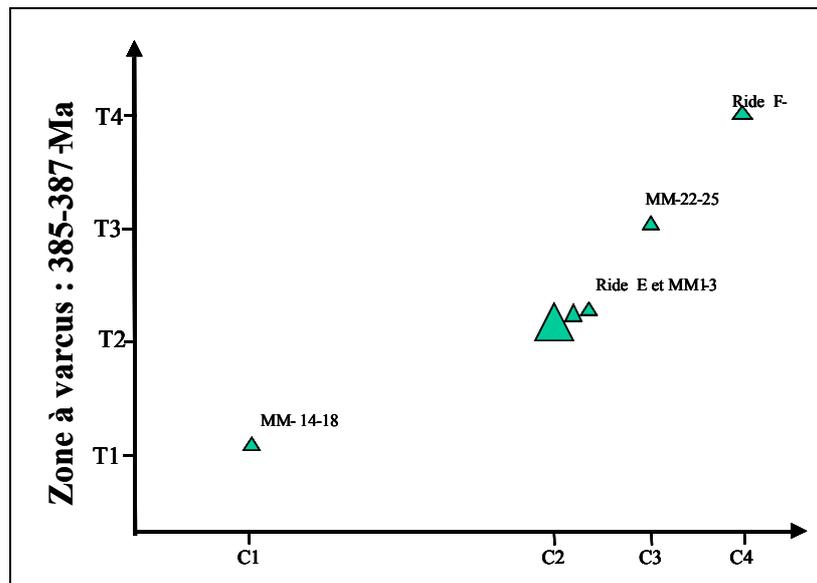


Fig. IV.57 - Représentation schématique des différents trends de la région de Gouiret Es Soud. T. temps en million d'années. C. ceinture et représentation graphique des récifs

Des coupes de terrain, levées au Givétien, beaucoup plus à l'Est de cette région, ainsi que des carottes de sondages situées à l'Est de Gouiret Es Soud présentent des faciès plus profonds (argile à Tentaculites, argile noire) signifiant une variation latérale de ces derniers

Une rétrogradation est bien confirmée dans le secteur, entre les ceintures C 1 et C2, ainsi que la présence du bassin givétien à l'Est des constructions.

A l'extrême sud de la région, les barrières A, B, C, D semblent être dans le prolongement de la ride principale E. La base des affleurements étant recouverte par les ergs, les relations temporelles de ces barrières restent à définir (Fig. IV.58). La ride F, plus à l'Est, se serait construite en dernier.

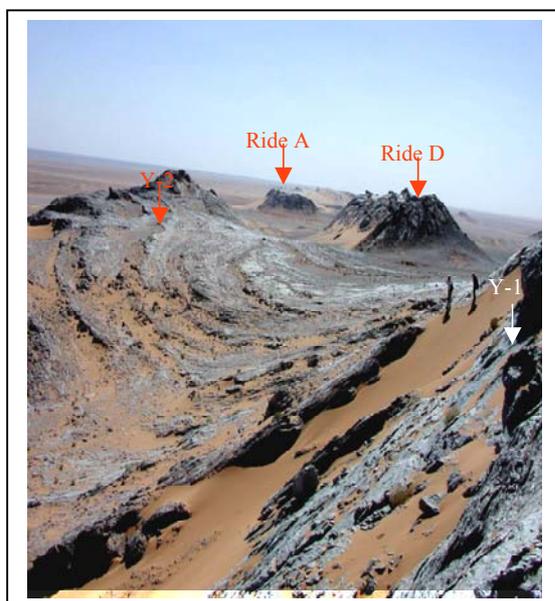


Fig. IV.58 - Relation spatiale des différentes rides du Sud de la région de Gouiret Es Soud .

#### IV.5.3 – Conclusion

C'est sur une pente E-W et au cours du Givétien (zone à varcus) que les premières constructions (visibles à l'affleurement) se sont produites sur le trend 1. La première tendance progradante s'observe d'abord sur l'axe 1 puis l'axe 2 ; cette tendance progradante est également confirmée à petite échelle (MM.1, MM.2, MM.3).

Il existe une étroite relation entre les faciès à Crinoïdes et les faciès à stromatactis construits, chacun de ces organismes occupant sa niche écologique en liaison avec la variation de la tranche d'eau. L'altération des mud-mounds en boule viendrait de cette interdigitation, où les calcaires sont les plus vulnérables.

Cette région nous permet de dire aussi que la construction est multiple et qu'elle est diachrone. Les récifs occupent les espaces disponibles pour leur épanouissement

Des coupes de terrain et des sondages situés à l'Est de cette construction présentent des faciès plus profonds que cette dernière, notamment des argiles à Tentaculites ou des argiles noires marines indiquant clairement la position du bassin.

#### **IV.6 - SEDIMENTOLOGIE : LA REGION DE MEKERANNE (AKBW)**

---

A 6 km au Sud-Est des affleurements de la région d'Akabli (Fig. IV.I), se situe une autre construction qui a fait l'objet d'un échantillonnage et d'une description détaillée.

Le mud-mound est situé sur le flanc Est de l'anticlinal dénommé Mekeranne. Cette structure est orientée N.NW-S.SE. Le mud-mound carbonaté du Givétien présente un réseau irrégulier de fractures. Une faille sinueuse orientée N-S est cartographiée à travers le centre de l'anticlinal de Mekeranne. Les axes des plis et les directions des failles chevauchantes sont approximativement E-W, suggérant une contrainte N-S.

C'est une structure assez imposante dans le paysage ; elle présente une longueur orientée E-W de 120 m, une hauteur apparente de 40 m, et une largeur de 15 m. Le pendage structural est 30 à 45°N. Les flancs très abrupts affichent des pendages de 80 à 90° (Fig. IV.59 et 60).



Fig. IV.59 - Aspect de la construction de la région de Mekeranne

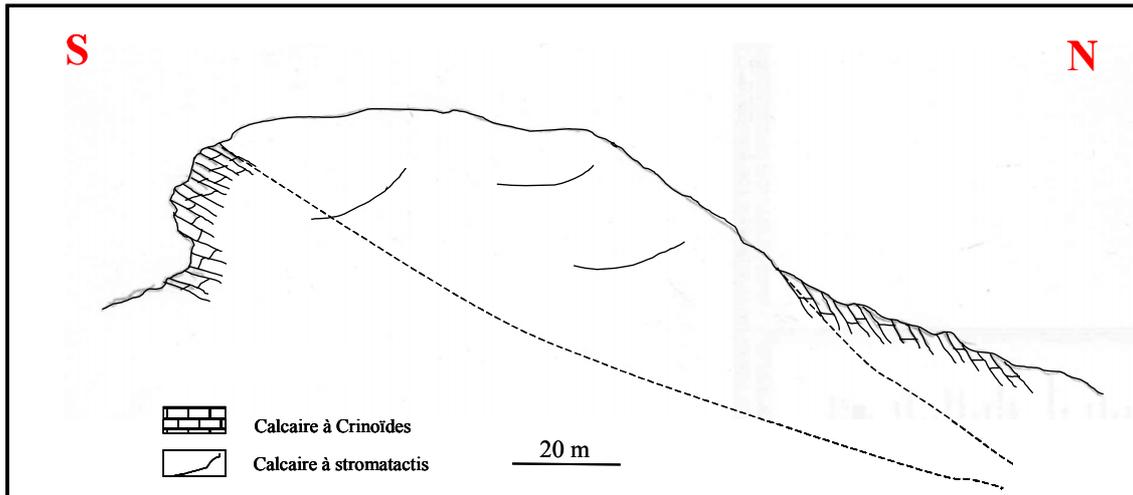


Fig. IV.60 - Coupe structurale à travers le mud-mound de Mekeranne.

#### IV.6.1 - Description macro- et micro- du log de Mekeranne AKBW

- **A l'Emsien**, La coupe débute par le faciès emsien gréseux, situé 150 m plus bas que la construction. Le grès est ferruginisé et fossilifère (essentiellement des Brachiopodes) (Fig. IV.61).
- **A l'Eifélien** : Lacune de visibilité sur 120 m d'épaisseur.
- **Au Givétien** : à mi-pente, nous trouvons les termes suivants :
  - 1. 10 à 15 cm d'argile verte probablement encore eifélienne
  - 2. 25 cm de calcaires à Crinoïdes de couleur gris rouge
  - 3. 20 cm de calcaires oolithiques
  - 4. 30 cm de marnes rouges à Coraux, Brachiopodes, Bryozoaires et autres bioclastes
  - 5. 10 cm de calcaires à Crinoïdes gris.

Il est important de signaler que ces niveaux sont retrouvés presque systématiquement avant la construction, bien sûr quand l'affleurement s'y prête (région Odz-Gbmt-Gsd).

Le niveau bioclastique à Coraux marneux se présente sous forme de lentilles (épaisseur différente le long de l'affleurement, 1 m maximum). Les premiers niveaux à stromatactis apparaissent sur 1 m d'épaisseur, ils sont de couleur grise. Quelques centimètres de calcaires à Crinoïdes argileux coiffent cette première construction, puis une seconde lentille de calcaire à stromatactis se superpose, presque équivalente en puissance, avant que la construction finale ne s'installe et n'atteigne 11 m d'épaisseur. La couverture est représentée par des calcaires à Crinoïdes fins gris sub-affleurants en bancs stratodécroissants (Fig. IV.60).

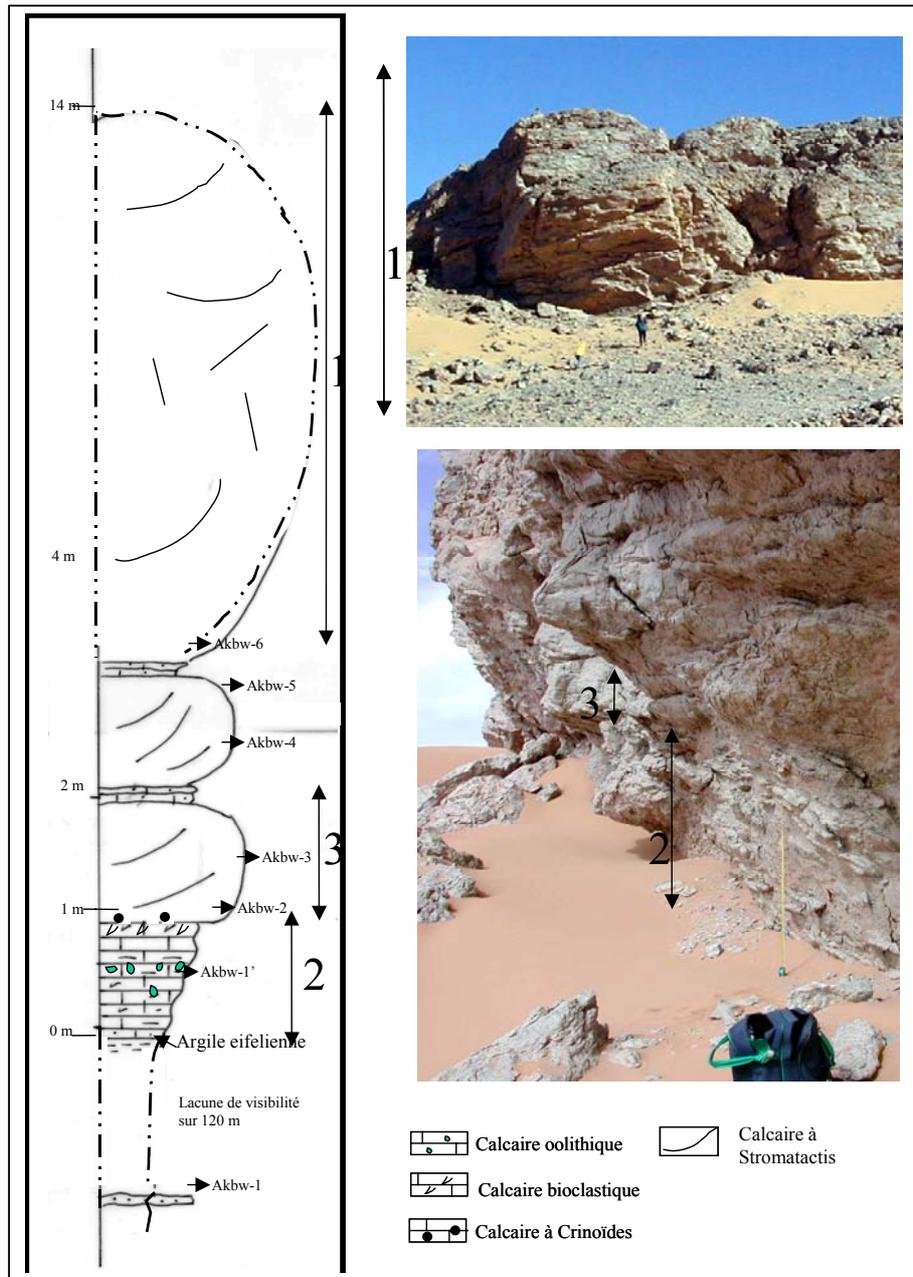


Fig. IV.61 - Log AKBW

#### IV.6.2 – Analyse du microfaciès du Log de Mekeranne AKBW

Comme l'ensemble des régions analysées, le microfaciès AKBW est défini essentiellement par des wackestones à packstones (Fig. IV.62).

- Akbw-1 : Grès fin silteux à ciment carbonaté. Le contact des grès est souvent droit et flottant. Grès anguleux. Traces de bioclastes, essentiellement des Brachiopodes souvent ferruginisés. Niveau repère de la région : grès à Brachiopodes emsiens (Fig. IV.62, photo 1).
- Akbw-2 : Wackestone à packstone. Premier niveau construit. Les bioclastes sont représentés par des spicules de Spongiaires, Coraux et Crinoïdes (Fig. IV.62, photo 2).
- Akbw-3-4 : Wackestone. La micrite est associée aux spicules de Spongiaires. Elle représente un pourcentage de 60 à 70 % de la roche (Fig. IV.61, photo 3).
- Akbw-6 : Détail de la micrite des faciès construits. Elle est grumeleuse à pellets (Fig. IV.62, photo 5).

**Remarque :** La recristallisation en calcite des bioclastes peut présenter à l’affleurement le même aspect que les structures à stromatactis.

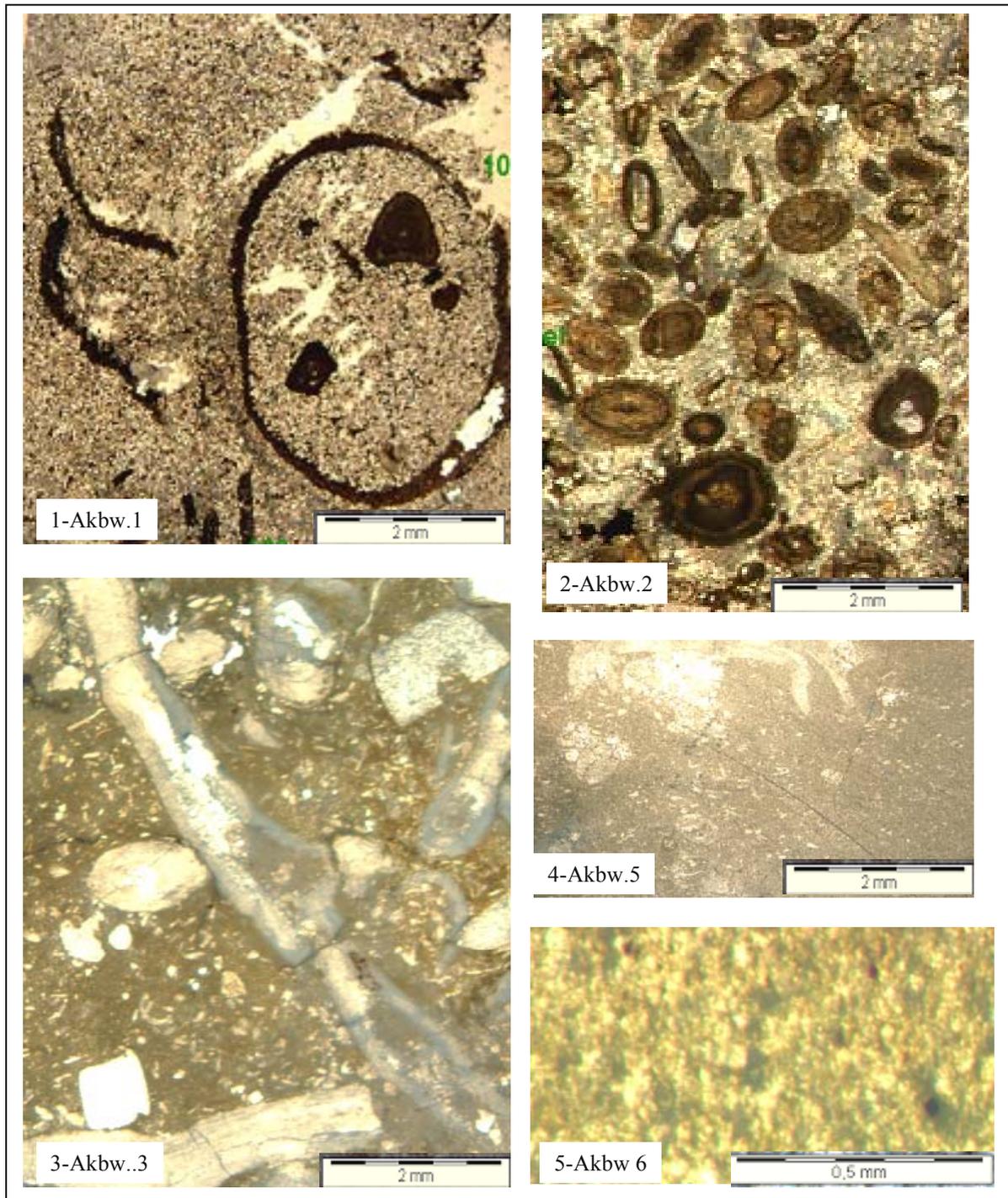


Fig. IV.62 – Microfaciès AKBW

#### IV.6.3 - Conclusion

L’étude de cette région nous a permis, dans un premier temps, de confirmer la progradation vers l’Est des édifices, de constater, dans un deuxième temps, que les conditions d’environnement beaucoup plus orientaux ne sont plus favorables aux constructions (bassin). Les faciès à stromatactis de cette région sont plus fins et presque stratifiés.

#### IV.7 - ESSAI D'INTERPRETATION POUR LA MISE EN PLACE SPATIO-TEMPORELLE DES BIO-CONSTRUCTIONS, SELON UN PROFIL EST-OUEST

En intégrant les autres affleurements des mud-mounds connus de la région à savoir Gouiret Ed diab, (Db) Djebel Ttamamate (Tmt), Bahar El Hamar (Bh) et Azzel-Matti (Azt) (Fig. IV.63), l'analyse sédimentologique nous conduit aux interprétations spatio-temporelles suivantes :

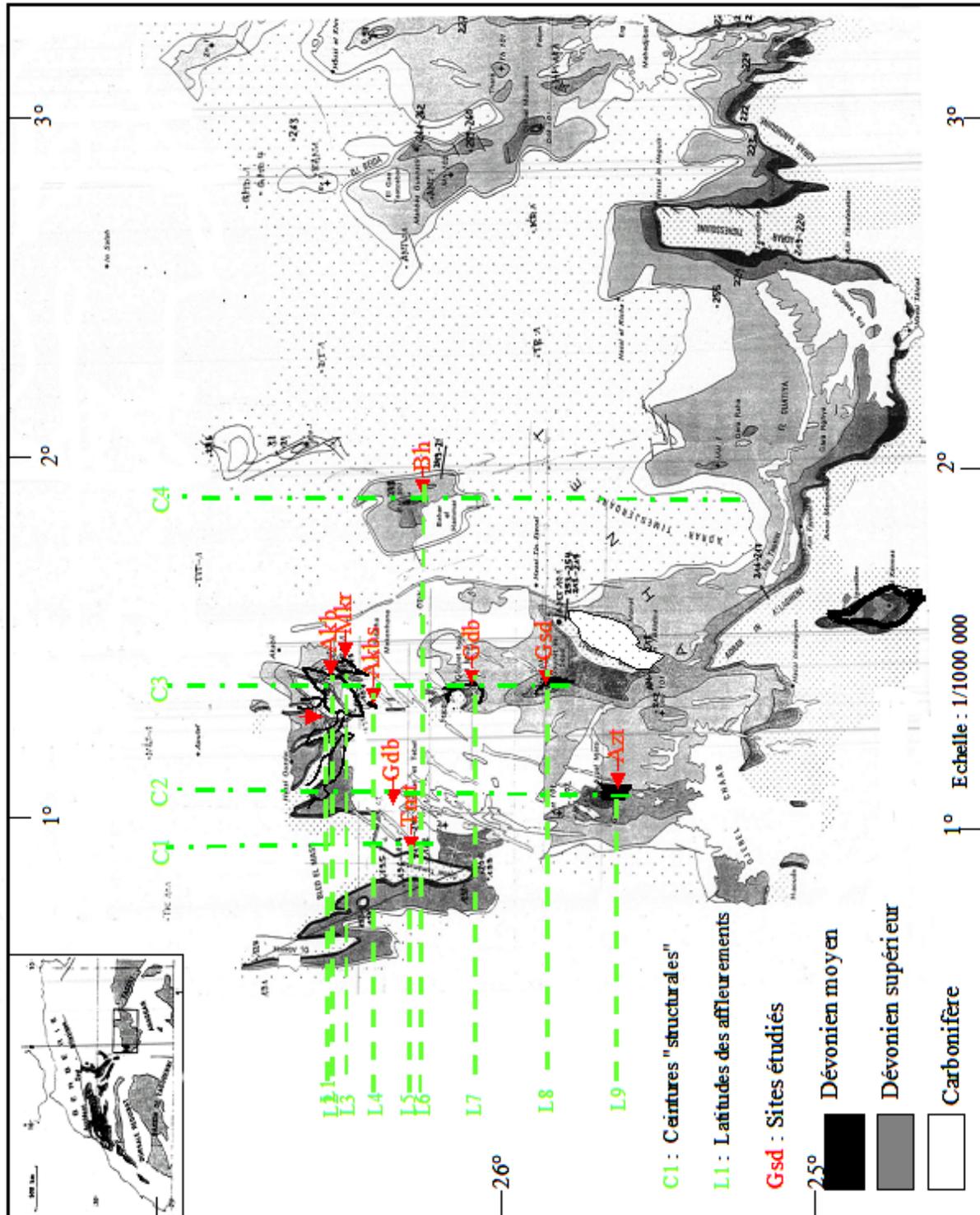


Fig. IV.63 - Schéma géologique de l'Ahnet et du Mouydir. Dévonien moyen et supérieur (Moussine-Pouchkine, 1970)

Nous rappelons que les affleurements des mud-mounds se situent sur la marge occidentale du bassin. L'alignement de ces édifices, du Nord au Sud, nous a permis de distinguer quatre ceintures principales, C1 à C4. D'Est en Ouest, les distances qui séparent les ceintures C1 et C2, C2 et C3, C3 et C4 sont respectivement de 16, 38 et 51 km (Fig. IV.63).

#### IV.7.1 – Corrélations selon un profil ouest-est

Pour établir des corrélations spatio-temporelles des corps carbonatés, nous avons utilisé la coupe de chaque site qui comprenait le nombre maximum de constructions et pris comme hypothèse que toutes les rides étaient de même âge

La figure IV.64 schématise les affleurements de toutes les constructions. En abscisses, nous représentons le nombre de ceintures ou la position des affleurements selon la longitude ; en ordonnées, le schéma représentatif de l'affleurement en respectant les distances réelles entre les différents sites selon la latitude, soit :

En abscisses,

- Ceinture 1 : affleurement Djebel Tamamat (Tmt, 13 mud-mounds isolés)
- Ceinture 2 : affleurements Gouiret Ed Diab (Gdb.1 mud-mound isolé) et Azzel-Matti (Azt-90 mud-mounds dont 61 isolés et 13 composés)
- Ceinture 3 : affleurements Odz, Akb, AkbSud, Gbmt, Gsd-Mkr  
 Odz : formé par 12 mud-mounds isolés, 12 mud-mounds composés et 6 rides  
 Akb et AkbSud : formés par 13 mounds isolés, 13 composés  
 Gbmt : formé par 23 isolés, 21 composés et 2 rides.  
 Gsd : formé par 36 isolés, 24 composés et 6 rides  
 Mkr : formé par 1 isolé
- Ceinture 4 : affleurement isolé de Bahar El Hamar Bh (1 mud-mound isolé).

En ordonnées,

Azzel Matti- Gouiret Es Soud	: 25 km
Gouiret Es Soud - Gouiret Bou El Mout	: 30 km
Gouiret Bou El Mout - Djebel Tamamate	: 15 km
Djebel Tamamate - Bahar El hamar	: 10 km
Bahar El hamar- Gouiret Ed Diab	: 10 km
Gouiret Ed Diab - Akabli-Sud	: 7 km
Akabli-Sud - Mekerranne	: 9 km
Mekerranne - Oued-Ouzdaf	: 4.5 km
Oued-Ouzdaf- Akabli	: 0.3 km.

La figure IV.64 montre que la ceinture C3 présente le nombre le plus important des bioconstructions et les rides les plus imposantes. Elle montre également que l'alignement des bioconstructions est N-S. Comme nous l'avons déjà signalé, cette direction des trends N-S nous renvoie à la structuration initiale du bassin qui est conditionnée par les failles profondes du socle. La progradation vers l'Est est également bien marquée.

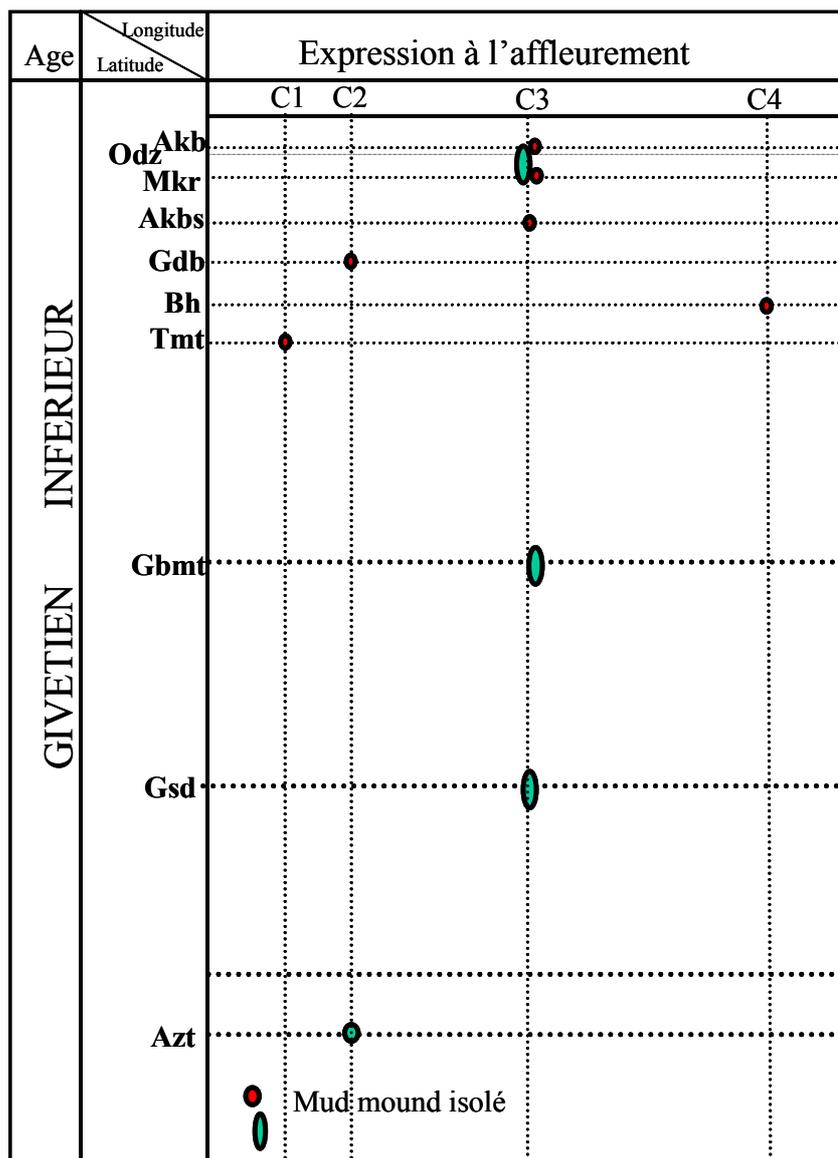


Fig. IV.64 - Schéma des sites / expression à l'affleurement.

#### IV.7.2 - Zoom sur la ceinture 3

Pour une corrélation des différents sites étudiés et une interprétation spatio-temporelle (Fig. IV.65), nous focalisons notre interprétation sur la ceinture 3 qui se révèle être la plus intéressante du fait que les sites qui la composent ont été complètement étudiés.

Nous savons que les constructions sont diachrones. Soit T le temps attribué à chaque période de construction (trois à quatre selon les régions) ; sur l'axe des abscisses, nous représentons le temps ( $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$  et  $T_4$ ) et sur l'axe des ordonnées les différents sites étudiés en choisissant les coupes les plus représentatives de chaque région, le trait de corrélation passant par le nombre maximum des constructions.

La région d'Aklabli, caractérisée par la présence de quatre mud-mounds isolés, a été prise comme référence pour nous permettre d'imaginer quatre scénarios possibles de corrélations temporelles entre les différents sites étudiés.

Scénario 1, Fig. IV.65

- Au temps T1, se construisent : dans la région d’Akabli, le MM-A ; dans la région de Oued Ouzdaf, la ride B ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, le MM-20, et dans la région de Gouiret Es Soud, le MM-18.
  - Au temps T2, se construisent : dans la région d’Akabli le MM-B ; dans la région de Oued Ouzdaf la ride A ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, la ride C et dans la région de Gouiret Es Soud, la ride E.
- La période du MM-9, région d’Oued Ouzdaf, n’est pas prise en compte (choix imposé par l’hypothèse de travail)
- Au temps T3, se construisent : dans la région d’Akabli le MM-C ; dans la région d’Oued Ouzdaf, le MM-4 ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, le MM-18 et dans la région de Gouiret Es Soud, les MM-8 et 9.
  - Au Temps T4, se construit, dans la région d’Akabli le MM-D ; dans les autres régions selon le transect choisi, ou il n’y a pas de construction ou elles n’affleurent pas.

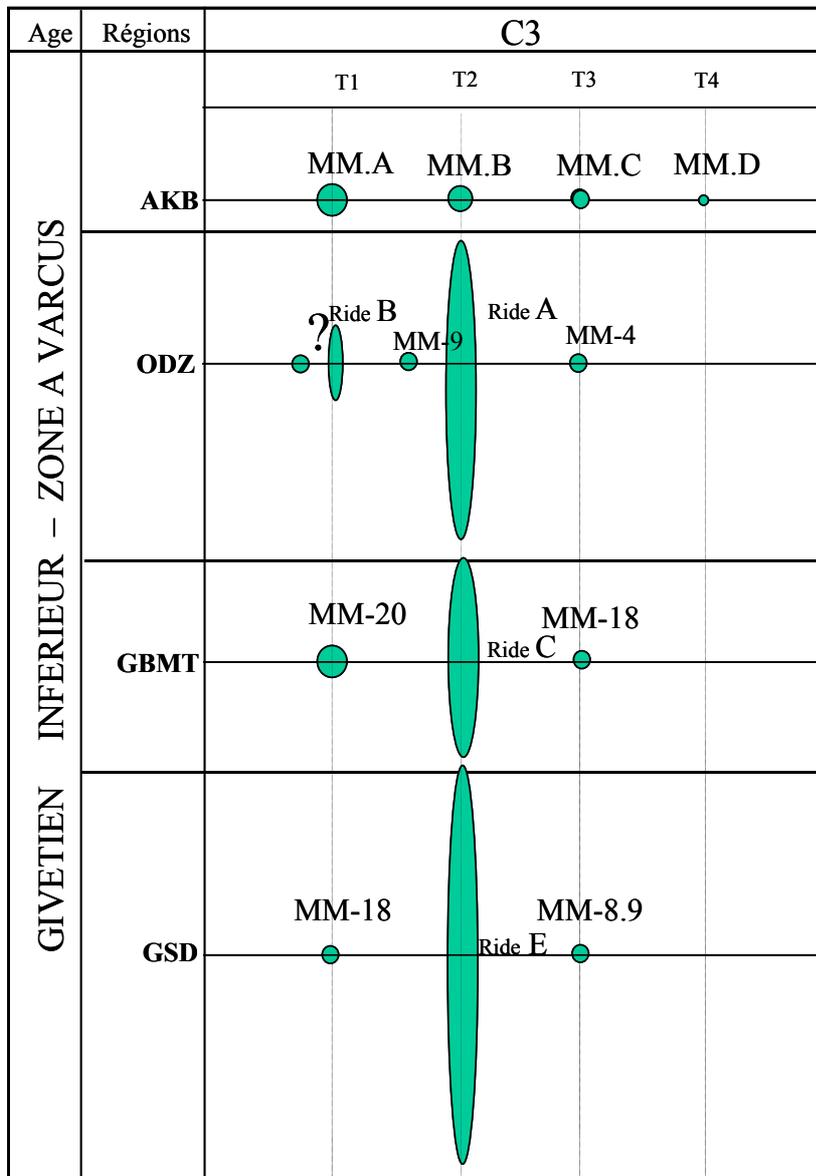


Fig. IV.65 – Scénario 1

Scénario 2, Fig. IV.66

- Au temps T1, Pas de construction dans la région d’Akabli ; dans la région de Oued Ouzdaf se construit la ride B ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, se construit le MM-20 et dans la région de Gouiret Es Soud, le MM-18.
  - Au temps T2, se construisent : dans la région d’Akabli le MM-A ; dans la région de Oued Ouzdaf la ride A ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, la ride C et dans la région de Gouiret Es Soud, la ride E.
- La période du MM-9, région d’Oued Ouzdaf, n’est pas prise en compte (choix imposé par l’hypothèse de travail).
- Au temps T3, se construisent : dans la région d’Akabli le MM-B ; dans la région d’Oued Ouzdaf, le MM-4 ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, le MM-18 et dans la région de Gouiret Es Soud, les MM-8 et 9.
  - Au Temps T4, se construit, dans la région d’Akabli le MM-C ; dans les autres régions selon le transect choisi, ou il n’y a pas de construction ou elles n’affleurent pas.

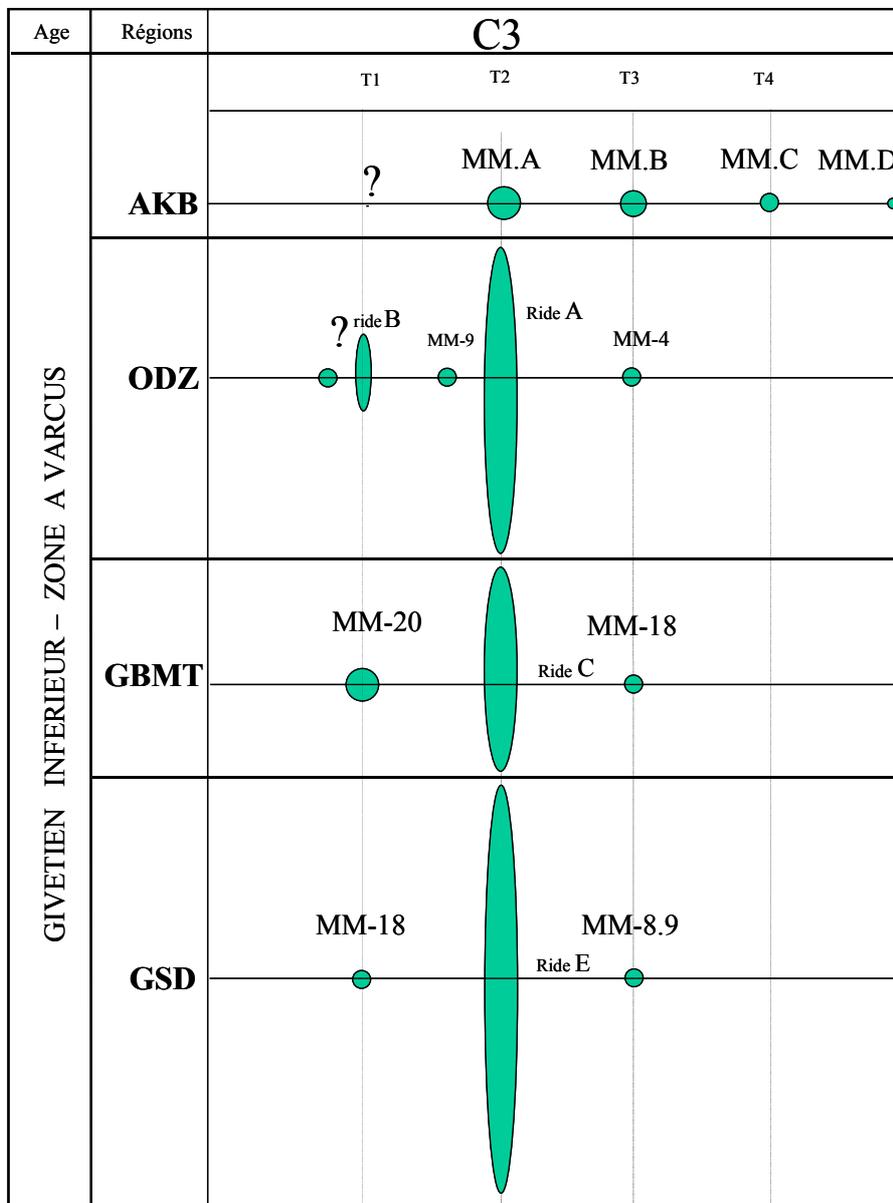


Fig. IV.66 – Scénario 2

Scénario 3, Fig. IV.67

- Au temps T1, Pas de construction dans les régions d’Akabli, d’Oued Ouzdaf et de Gouiret Bou El Mout. Dans la région de Gouiret Es Soud, se construit le MM-15.
- Au temps T2, se construisent : dans la région d’Akabli le MM-A ; dans la région de Oued Ouzdaf la ride B ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, le MM-20 et dans la région de Gouiret Es Soud, le MM-18.
- Au temps T3, se construisent : dans la région d’Akabli le MM-B ; dans la région d’Oued Ouzdaf, la ride A (le MM-9 n’est pas pris en compte - choix imposé par l’hypothèse de travail) ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, la ride C et dans la région de Gouiret Es Soud, la ride E.
- Au Temps T4, se construit, dans la région d’Akabli le MM-C ; dans la région d’Oued Ouzdaf, le MM-4 ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, le MM-18 et dans la région de Gouiret Es Soud, les MM-8 et 9.

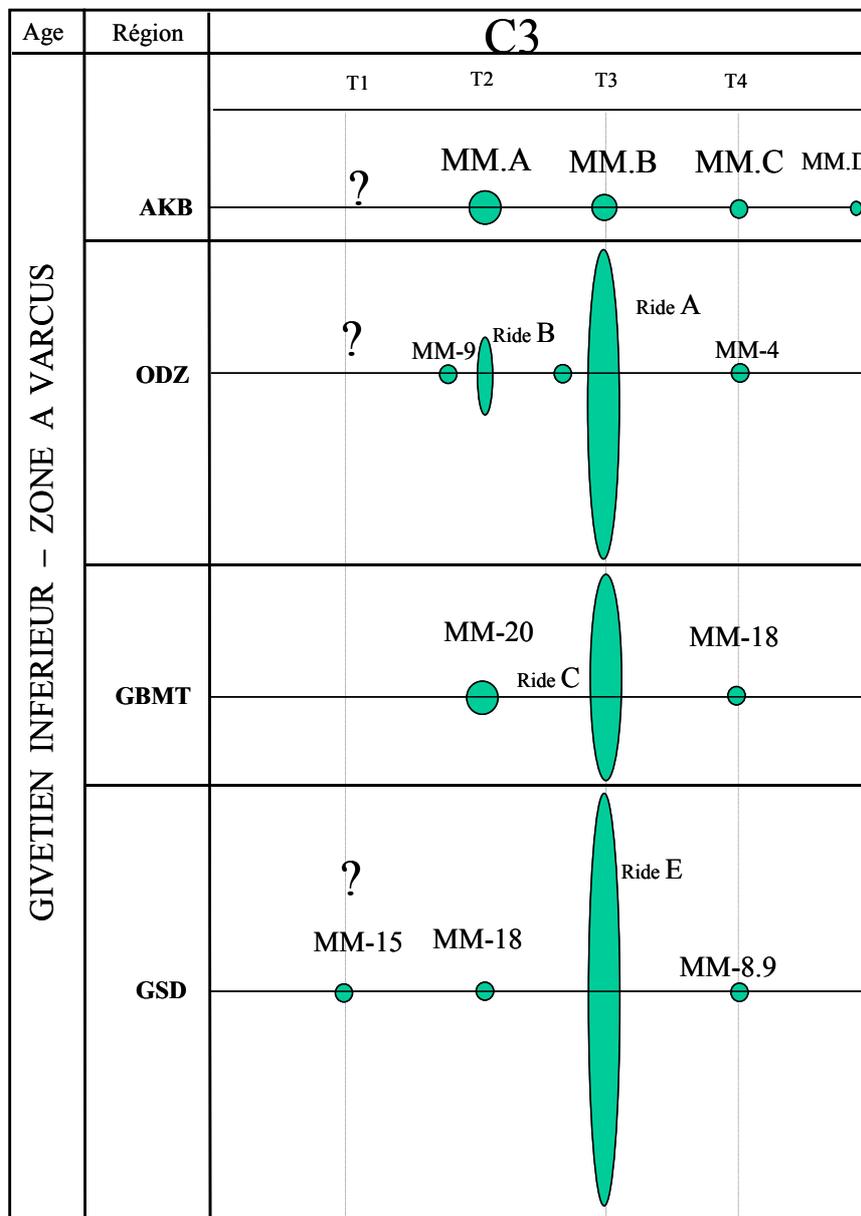


Fig. IV.67 – Scénario 3

Scénario 4 – Fig. IV.68

- Au temps T1, Dans les régions d’Akabli, se construit le MM-A, ; pas de construction dans les régions d’Oued Ouzdaf et de Gouiret Bou El Mout. Dans la région de Gouiret Es Soud, se construit le MM-15.
- Au temps T2, se construisent : dans la région d’Akabli le MM-B ; dans la région de Oued Ouzdaf la ride B ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, le MM-20 et dans la région de Gouiret Es Soud, le MM-18.
- Au temps T3, se construisent : dans la région d’Akabli le MM-C ; dans la région d’Oued Ouzdaf, la ride A (le MM-9 n’est pas pris en compte - choix imposé par l’hypothèse de travail) ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, la ride C et dans la région de Gouiret Es Soud, la ride E.
- Au Temps T4, se construit, dans la région d’Akabli le MM-D ; dans la région d’Oued Ouzdaf, le MM-4 ; dans la région de Gouiret Bou El Mout, le MM-18 et dans la région de Gouiret Es Soud, les MM-8 et 9.

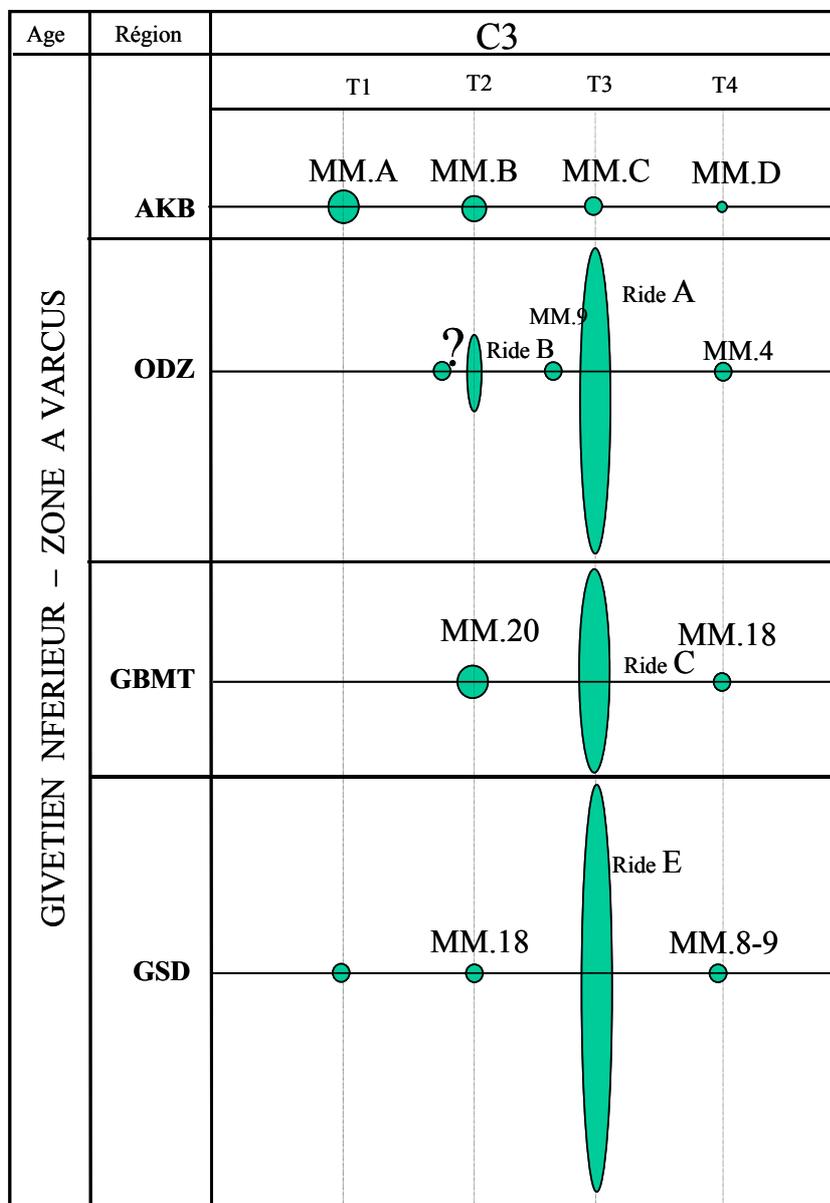


Fig. IV.68 – Scénario 4

## Récapitulatif

Nous avons remarqué que les constructions se relayaient dans le temps et que leur géométrie indiquait une succession de superposition de constructions lenticulaires. En combinant les différents résultats de l'analyse sédimentologique et « séquentielle », il ressort qu'il existe au moins trois temps, sinon quatre, différents liés aux constructions.

Quatre scénarios ont été proposés, mais d'autres combinaisons sont possibles. Cependant il semble que le scénario 4 soit le plus probable. En effet, c'est celui qui se rapproche le plus du modèle de Johnson *et al.* (1985), selon lequel la remontée rapide du niveau marin est matérialisée par deux séquences positives de courte durée et une séquence d'une durée plus conséquente.

Ce résultat en trois (ou quatre) temps observé à l'échelle du bassin (pour les quatre ceintures), se retrouve de la même façon, aussi bien à l'échelle de tous des sites qu'à celle de des constructions telles qu'à Mekeranne et Gouiret Es Soud.

En fait l'analyse stratigraphique reste une condition *sine qua none*, pour une réelle corrélation temporelle entre les différents sites.

## IV.8 - CONCLUSION

---

L'étude sédimentologique des sites du Givétien a permis de montrer que le Givétien est complètement carbonaté. Son épaisseur varie de quelques mètres à une soixantaine de mètres ; les mud-mounds se présentent sous deux aspects. Ce sont soit des monticules isolés soit des barrières. Ces dernières peuvent être longitudinales, en demi-cercle ou de forme irrégulière. Une barrière est faite d'une multitude mud-munds isolés qui au cours de leur croissance deviennent coalescents. Le pendage des flancs des récifs est doux à l'Ouest et abrupt à l'Est

Les faciès rencontrés sont essentiellement des calcaires bioclastiques et des calcaires à stromatactis. Les calcaires bioclastiques sont représentés en grande majorité par des Crinoïdes mais également par des Coraux, des Mollusques, des Brachiopodes, des Trilobites, des Goniatites et des Orthocères. En ce qui concerne les calcaires à stromatactis, outre des rares bioclastes, l'essentiel de la masse est constituée de boue et de stromatactis (recristallisation des éponges). Les microfaciès sont essentiellement des wackestones et des packstones. Les grainstones sont essentiellement dus à la diagenèse.

Les différentes régions analysées sont toutes situées sur la marge occidentale du bassin de L'Ahnet, qui au Givétien, appartenait à une plate-forme carbonatée ouverte. C'est en effet au cours d'une transgression continue et sur une pente moyenne que les mud-mounds se sont déposés. Sous une tranche d'eau se déposent, par des courants énergétiques, des sables à crinoïdes formant la semelle, puis, au fur et à mesure que la tranche d'eau augmente, le courant devient faible et les faciès à stromatactis s'installent. Ce processus de croissance peut également être interrompu par une augmentation ou diminution de la tranche d'eau. Les calcaires à stromatactis sont alors remplacés par des calcaires bioclastiques à dominance crinoïdiques et à faune pélagique. L'enneiement définitif de ces constructions est orchestré par l'arrivée massive des calcaires fins à Tentaculites. Ce niveau est lié à une période anoxique représentée par une roche-mère dans ce bassin.

L'analyse sédimentologique des mud-mounds nous a permis de dire que dans la région d'Akabli les mud-mounds se sont installés sur une pente de direction nord, d'une manière diachrone.

Dans les régions d'Oued Ouzdaf, de Gouiret Bou El Mout et de Gouiret Es Soud, l'analyse sédimentologique nous a permis :

1. de confirmer la présence d'un bassin l'Est des affleurements ;
2. d'établir que la séquence givétienne, qui peut atteindre 60 m de puissance, est formée d'au moins trois séquences de 3<sup>ème</sup> ordre, transgressives - régressives.
3. de constater que, dans les zones beaucoup plus orientales, les conditions d'environnement ne sont plus favorables aux constructions, mais sont plus proches de celle du bassin. En effet, les faciès à stromatactis de cette région sont plus fins et presque stratifiés ;
4. de confirmer le modèle de Wilson (1975), concernant l'approfondissement du milieu nécessaire à la construction des mud-mounds ;
5. de mettre en évidence la tectonique synsédimentaire intra-givétienne ;
6. de mettre en évidence les structures sédimentaires liées à la semelle.

Il existe une étroite relation entre les faciès à Crinoïdes et les faciès à stromatactis construits, chacun de ces organismes occupant sa niche écologique en liaison avec la variation de la tranche d'eau. La présence des lentilles de crinoïdes dans les faciès à stromatactis est souvent rappelée.

Une corrélation spatio-temporelle entre les sites est proposée. Il y a eu trois à quatre périodes propices pour les constructions. La période d'épanouissement totale est celle où les grandes barrières se sont édifiées, c'est-à-dire au passage de la zone *lower varcus* à la base de *middle varcus*. (résultats stratigraphiques par Conodontes).

A l'échelle régionale les résultats stratigraphiques acquis par Goniatites (voir chapitre III - Stratigraphie) montrent que les mud-mounds des régions les plus méridionales sont les plus jeunes (Moussine-Pouchkine, 1974) :

- Azzel-Matti : Givétien supérieur franc.
- Gouiret Es Soud : base du Givétien supérieur
- Oued-Ouzdaf : Givétien inférieur.

Nous retrouvons également ce diachronisme sur une plus grande échelle, que nous proposons correspondre à une pente régionale S-N.

*- Chapitre V -*

*EVOLUTION SEQUENTIELLE ET DIAGENETIQUE  
DES DIFFERENTS SITES*

*Première partie : Analyse séquentielle*

*Deuxième partie : Analyse diagénétique*

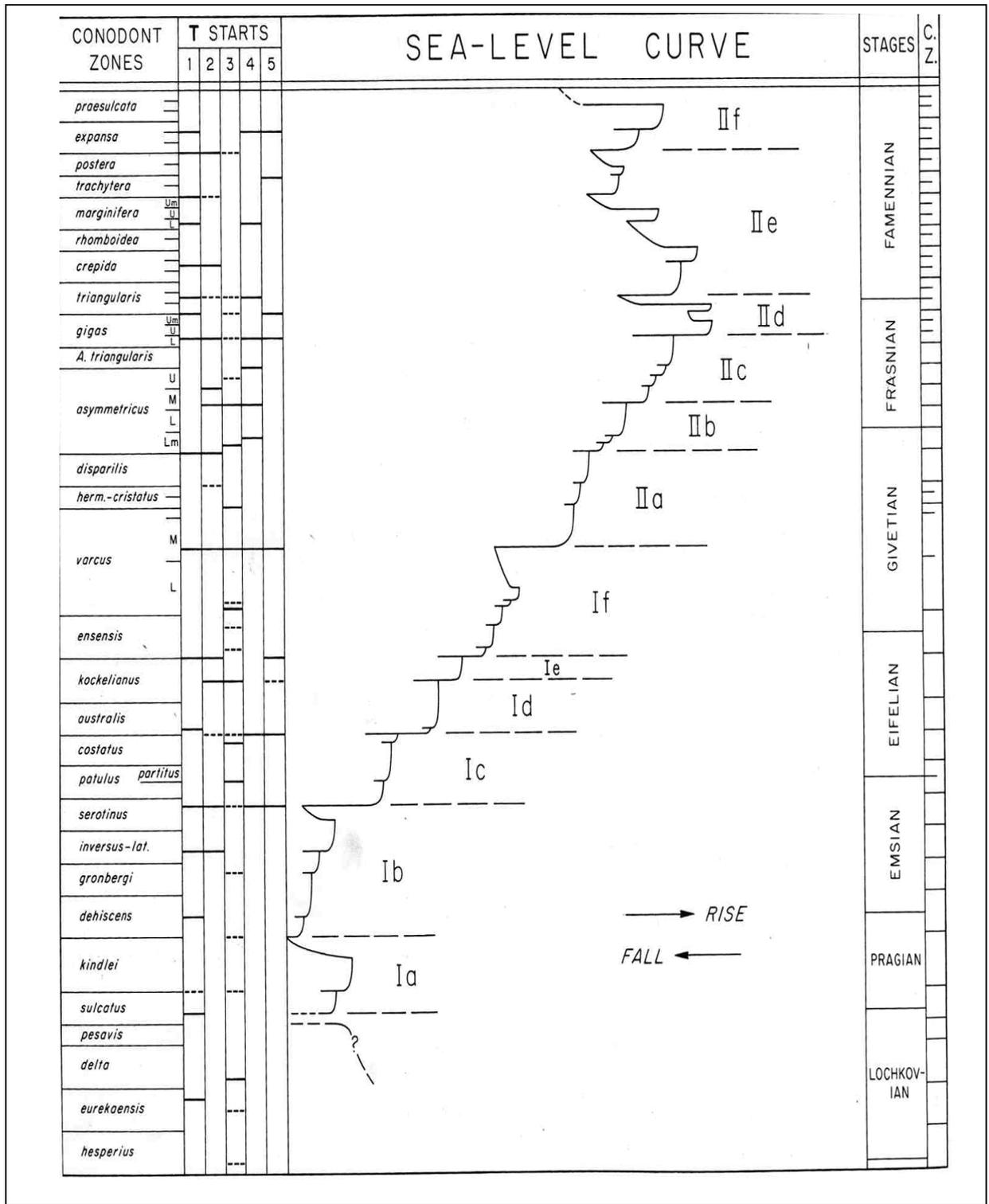


Fig. V.1 - Les variations eustatiques du Dévonien Euramérida (Johnson, Klapper et Sandberg, 1985)

Ce chapitre est basé essentiellement sur le travail optique, c'est-à-dire une analyse fine de la micrographie et de la pétrographie de tous les niveaux échantillonnés afin d'aboutir :

1. à une analyse séquentielle,
2. à une contribution à l'évaluation des qualités des roches réservoir des carbonates du Givétien du bassin de l'Ahnet.

Compte tenu des moyens mis à ma disposition, l'échantillonnage s'est avéré trop partiel pour mener une analyse exhaustive de la région, telle qu'elle avait été initialement envisagée. Cependant, l'analyse séquentielle et diagénétique reste une approche cohérente.

## **PREMIERE PARTIE : ANALYSE SEQUENTIELLE**

---

Les variations eustatiques du Dévonien sont parmi les mieux connues du Paléozoïque (Ross et Ross, 1988), elles n'atteignent cependant pas en précision celles du Mésozoïque et du Cénozoïque, ne serait-ce que du fait de notre mauvaise connaissance des âges de séries étudiées.

La courbe actuellement disponible est celle de Johnson, Klapper et Sandberg (1985) établie à partir de la confrontation de plusieurs coupes régionales (Nevada, Ouest Canada, New York, Belgique et Allemagne) (Fig.V.1). Elle fait suite aux travaux de House (1983). La variation eustatique à long terme (au sens de Haq *et al.*, 1987, 1988) marquerait une tendance à la chute jusqu'à la base de l'Emsien (zone à *dehiscens*) puis une grande remontée jusqu'au sommet du Frasnien (zone à *gigas*) puis de nouveau une chute jusqu'au sommet du Famennien.

### **V.1 - ANALYSE MICROGRAPHIQUE ET ENVIRONNEMENT**

---

D'une manière générale, les échantillons récoltés dans les mud-mounds sont essentiellement carbonatés. Les bioclastes diversifiés sont présents dans la semelle, le corps récifal ou bien la couverture. Le corps récifal est constitué essentiellement de boue carbonatée et des stromatactis. Les bioclastes sont des spicules de spongiaires, des Bryozoaires, des incertae sedis et des algues brunes et des oncolithes.

La base est constituée essentiellement de Crinoïdes, de Coraux et de rares Mollusques. Les flancs des récifs sont également à Crinoïdes mais associés à des Ostracodes, des Trilobites, Brachiopodes, Bryozoaires, Mollusques et Gastéropodes. Les bioclastes pélagiques sont représentés par des Goniatites, Orthocères et des Tentaculites et dans la majorité se retrouvent dans les niveaux supérieurs de la construction et forment la couverture. Les calcaires de la semelle sont essentiellement des packstones. Le corps récifal présente à la base des bafflestones à coraux. Les wackestones- packstones constituent la masse principale de la construction. Les flancs des récifs et la couvertures sont des packstones à wackestones.

#### **V.1.1 - Définition des microfaciès**

Les microfaciès définis dans les différents sites étudiés à savoir la région d'Akabli (AKB), d'Akabli-Sud (AKBS), de Oued Ouzdaf (ODZ), de Gouiret Bou El mout (GBMT), de Mekeranne (MKR), et de Gouiret Es Soud (GSD), sont au nombre de 8, dénommés de F1 à F8 (3 sous-faciès sont également définis).

#### V.1.1.1 - Microfaciès F1 : constitution de la sole récifale.

Le microfaciès **F1** est un calcaire à texture packstone oolitique et bioclastique (Fig. V.2 à V.3). Les oolithes ont un diamètre de 0,5 à 1 mm, et souvent emballées dans des intraclastes. Les bioclastes qui sont associés sont des plaques de crinoïdes, également cassées. De nombreux débris de bioclastes indéterminés sont retrouvés dans ce faciès. Des minéraux détritiques peuvent également s'y trouver (argile, mica...) (Fig. V.4 et V.5). La phase de liaison est une microsparite. Ce faciès est rencontré dans les sites d'Oued Ouzdaf (ODZ), de Gouiret Es Soud (GSD), Akabli-Sud. Les bancs sont chenalisés. Les bioclastes et les oolithes sont remaniés et transportés par des chenaux de marée à partir de la zone tidale.

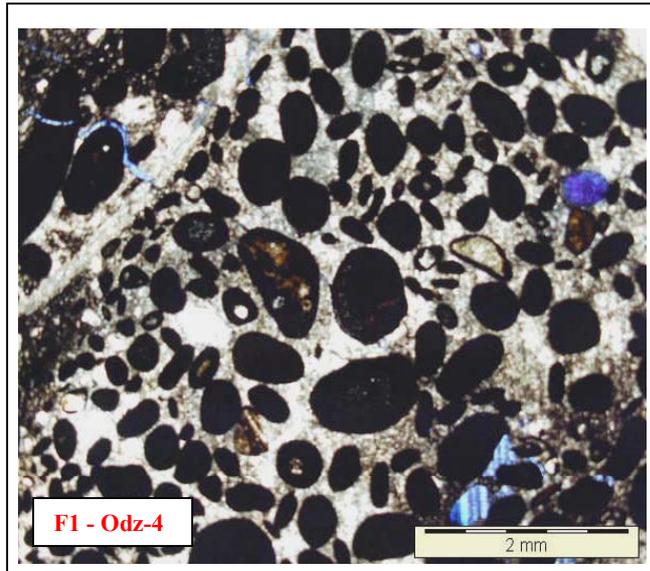


Fig. V.2 - Odz 4. Microfaciès F1. Oosparite. Les oolithes sont de tailles diverses.

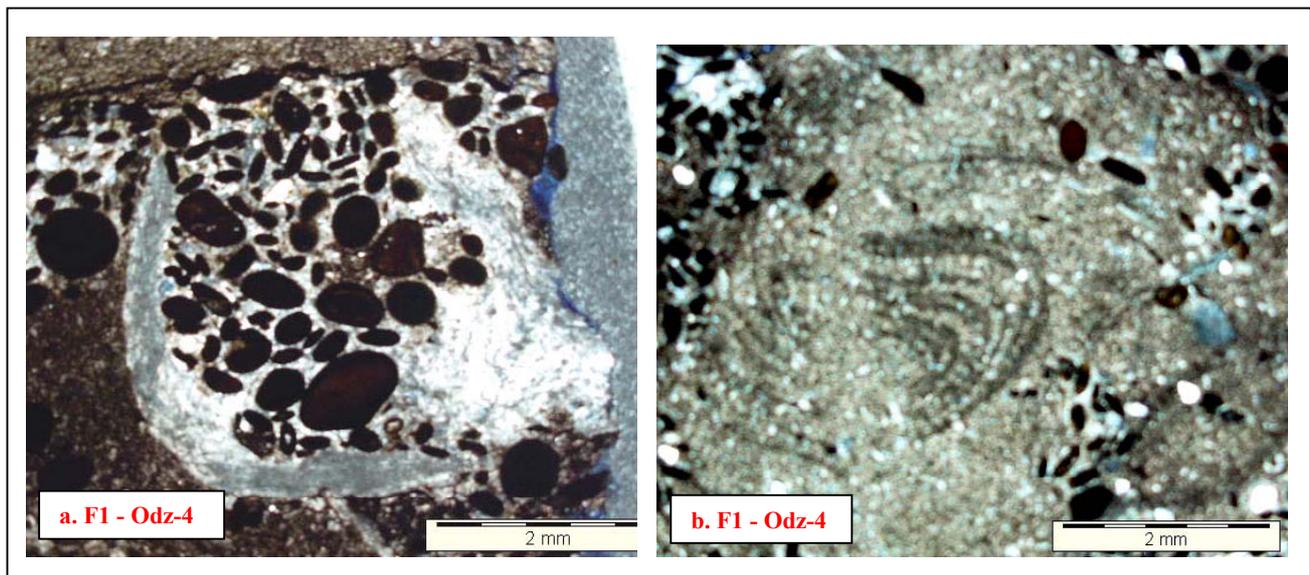


Fig.V.3 a et b - Odz-4. Microfaciès F1. Packstone évolué par recristallisation en grainstone Hétérogénéité des oolithes et des bioclastes. Biopisolithe. 35 % d'oolithes ferrugineuses

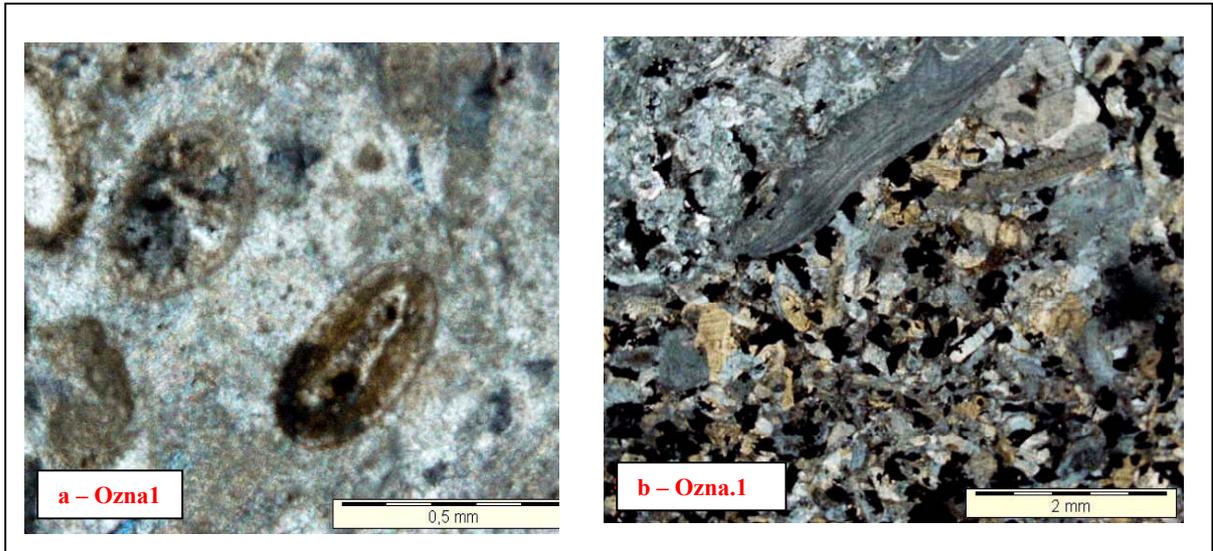


Fig. V.4 a et b - Microfaciès F1. Packstone évolué par diagenèse, grainstone à rares oolithes. Les bioclastes sont petits, cassés et indéterminés. Bioclastes 70 %, oolithes 4 %, Ciment calcitique 15 %, matière organique et oxydes de fer 11 %.

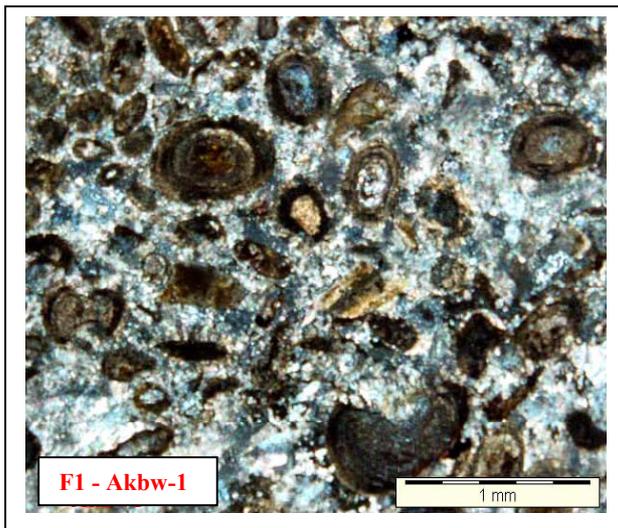


Fig. V.5 - Akbw-1. Microfaciès F1. Grainstone à oolithes. Fantômes d'organismes recristallisés. La matrice est calcitique ainsi que le ciment. 8 % d'oolithes, 4 % de plaques de crinoïdes, 12 % d'oxyde de fer, 16 % de ciment calcitique, 60 % de bioclastes indéterminés.

#### V.1.1.2 - Microfaciès F2

**F2A** est un calcaire de type grainstone, ex-packstone par recristallisation. Les bioclastes sont essentiellement des Crinoïdes. Les plaques de Crinoïdes sont entières, très peu cassées. Le ciment calcitique est très peu présent La porosité est de type microfracturale et de l'ordre de 1 à 2 %.

Le microfaciès F2A correspond au démantèlement des prairies à crinoïdes. Il s'est constitué par démantèlement des gerbes de crinoïdes sous l'effet de courants modérés, immédiatement sous la zone d'action des vagues (Fig.V.6).

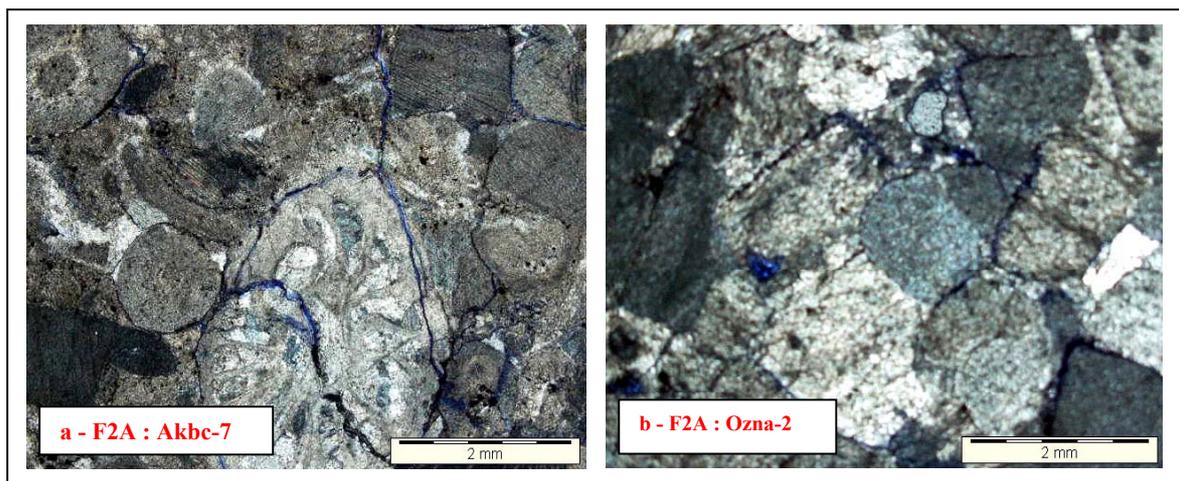


Fig. V.6 a et b - F2A : Grainstone, ex-packstone. Les Crinoïdes représentent jusqu'à 95% de la lame. Le ciment est calcitique et évalué à 5%. Dans ces niveau la porosité peut atteindre 2 à 4 %.

**F2B :** C'est un calcaire de type grainstone, ex-packstone par recristallisation. Les bioclastes sont essentiellement des Crinoïdes, associés à des mollusques et de la faune indéterminée. Le contact est flottant entre les grains. Le ciment est toujours calcitique. La porosité est presque est de l'ordre de 1%. La présence de bioclastes le différencie de F2A. L'environnement reste également sous la zone d'action des vagues (Fig.V.7).

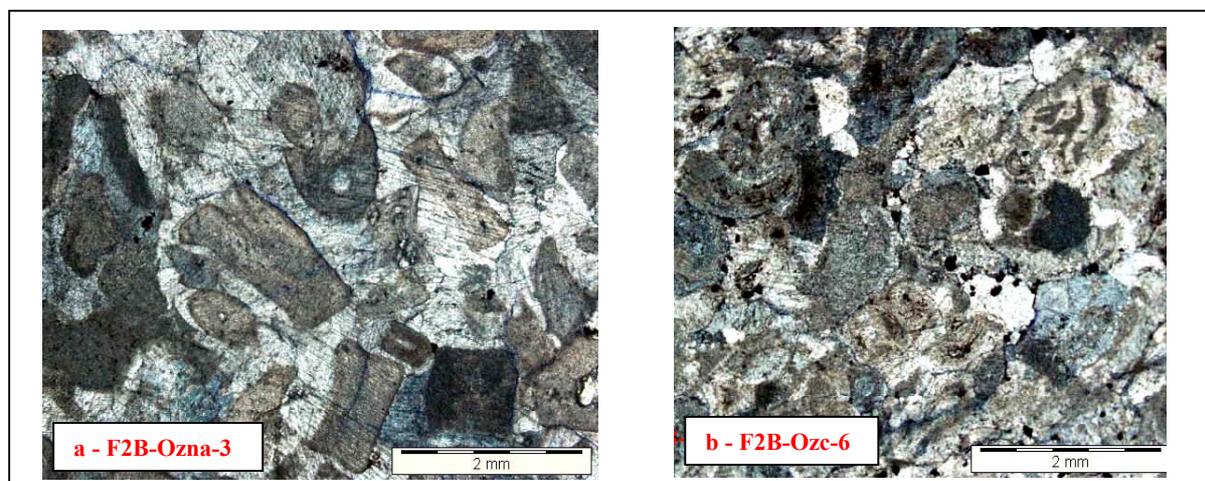


Fig. V.7 a et b - F2B, Ozna3 : Grainstone. Les bioclastes sont représentés par des plaques de Crinoïdes entières ou cassées ou roulées. Le ciment calcitique occupe jusqu'à 12 % de la surface de la lame. Ozc 6 : Grainstone. Nombreux bioclastes indéterminées associés avec des Crinoïdes. Le ciment est également calcitique et occupe 8% de la surface de la lame.

Ce faciès se situe juste sous la limite d'action des vagues et occupe d'une manière générale la base des constructions. Il peut être également sur les flancs de la construction et parfois s'intercale dans la construction en lentilles de microfaciès F2.

### V.1.1.3 - Microfaciès F3

**F3A** est un calcaire de type grainstone, ex-packstone. Le ciment peut être de nature microsparitique à sparitique, appartenant au flanc des récifs. Les bioclastes sont diversifiés : Crinoïdes, Coraux, Mollusques, Trilobites... Les bioclastes occupent plus de 70 % de la roche et sont souvent associés à de la matière organique (Fig. V.8). C'est un faciès qui se situe sur les flancs du récif. Il peut être un faciès de démantèlement ou transporté.

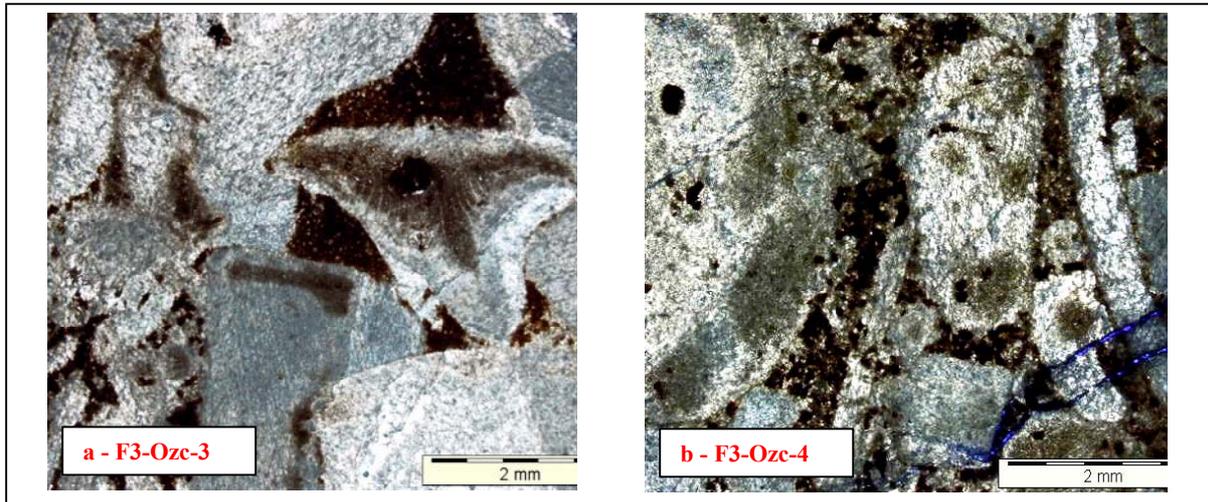


Fig. V.8 a et b - F3 - Grainstone, ex-packstone. Crinoïdes, Coraux et divers bioclastes (80 %). Présence d'oxyde de fer et de matière organique 10 % et ciment calcitique .

### V.1.1.4 - Microfaciès F4

**F4A** : C'est un packstone à grainstone qui correspond à de minces bancs de calcaire gris constitués d'organismes constructeurs, surtout de coraux. Le sédiment est souvent meuble. La liaison est marneuse. Les seuls niveaux consolidés ont été retrouvés vers la base de la coupe ODZ (région Oued-Ouzdaf) et dans la coupe GB5 (région de Gouiret Bou el Mout). Ce faciès constitue la sole du récif (Fig. V.9).

**F4B** : C'est un faciès observé uniquement en subsurface (voir MSL et MSR). Ce sont des floatstones. Les organismes constructeurs sont des coraux isolés flottant dans une matrice essentiellement micritique. Des algues rouges et vertes remaniées sont associés aux coraux. Cette fraction bioclastique représente 10 à 15 % de la roche totale. F4B est un calcaire de type Grainstone. D'autres bioclastes y sont associés comme Crinoïdes, Mollusques, Trilobites...

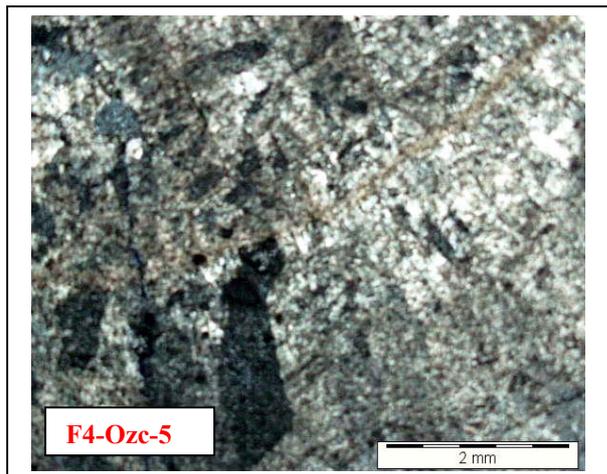


Fig. V.9 – Echantillon Ozc-5. Microfaciès F4A. Il s'agit d'un packstone. Les bioclastes y sont essentiellement des coraux. Ils peuvent être associés à une boue argileuse.

#### V.1.1.5 - Microfaciès F5

**F5** : C'est une période propice pour le développement des mud-mounds. Ce sont des wackestones, packstones, rarement des mudstones. Les bioclastes sont des Coraux, des Ostracodes, des Crinoïdes, parfois aussi des Trilobites, des spicules de Spongiaires, des Bryozaires, des Goniatites et orthocères. Les bioclastes pélagiques se retrouvent d'une façon générale à la fin des constructions (Fig. V.10 et 11). Le pourcentage de la calcite recristallisée ou retrouvée dans les stromatactis est important et avoisine 20 à 30 %. La boue qui constitue la matrice peut atteindre 40 %. C'est une boue grumeleuse à "pellets" ou pellesoïdes. Des traces noirâtres parfois visibles sont probablement dues à des bactéries mal fossilisées.

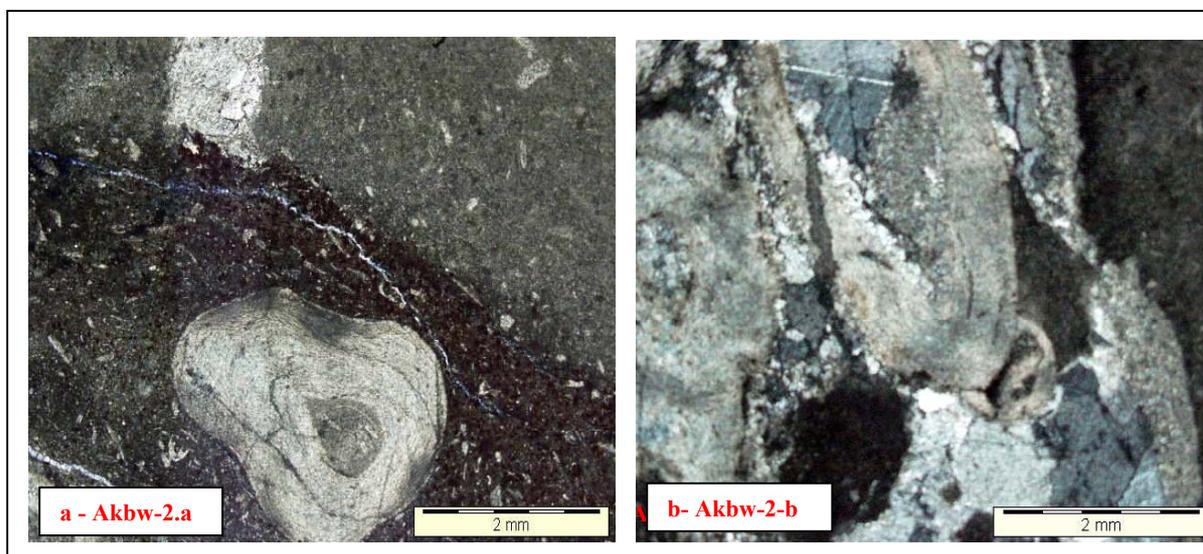


Fig. V.10 a et b – F5-Akbw-2a. Packstone. La micrite est associée aux spicules de spongiaires, à de rares ostracodes et bioclastes indéterminés. La photo a présente une oncolithe entourant un bioclaste, probablement un annélide (phénomène de croix noire). La photo b est une section longitudinale des "annélides".

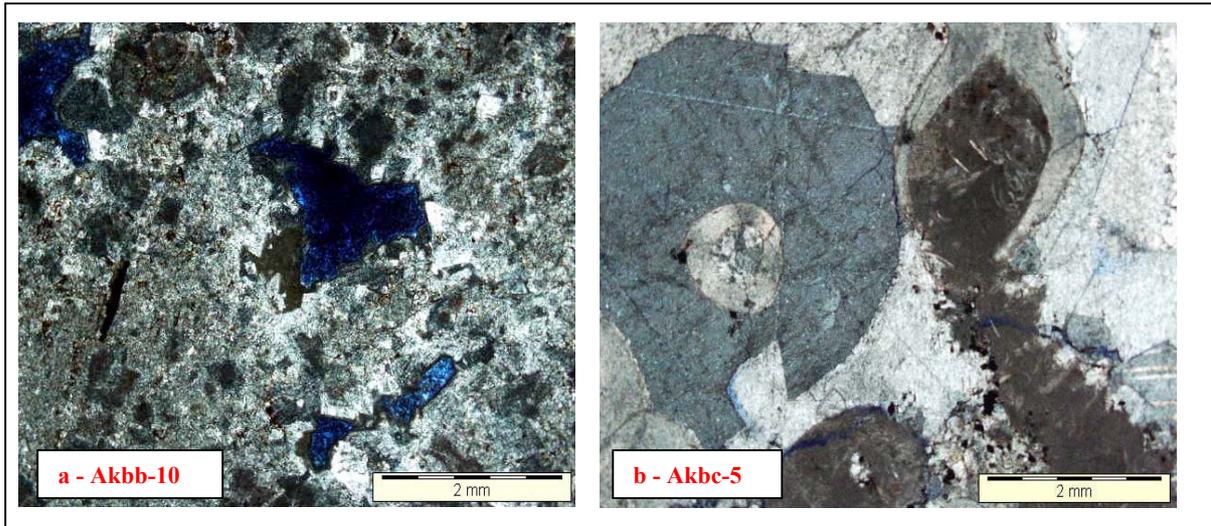


Fig. V.11 a et b - F5. Photo a. Akbb-10. Dolomicrosparite à 70 %. Dolomicrite 17 %. Porosité de dissolution 2 à 3 %. Il semble que les structures des stromatactis correspondent à la dolomicrosparite. La dolomicrite représente la matrice de la roche - Photo b : Akbc-5. Packstone. La calcite qui se trouve à l'intérieur des stromatactis occupe plus de 40 % de la lame. Plaque mince. Les bioclastes sont représentés par des spicules de spongiaires, de rares ostracodes. Des bioclastes indéterminés sont trouvés à l'intérieur de la calcite formant le ciment des stromatactis (remaniement intraformationnel)

#### V.1.1.6 - Microfaciès F6

**F6** est un microfaciès qui a les mêmes caractéristiques que le F5, mais le pourcentage de micrite (boue micropelloïdale) est bien plus important (70 %) ainsi que le pourcentage des bioclastes pélagiques. C'est un faciès plus profond que le F5 (Fig. V.12 et 13).

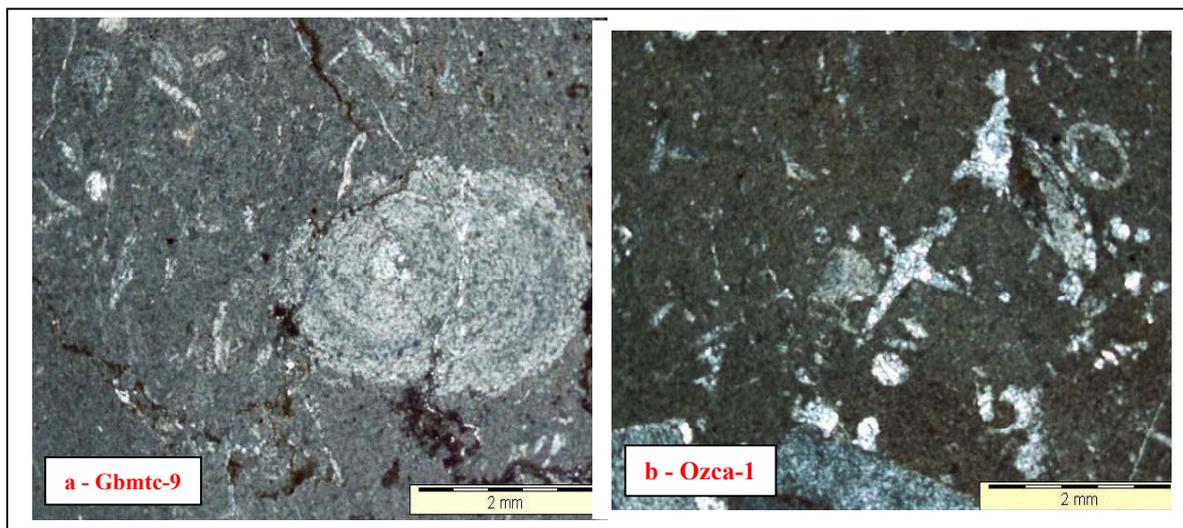


Fig. V.12 a et b – Microfaciès F6. Gbmte-9. Packstone. Les bioclastes sont représentés par des spicules de Spongiaires, des ostracodes très fins et des *incertae sedis*. La micrite est de l'ordre de 50 %. Ozca-4. Wackestone. Les bioclastes sont représentés par des spicules de Spongiaires. La micrite est de l'ordre de 70 %.

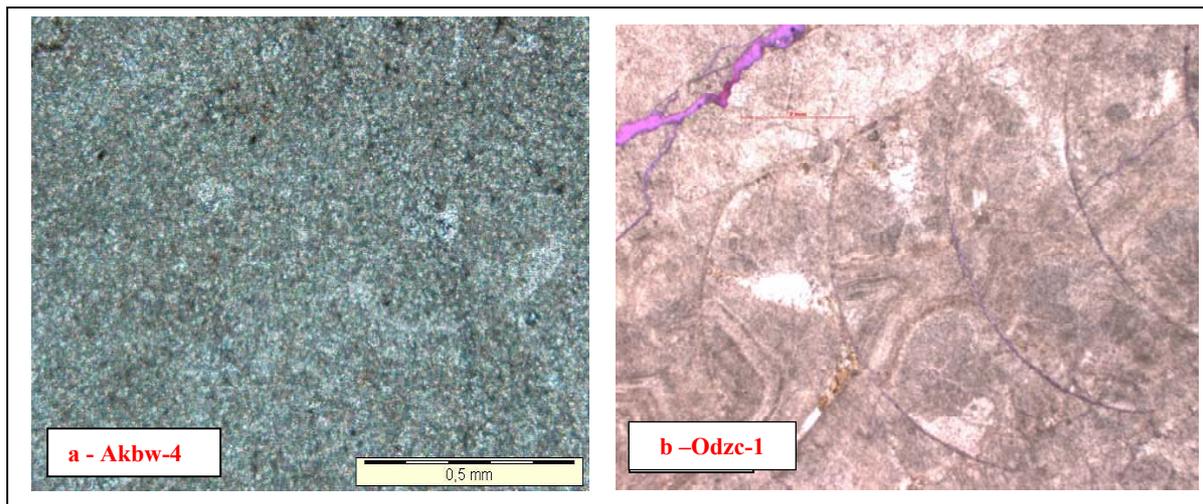


Fig. V.13a et b – Photo a : Aspect micropelloïdal de la boue des faciès à stromatactis ; Photo b : F6 : Ozc4. Packstone à orthocères. Présence de porosité de microfracture.

#### V.1.1.7 - Microfaciès F7

**F7** est un mudstone à wackestone. Les bioclastes sont diversifiés et se présentent en petits débris. Ce sont des ostracodes et des bioclastes indéterminés et des Lamellibranches pélagiques. Les Tentaculites sont également présents ainsi que des intraclastes. Ces organismes marquent bien un approfondissement réel de la tranche d'eau (Fig.V.14).

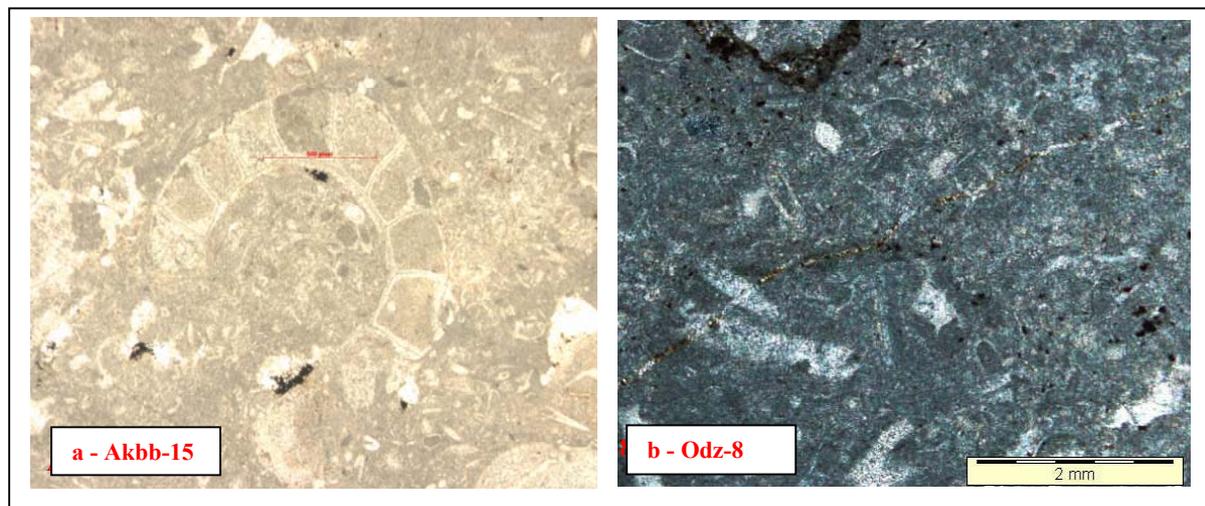


Fig. V.14 a et b – Microfaicès F7. Akbb-15. Wackestone. Les bioclastes sont représentés par des Tentaculites, des Crinoïdes, des Brachiopodes, des Céphalopodes et des Goniatites. Odz-8. Wackestone, Ostracodes, Tentaculites, oxyde de fer

#### V.1.1.8 - Microfaciès F8

**F8** est un faciès de type packstone rarement grainstone. Les bioclastes sont des plaquettes de Crinoïdes, des Bryozoaires et la plus grande proportion sont des Tentaculites. On peut retrouver également des Coraux isolés des Orthoceres et des Goniatites. Ce faciès est complètement ferruginisé et très riche en matière organique. En général, à la cassure il se

dégage une odeur de gaz (H<sub>2</sub>S probable). C'est donc un faciès qui évoque un relèvement du niveau marin et un approfondissement avec création d'un niveau dioxygène (Fig.V.15).

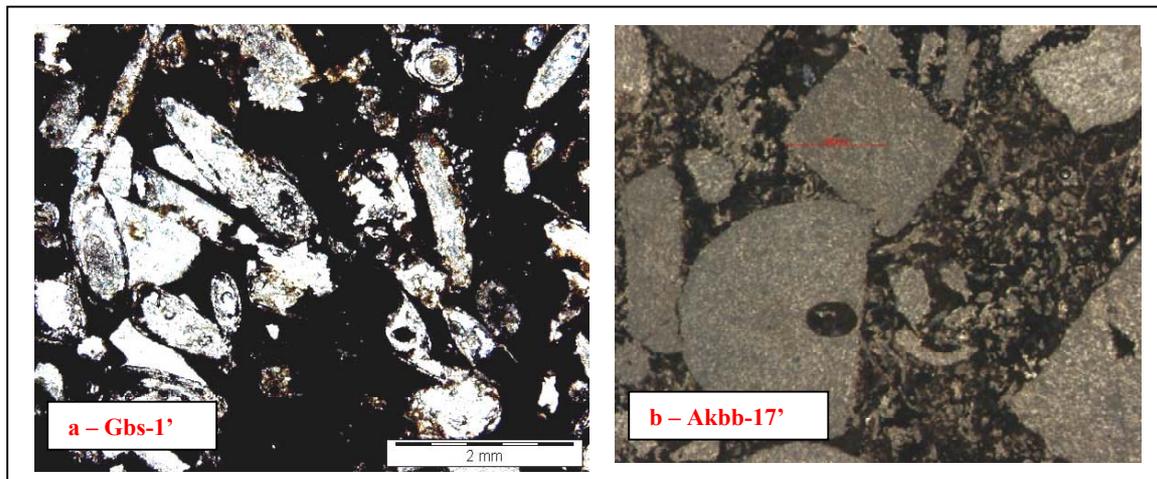


Fig. V.15 a et b - F8. GB5-1. Packstone. Les bioclastes sont des Tentaculites, des Coraux et des Crinoïdes. Le pourcentage de bioclastes est de l'ordre de 60 %. Présence d'oxyde de fer important. Akbb-17. Grainstone. Crinoïdes et Tentaculites complètement altérés (milieu dioxygène)

## V.2 - ANALYSE SEQUENTIELLE

---

D'après Vail *et al.* (1977, 1984), les limites de séquences de dépôt sont les surfaces d'émergence. Le maximum de condensation est atteint lors de l'inondation maximale du continent (MFS ou SIM) (Fig. V.16).

Les séquences de dépôt d'un bassin sédimentaire sont actuellement étudiées à deux échelles différentes. Certains se préoccupent exclusivement des séquences à haute résolution, c'est-à-dire des séquences de périodes comprises entre 20 et 400 ka. Ce sont les paraséquences. D'autres considèrent uniquement les séquences de dépôt de dimension sismique, c'est-à-dire des structures dont la durée excède le million d'années.

La stratigraphie haute résolution est le fait des biostratigraphes essayant de comprendre l'aspect cyclique de l'enregistrement géologique à des fins taphonomiques, et au delà, évolutives. L'étude des séquences d'échelle sismique répond à des préoccupations économiques et pétrolières.

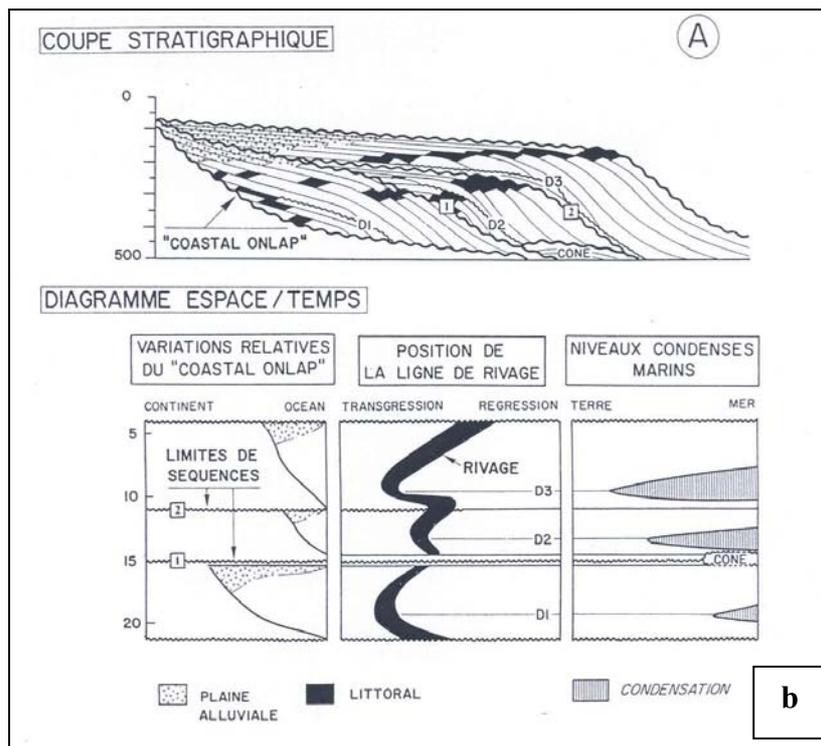
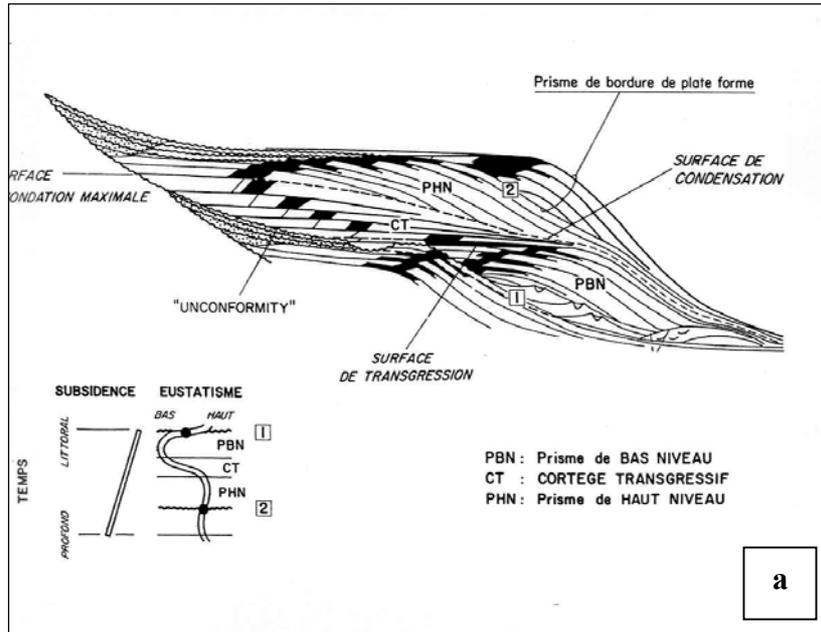


Fig. V.16 a et b – Modèles de dépôt d'un cortège sédimentaire  
 a) D'après Haq et Vail (1988). Chaque position du niveau de la mer correspond à un cortège de dépôts (system tract) séparé par une surface identifiable sur le terrain et en diagraphies.  
 b) Modèle de dépôt des marges passives développé par le groupe de Stratigraphes d'Exxon (Vail *et al.*, 1984)

### V.2.1 – Méthodologie

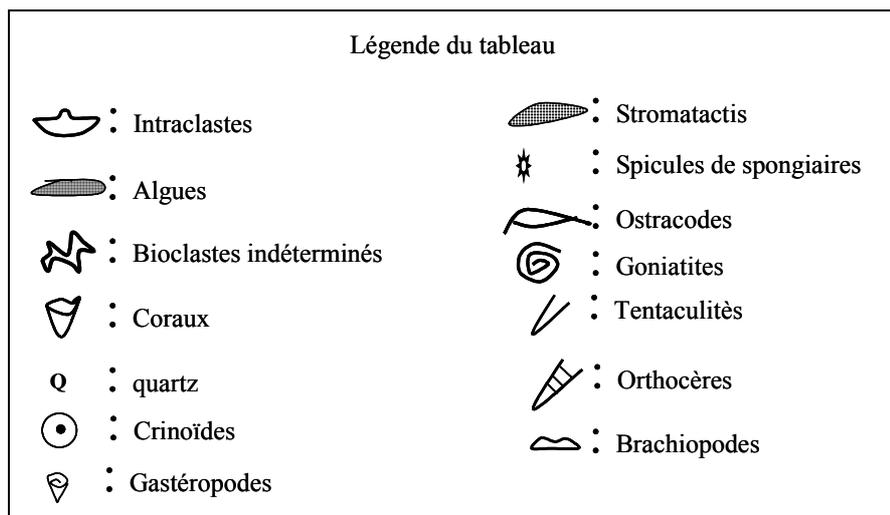
L'observation du macrofaciès et l'analyse du microfaciès nous ont permis de mettre en évidence et de hiérarchiser huit microfaciès (F1 à F8), tributaires de la tranche d'eau, qui évoluent d'un environnement peu profond vers à un environnement plus profond. L'analyse séquentielle a permis le découpage séquentiel à l'échelle des différents sites et d'obtenir un modèle évolutif de la plate-forme carbonatée givétienne. à l'échelle du bassin.

Sur les marnes vertes supposées eiféliennes, le premier niveau identifié est un calcaire oolithique de couleur rouge. Sa base est ravinante et correspond au microfaciès **F1**. Sa puissance n'excède pas 20 cm.

Le deuxième niveau répertorié est formé par des calcaires grossiers à crinoïdes, d'épaisseur très variable. Cet ensemble peut présenter 10 cm d'épaisseur jusqu' à une épaisseur maximum avoisinant 20 m. Il est identifié par les microfaciès **F2-F3**. Vient ensuite un niveau à coraux. Ce niveau est associé à des argiles. Les coraux peuvent être branchus ou isolés. Sa puissance varie de quelques centimètres à 2 m. Il correspond au microfaciès **F4** (bafflestone). Sa présence n'est pas constante dans tous les sites que nous avons étudiés.

L'essentiel de la séquence givétienne est représenté par les calcaires construits. Ces sont des calcaires à stromatactis dont l'épaisseur varie également de 50 cm jusque 50 m, et sont identifiés par les microfaciès **F5-F6**. Le sommet des constructions correspond à un faciès construit, associé partiellement à de la faune pélagique, essentiellement des Orthocères et Goniatites.

Le dernier niveau de la séquence givétienne est composé de calcaires à Tentaculitès, à Crinoïdes, à Céphalopodes, et des Mollusques et représenté par **F7-F8**. Sa puissance est de l'ordre de quelques centimètres à un mètre.



Légende de la figure V.17 (page suivante)

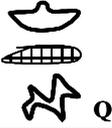
MICROFACIES F	Lithofaciès-faciès	Composants		Structures sédimentaires  Textures	Niveau d'énergie Environnement de dépôt
		abondants	associés		
<b>F1</b>	Calcaire oolithique ferruginisé Tailles des oolithes diverses			Packstone Niveau chenalisé	Offshore supérieur.
<b>F2</b>	F2-A Calcaire biodétritique			Packstone Base érosive. Stratifications parfois obliques	Offshore supérieur. Zone d'action des tempêtes
	F2-B Calcaire biodétritique			Packstone – Grainstone	Offshore supérieur. Zone d'action des tempêtes
<b>F3</b>	Calcaire bioclastique			Packstone - Grainstone	Limite entre zone d'action des tempêtes et zone d'action des vagues
<b>F4</b>	Calcaire bioclastique			Rudstone	
<b>F5</b>	Calcaire bioclastique avec un pourcentage de micrite matricielle faible			Packstone	Offshore inférieur. Sous la zone d'action des vagues.
<b>F6</b>	Calcaire bioclastique avec un pourcentage de micrite matricielle élevé			Packstone	Faciès à énergie faible
<b>F7</b>				Wackestone- packstone	Offshore inférieur
<b>F8</b>				Packstone	zone sous l'action des vagues ; faciès à énergie faible, riche en MO

Fig. V.17 – Tableau synthétique des différents microfaciès définis dans les sites étudiés

### V.2.2 - Architecture des récifs et interprétation

Ce sont essentiellement des biohermes. La figure V.18 représente schématiquement les mud-mounds du bassin de l'Ahnet.

### V.2.3 – Application du modèle sédimentaire aux sites étudiés

En combinant les travaux de terrain et l'étude des microfaciès, l'analyse séquentielle des différentes coupes établies nous a permis de mettre en évidence trois séquences maximum d'ordre III, qui se définissent chacune suivant une verticale au niveau de la construction, par les microfaciès F1 - F2 - F4 - F5 - F6 - F7 - F8 (Fig. V.18).

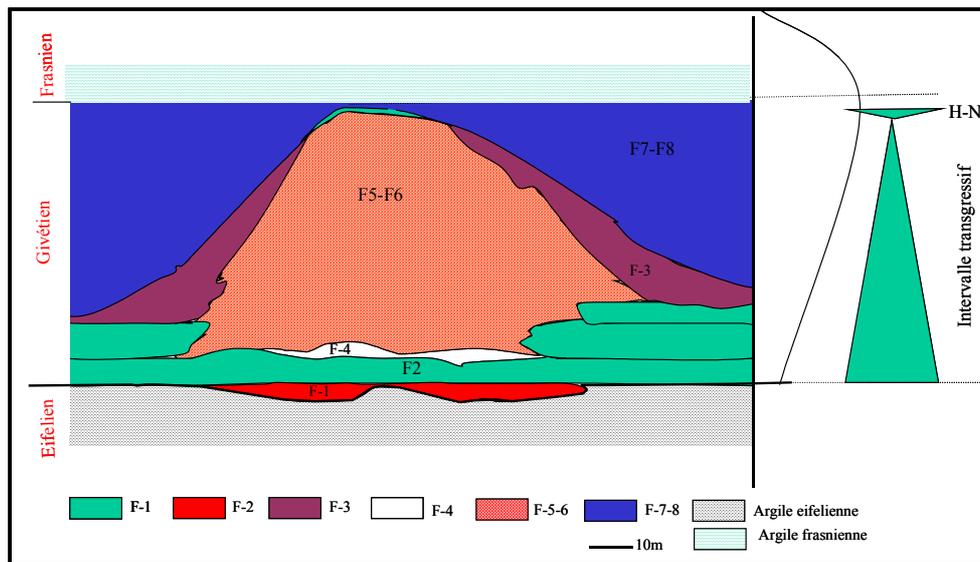


Fig. V.18 - Architecture d'un mud-mound : bioherme

Selon la position de la coupe, le nombre de séquences fluctue de 1 à 3 ; ainsi, on les retrouve dans les différentes régions de la façon suivante :

- Dans la région de Mekeranne :
  - . trois séquences complètes représentée (Fig. V.19)
- Dans la région d'Akabli (Fig. V.20)
  - . une séquence complète et
  - . deux partielles pour AKBB et
  - . une complète et une partielle pour AKBC (voir Annexes)
- Dans la région d'Oued Ouzdaf
  - . une séquence complète et deux partielles pour ODZ-4 (Fig. V.21)
  - . une séquence partielle pour ODZ-1 (voir Annexes)
  - . une séquence complète et une partielle pour ODZ-2 (voir Annexes) et enfin
  - . deux séquences complètes et une partielle pour ODZ-3 (voir Annexes).
- Dans la région de Gouiret Bou El Mout :
  - . trois séquences complètes pour GBMTC (Fig. V.22), et
  - . une complète et une partielle pour GB-5 (voir Annexes).
- Dans la région de Gouiret Es Soud :
  - . deux complètes et une partielle (Fig. V.23).

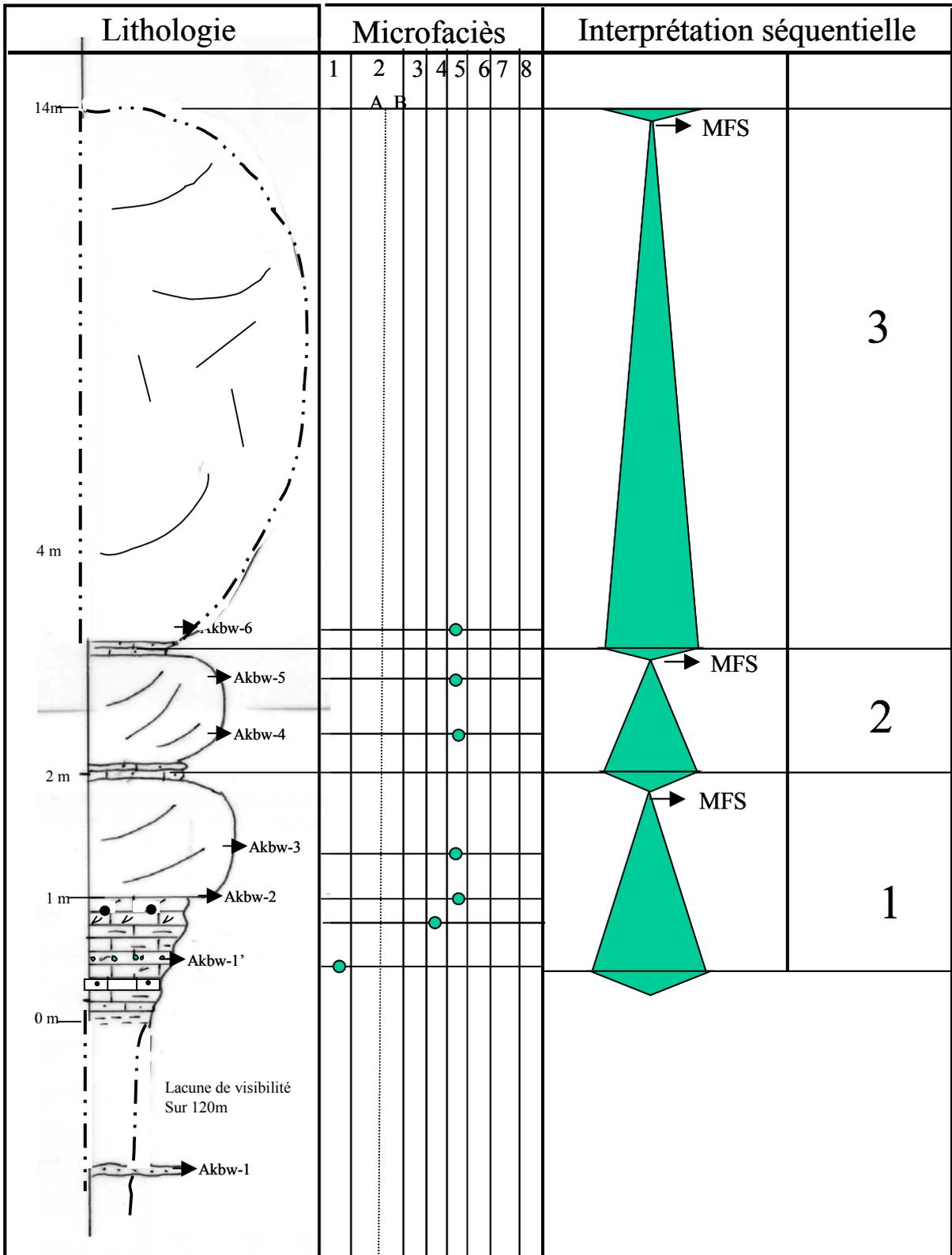


Fig. V.19 - Interprétation séquentielle du LOG AKBW (région de Mékeranne)

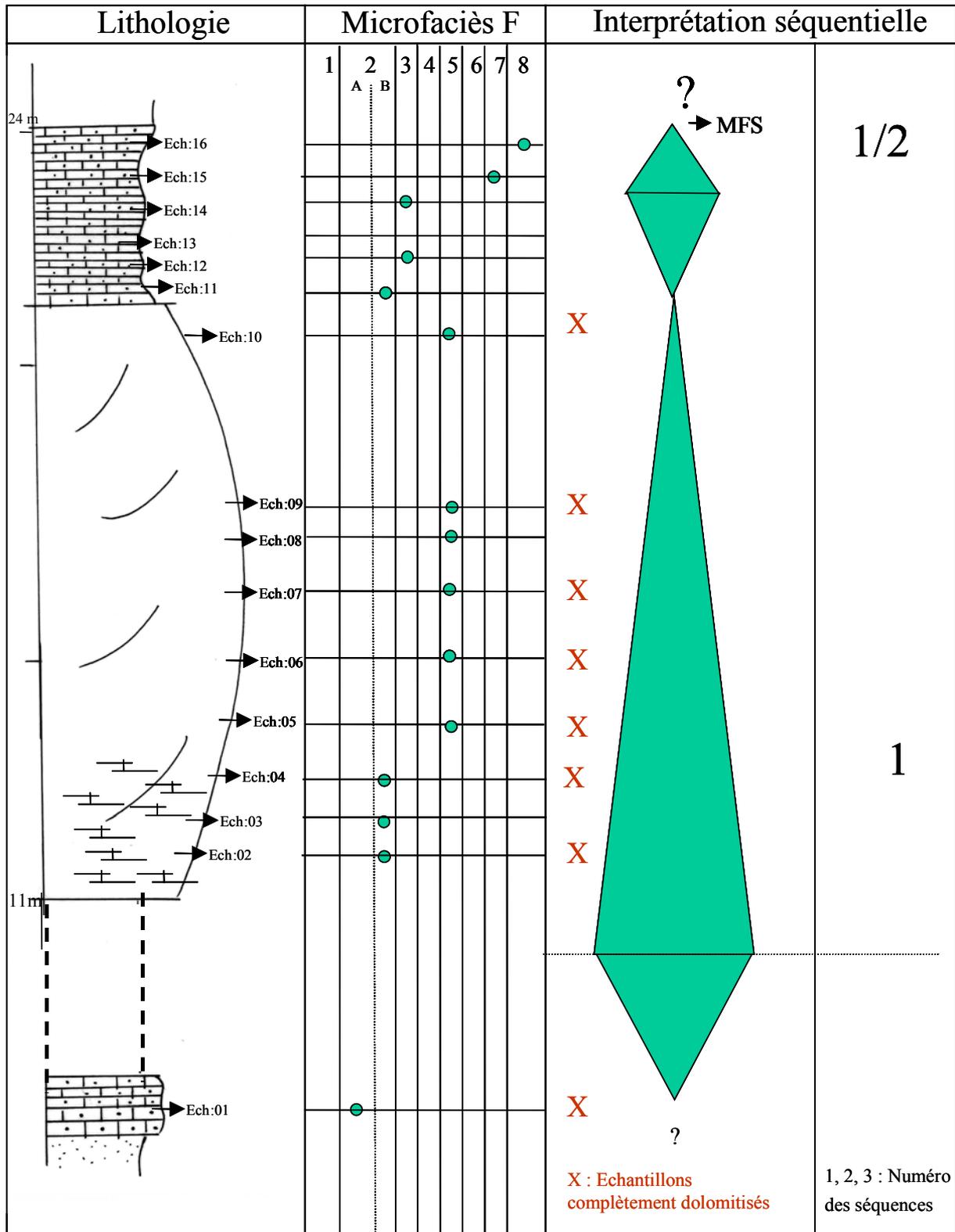


Fig. V.20 - Interprétation séquentielle du LOG AKBB (région d'Akabli)



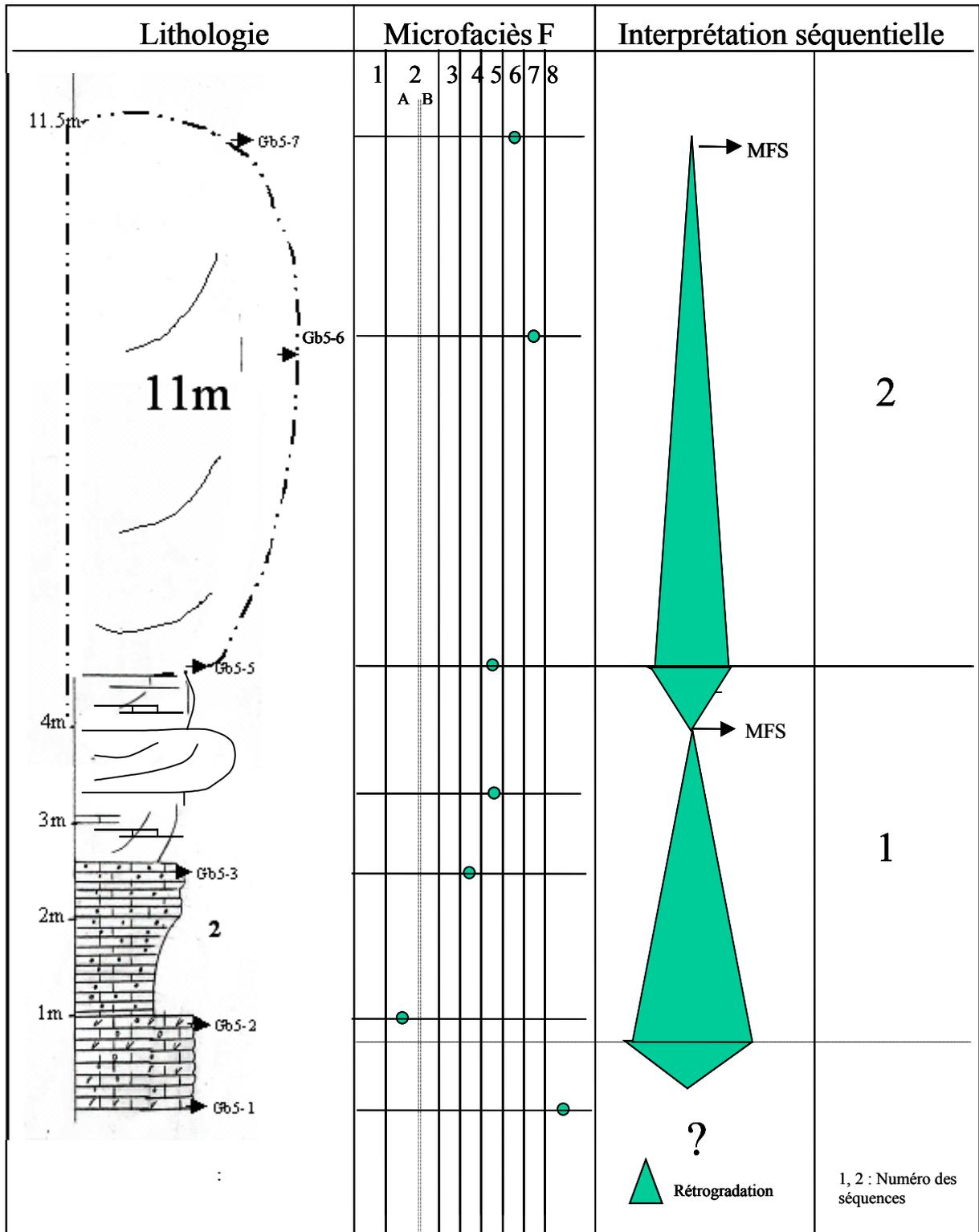


Fig. V.22 – Interprétation séquentielle du LOG GB-5 (région de Gouiret Bou El Mout)

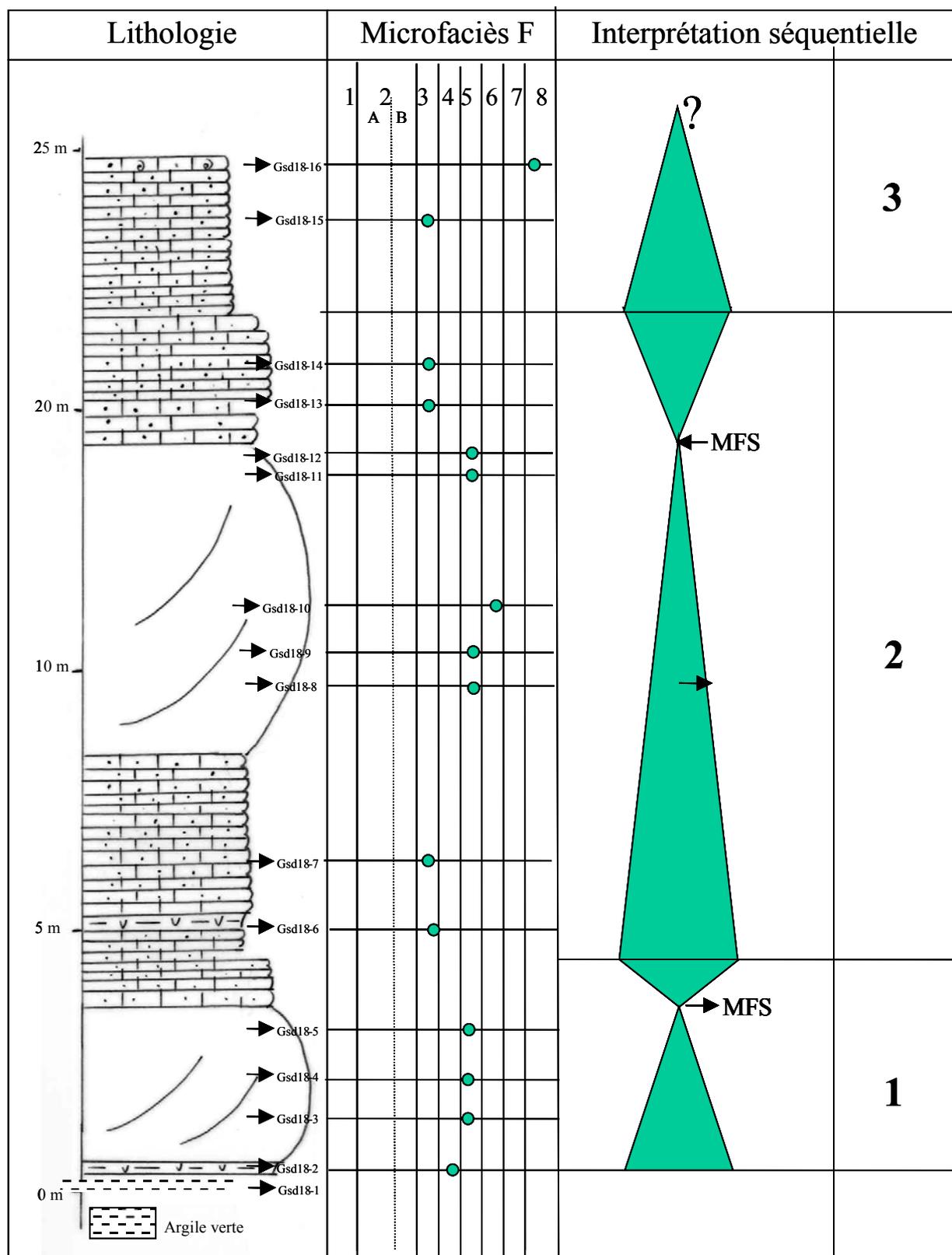


Fig. V.23 - Interprétation séquentielle du LOG GSD-18 (région de Gouret Es Soud)

#### V.2.4 - Interprétation des coupes par rapport à l'échelle Euramerica

Sur les différentes coupes analysées dans chaque région, nous avons défini une, deux ou trois séquences d'ordre III correspondant à trois périodes différentes de la construction. Une corrélation est proposée par rapport à la charte de la variation eustatique du Dévonien Euramerica, ce qui permet la datation de chaque génération de construction. Nous rappelons que les datations sont tirées des

La figure V.24 tient compte des datations faites par les conodontes (par Wendt *et al.*, 1998) et met en évidence l'âge correspondant à chaque construction : la première construction correspond au passage de la zone à *ensensis* à la base de la zone à *varcus* (Fig. V.24) ; la deuxième à la moitié de la zone Lower *Varcus* ; la troisième correspond au passage de la zone Lower à Middle *varcus*.

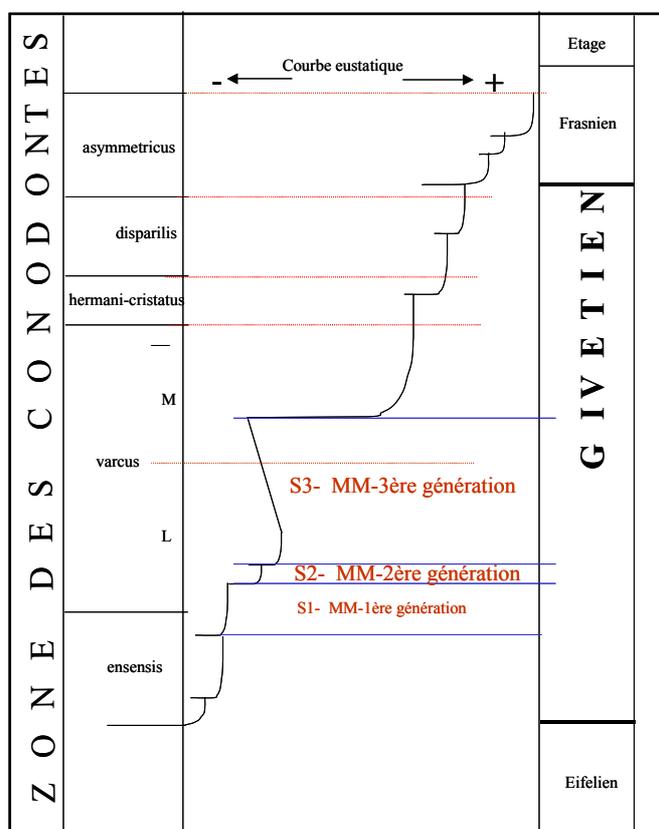


Fig. V.24 – Corrélation des différentes générations de constructions avec la charte eustatique Euramerica de Johnson, Kapper et Sandberg (1985).

#### V.2.5 - Influence de la tranche d'eau du niveau marin dans le contrôle des mud-mounds des sites étudiés

Trois facteurs contrôlent la notion d'espace disponible pour la structure et la position des corps sédimentaires sur un profil de plate forme ou bassin :

- la subsidence,
- les variations du niveau marin,
- les apports sédimentaires et la production carbonatée.

Il est connu que les apports sédimentaires et la subsidence sont moins fluctuants que le niveau marin, sauf dans le cas particulier des zones tectoniquement actives. Dans nos exemples c'est la vitesse de variation du niveau marin et la vitesse de la production des sédiments qui tiennent le rôle majeur du contrôle de l'organisation des sédiments.

Pour tenter une explication cohérente entre les différentes séquences trouvées et l'explication la plus compatible à la migration des constructions vers l'Est ou vers le Sud, nous avons utilisé le raisonnement et les paramètres suivants :

Soit  $V$ , la vitesse de variation du niveau marin,  
 $V_1$ , la vitesse de construction  
 $T$ , le temps de la construction,  
 $L_1$  = tranche d'eau suivant laquelle on construit,  
 $Z(m)$  : Tranche d'eau qui correspond à la vitesse de variation du niveau marin

Si  $V = V_1$  —————> construction  
 Si  $V > V_1$ , on observe un ennoïement des constructions  
 et si  $V < V_1$ , on remarque une émergence ou une migration vers un espace plus adéquat.

Les indices d'émergence n'ont pas été retrouvés, les ciments témoignant d'un environnement peu profond se situent dans une seule région (Oued Ouzdaf). Par contre la migration des corps récifaux est remarquée dans tous les sites.

a) *Région d'Akabli (AKB)*

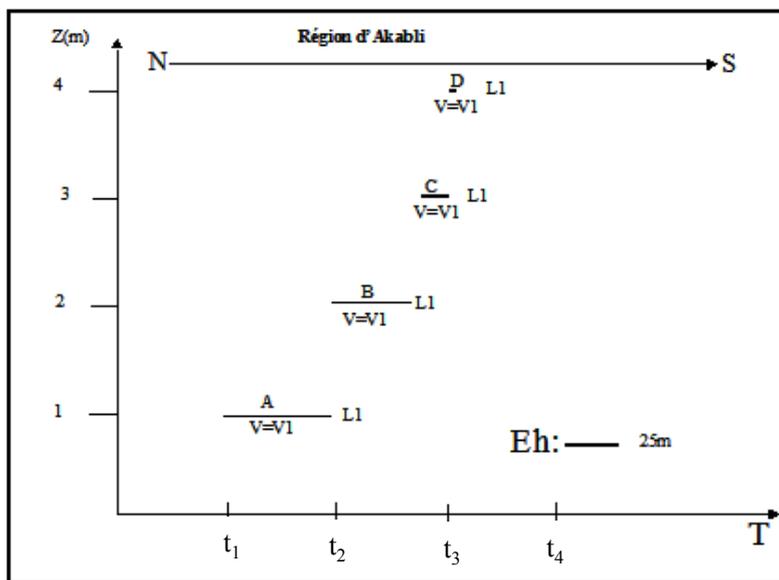


Fig. V.25 - Graphe synthétique entre tranche d'eau (ou vitesse d'augmentation du niveau marin) et vitesse de construction en fonction du temps, pour la région d'Akabli.  
 A, B, C, D : les différentes constructions

Il y a migration des mud-mounds dès que la vitesse de la tranche d'eau est supérieure à la vitesse de la construction. L'épanouissement du mud-mound A (50 m) peut s'expliquer par la stabilité de la vitesse de la construction et de la tranche d'eau. Il y a migration vers le mud-mound B dès que la vitesse  $V$  est supérieure à  $V_1$  (Fig. V.25).

Nous rappelons que les conditions environnementales de l'installation des faciès à stromatactis sont rigoureuses. Le développement des mud-mounds C et D est peu important. La vitesse  $V$  de la tranche d'eau est supérieure à  $V_1$ . De cette constatation nous pouvons

déduire que le bâti structural de cette région a été instable et la présence d'une tectonique synsédimentaire active.

*b) Région de Gouiret Es Soud*

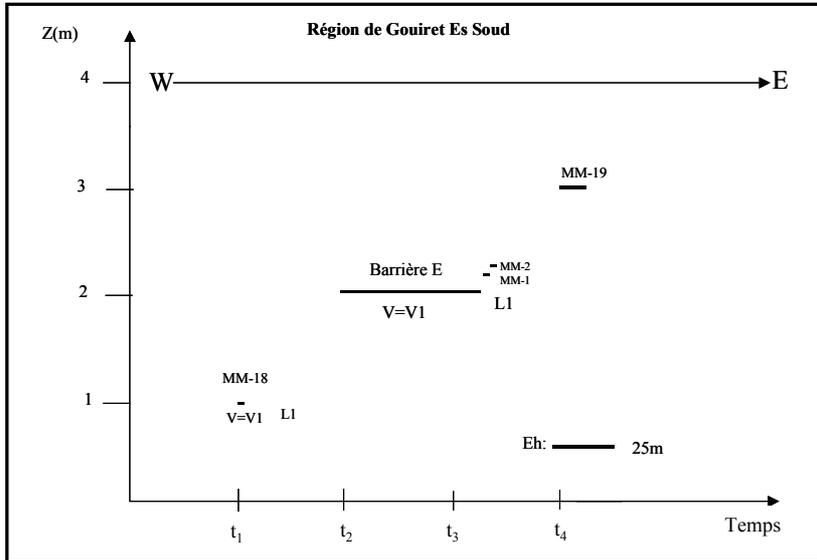


Fig. V.26 - Graphe synthétique entre tranche d'eau (ou vitesse d'augmentation du niveau marin) et vitesse de construction en fonction du temps pour la région de Gouiret Es Soud.

MM-1, MM-2, MM.18, MM.19, Barrière E : les différentes constructions.

Il y a migration des mud-mounds vers l'Est dès que la vitesse de la tranche d'eau est supérieure à la vitesse de la construction. La migration des récifs vers l'Est est également constatée. Topographiquement le MM.19 est plus bas que la barrière E (Fig. V.26).

Il est important de souligner que pendant la construction de la barrière E (la plus imposante de toutes), et pour une période donnée, les vitesses  $V$  et  $V1$  se sont égalisées. Par contre, le fait que MM-2 soit topographiquement plus bas que MM-1, mais aussi plus jeune, implique une instabilité synsédimentaire du bâti structural.

*c) Région d'Oued Ouzdaf*

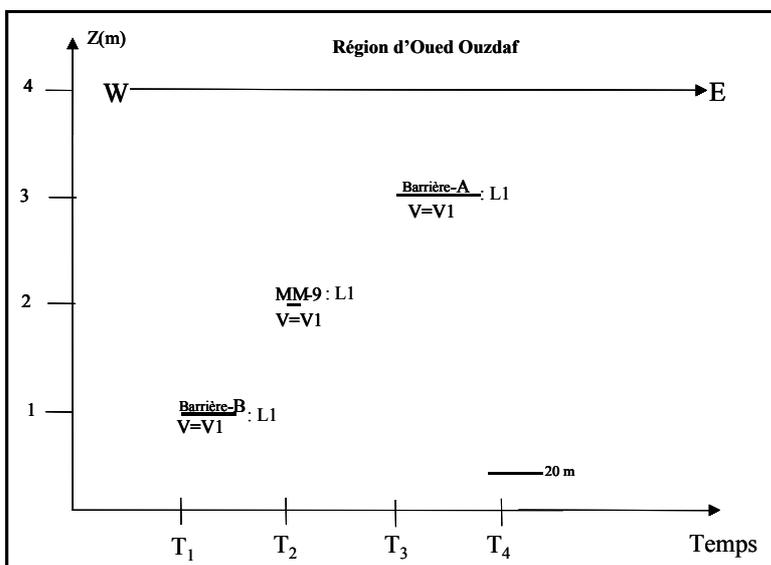


Fig. V.27 - Graphe synthétique entre tranche d'eau (ou vitesse d'augmentation du niveau marin) et vitesse de construction en fonction du temps pour la région d'Oued Ouzdaf.

Barrières A, B, MM-9

Topographiquement le MM-9 est plus bas que la barrière B et la barrière A est plus basse que le MM-9. Pour rester dans le même raisonnement que pour les régions précédentes et maintenir la tranche d'eau L1, une baisse du bâti structural est suggérée. Cette baisse peut être liée à une tectonique locale marquée le jeu de failles synsédimentaires rencontré sur ce site.

#### V.2.6 – Corrélation terrain – subsurface

Suite aux résultats de l'analyse séquentielle sur les données des affleurements et aux paramètres influençant les niveaux givétiens étudiés, la question se pose de savoir de quelle manière ils se traduisent au niveau de la subsurface.

Les sondages décrits, situés au Nord des affleurements, sont au nombre de 8. Le choix de ces sondages s'est imposé par les données disponibles susceptibles d'apporter un complément d'information (datation, diagraphie, carottage et données numérisées). Bien que dans les bassins étudiés, le Givétien soit considéré comme objectif secondaire, les sondages retenus présentent des carottes au niveau du Givétien.

Des analyses stratigraphiques par palynomorphes ont été élaborées par le Centre de Recherche et de Développement de la SONATRACH, et quelques précisions ont pu être apportées concernant ces sondages.

Si les résultats de ces études de subsurface se sont avérés limités, elles ont néanmoins permis d'obtenir des données supplémentaires, utiles pour les pétroliers.

Les limites utilisées du Givétien sur les sondages sont en fait le fruit d'études antérieures, basées essentiellement sur la palynologie, les corrélations lithostratigraphiques et les limites diagraphiques. Compte tenu du manque de précision stratigraphique, l'analyse des sondages s'est focalisée essentiellement sur les microfaciès. Les microfaciès les plus souvent rencontrés sont **F2-F4-F7 et F8**. Les faciès à stromatactis sont complètement absents.

La présence des faciès F7 et F8 confirme l'existence du bassin au Nord et la pente régionale S-N, constatée lors de l'étude sédimentologique et stratigraphique des sites.

##### *a) Analyse microfaciès du sondage MSR-1*

Trois carottes sont décrites (Fig. V.28). La majorité des faciès est représentée par des faciès bioclastiques. Les bioclastes sont des Crinoïdes, Bryozoaires et Coraux.

Ce sont principalement les microfaciès F3, F4 (Fig. V.29 et 30) et F7 qui sont ici présents.

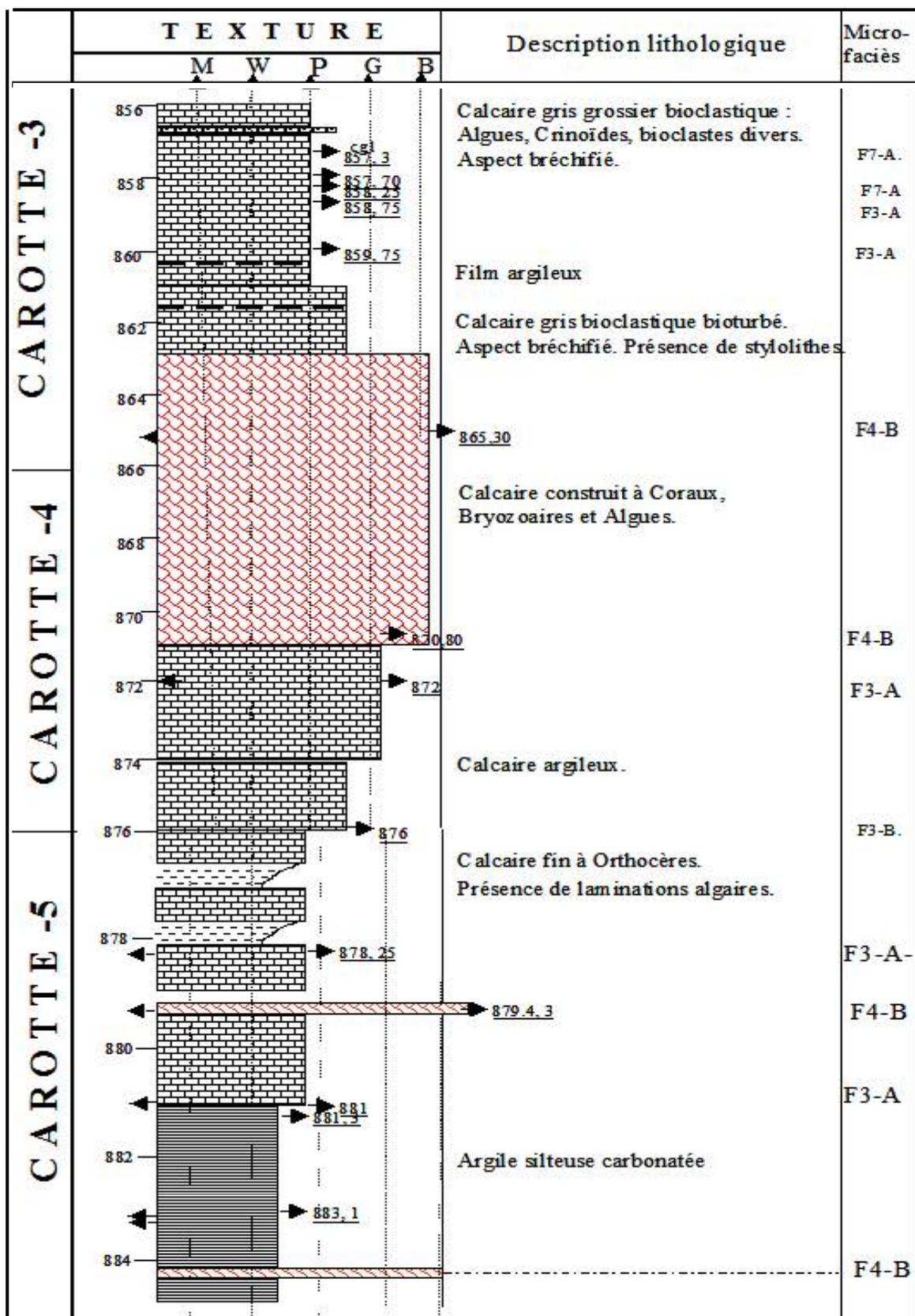


Fig. V.28 – Analyse du microfaciès MSR-1



Fig. V.29 a et b - MSR-1, équivalent au microfaciès F4: Floastone. Les bioclastes sont essentiellement des Coraux et Stromatopores.

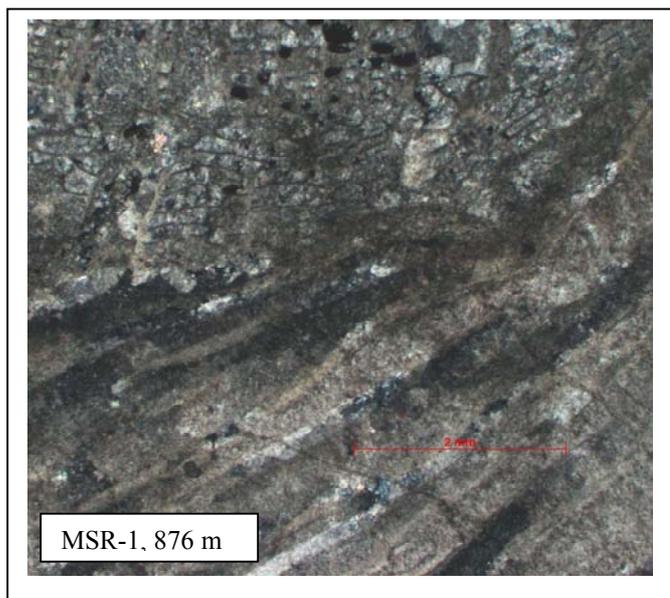


Fig. V.30 – MSR1-1 : 876 m, F4B  
Les bioclastes sont essentiellement des coraux et des stromatopores associés aux algues.

Les microfaciès F7 et F8 sont largement représentés dans les sondages, comme en attestent les exemples photographiques ci-dessous et les descriptions regroupées en annexe II

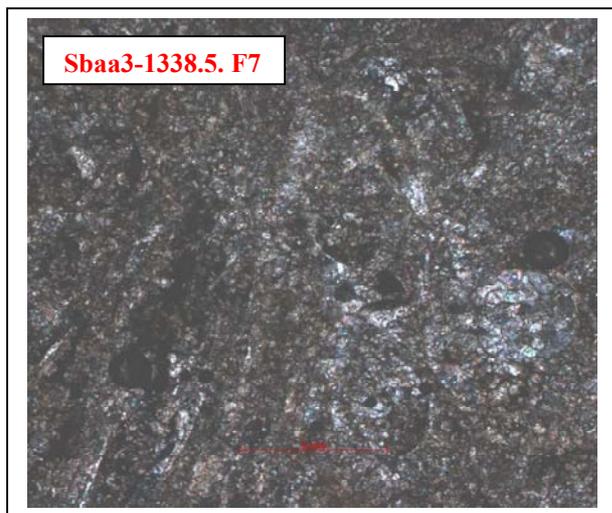


Fig.V.31 - Sbaa3-1338.5. F7

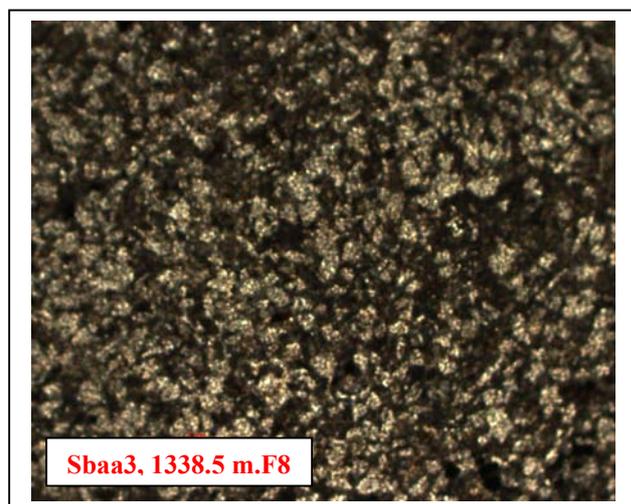


Fig. V.32 - Sbaa3, 1338.5 m  
Faciès F8 à Tentaculites riches en matière organique, complètement recristallisé et dolomitisé

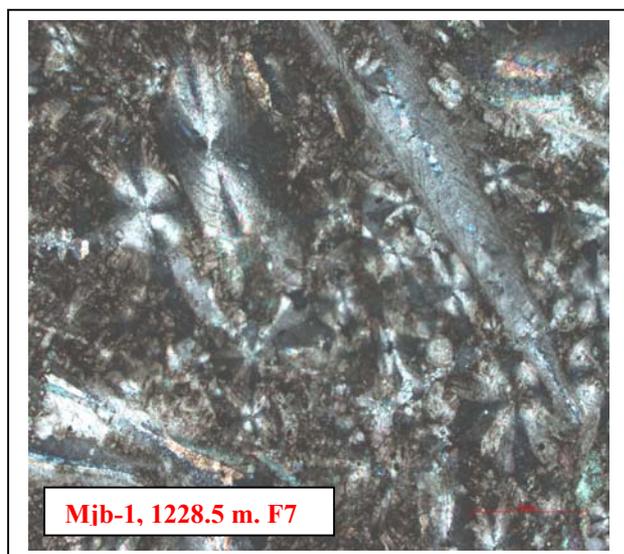


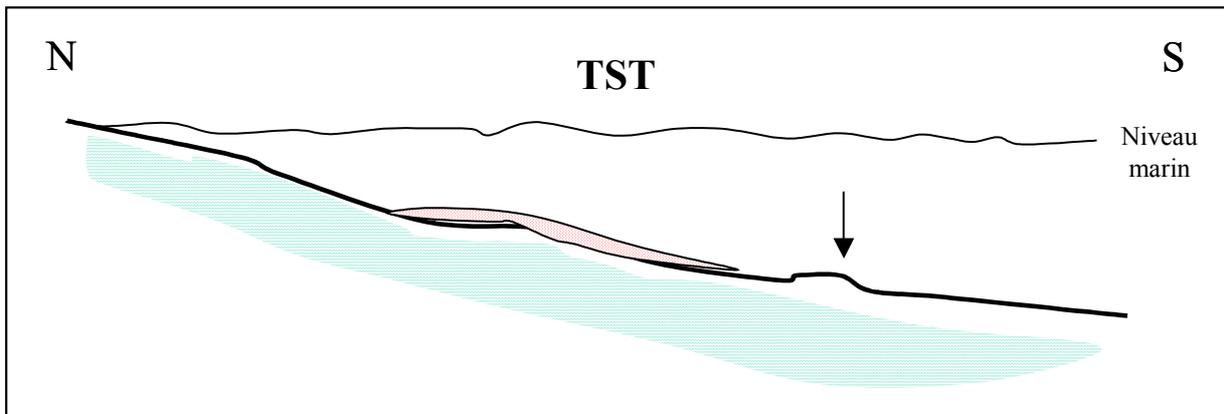
Fig. V.33 – Mjb-1, 1228.5 m.  
Faciès F7 à Tentaculites et autres bioclastes, complètement recristallisé

Nous pouvons conclure que directement sur les flostones (F4) où nous les avons remarqués, nous retrouvons directement les microfaciès F7, F8 et parfois F3. Seuls les sondages situés à proximité des affleurements (MSR-MSL) ont présenté des faciès d'énergie modérée pour une épaisseur bien modeste de 3-8 m. Le reste des sondages présente un Givétien à caractère profond calcaireux à argileux à faune pélagique.

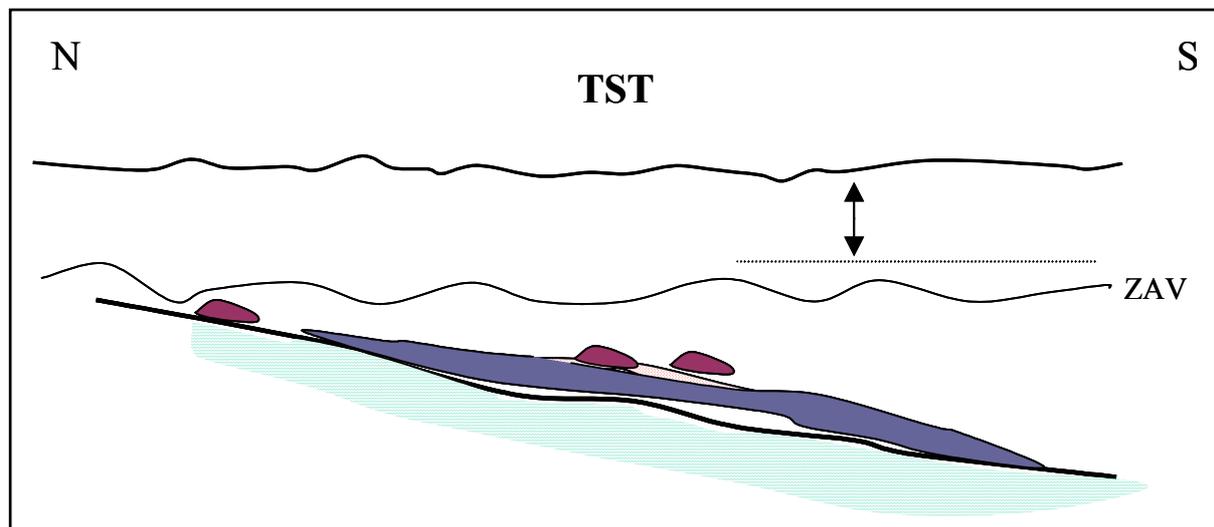
#### V.2.7- Modèle de dépôt de la plate-forme carbonatée

Sous l'action des vagues et des courants vigoureux, se déposent, sur une plate-forme carbonatée ouverte, des faciès oolithiques. Puis, après démantèlement des prairies à Crinoïdes, sous l'action de courants énergétiques, ces faciès se déposent et stabilisent le substrat, qui va servir de sole aux futures constructions. Avec la remontée progressive de la tranche d'eau, l'énergie s'affaiblit jusqu'à disparaître, les conditions idéales pour la construction sont alors en place. Les faciès des flancs sont également occupés par des calcaires à Crinoïdes qui ont été apportés par les courants, ou engendrés par les constructions elles-mêmes. La pente de la plate-forme étant évaluée entre 1 et 20° (selon le modèle de Wilson, 1975), la stabilité du récif est également due à la présence des bactéries qui cimentent l'ensemble. Les progradations et rétrogradations de ces mud-mounds sont dues soit aux conditions environnementales soit à une tectonique syssédimentaire active.

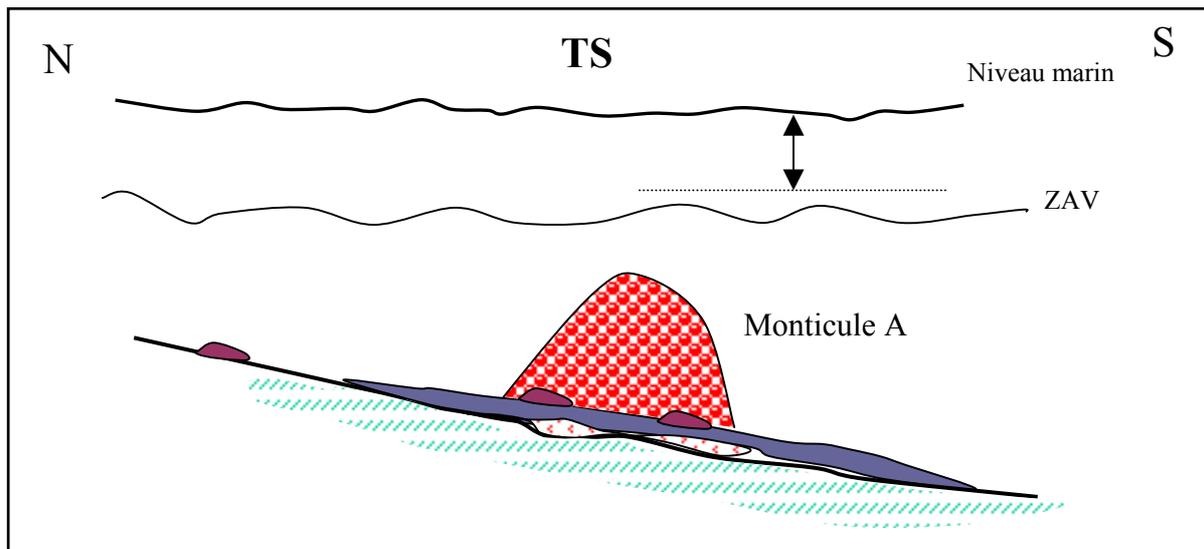
Stade 1 - Sous l'action des vagues : dépôts des faciès oolithiques.



Stade 2 - Démantèlement des prairies à crinoïdes et stabilisation du substrat.



Stade 3 - Bioconstruction de monticules par les Eponges et stabilisation par les bactéries



Stade 4 - Bioconstruction de monticules par les Eponges. Composants essentiels par ordre d'importance : Eponges, bactéries, Brachiopodes et Crinoïdes. Dépôt de ces faciès construits associés à la faune pélagique.

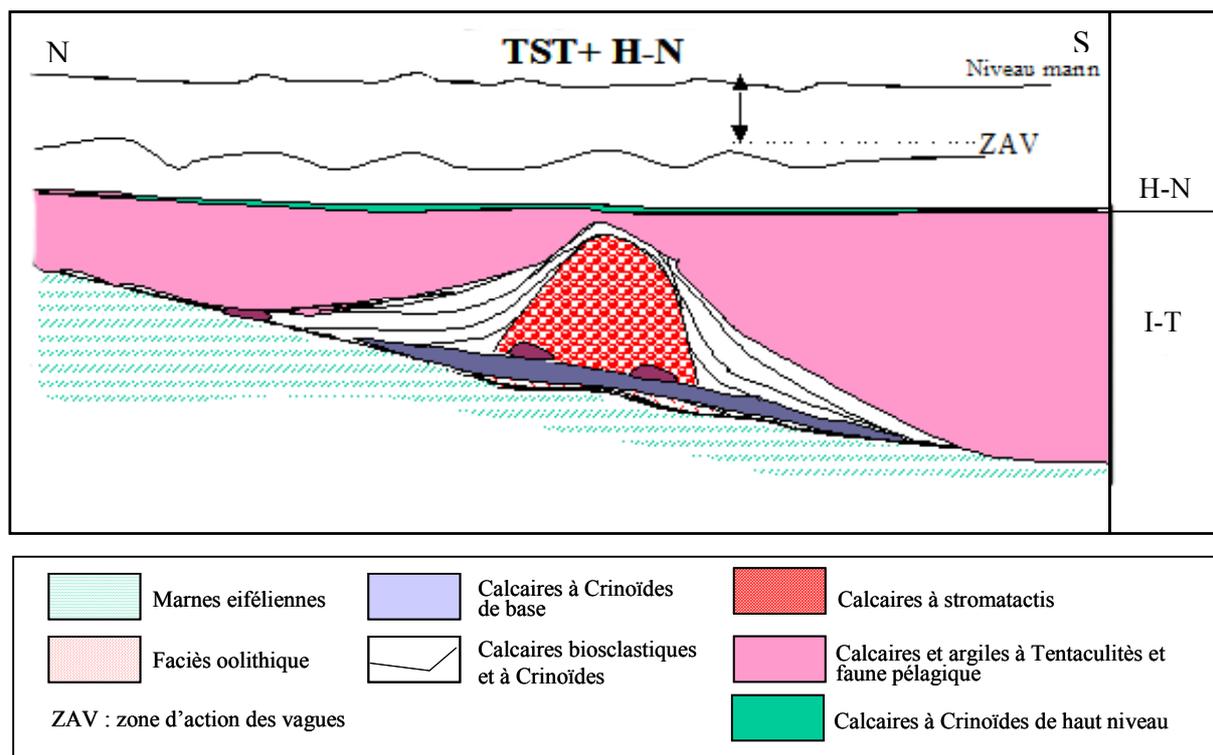


Fig. V.34 - Modèle sédimentologique de la plate-forme givétienne du bassin de l'Ahnet durant un cycle transgressif. Ce modèle est basé sur une séquence complète définie sur presque tous les sites.

### V.3 – CONCLUSION CONCERNANT L'ANALYSE SEQUENTIELLE

---

L'évolution précédemment décrite montre que le développement d'une séquence « idéale » dans le domaine bioconstruit du bassin de l'Ahnet représente la réponse à un cycle transgressif. La transgression a mis hors de portée des vagues et courants les sables oolithiques et les calcaires biodétritiques, amenant ainsi leur stabilisation pour former un fond propice à la colonisation ; où les coraux ont été les premiers à s'établir.

Durant la transgression, les monticules à Eponges ont érigé des édifices de plus de 50 m, toujours en milieu calme, sous l'action des vagues.

Les calcaires à Crinoïdes trouvés sur le sommet des monticules ou sur les flancs font partie intégrante du système récifal. Les calcaires à Crinoïdes du sommet des constructions s'apparentent au Prisme de Haut Niveau (PHN).

La forme principale de ces mud-mounds est conique : ce sont des biohermes. De rares biostromes sont également trouvés. Ces derniers se sont installés sur une plate-forme ouverte, sans marge récifale, où l'énergie de la haute mer est amortie au voisinage de la bordure de la plate-forme.

Au cours de cette période de la zone à *varcus* (Givétien inférieur), le niveau eustatique monte, la vitesse de changement relatif du niveau marin augmente, c'est-à-dire que l'on crée, en allant vers le continent, de plus en plus d'espace pour la sédimentation par unité de temps. La plate-forme carbonatée dévonienne s'étale sur une grande surface comme le montre l'annexe III (Cartographie du Dévonien à travers les bassins de l'Ahnet, Timimoune et de Reggane).

La corrélation entre les séquences que nous avons définies n'est possible que sur les coupes qui présentent le nombre de séquences complet.

De plus, les affleurements des bioconstructions se positionnent tous sur les flancs doux des anticlinaux, à l'exception du site ODZ qui présente un flanc Est plus abrupt que le flanc ouest. Cette caractéristique commune à toutes les bioconstructions trouve son explication dans la configuration du bâti structural d'avant les constructions.

Ces bioconstructions se positionnent donc sur des niveaux hauts ou des structures anticlinales N-S dissymétriques. L'effet supplémentaire de la tectonique globale et locale a également permis d'expliquer cette migration des constructions vers l'Est ou le Sud dans les sites d'Akabli, Oued Ouzdaf et Gouiret Es Soud.

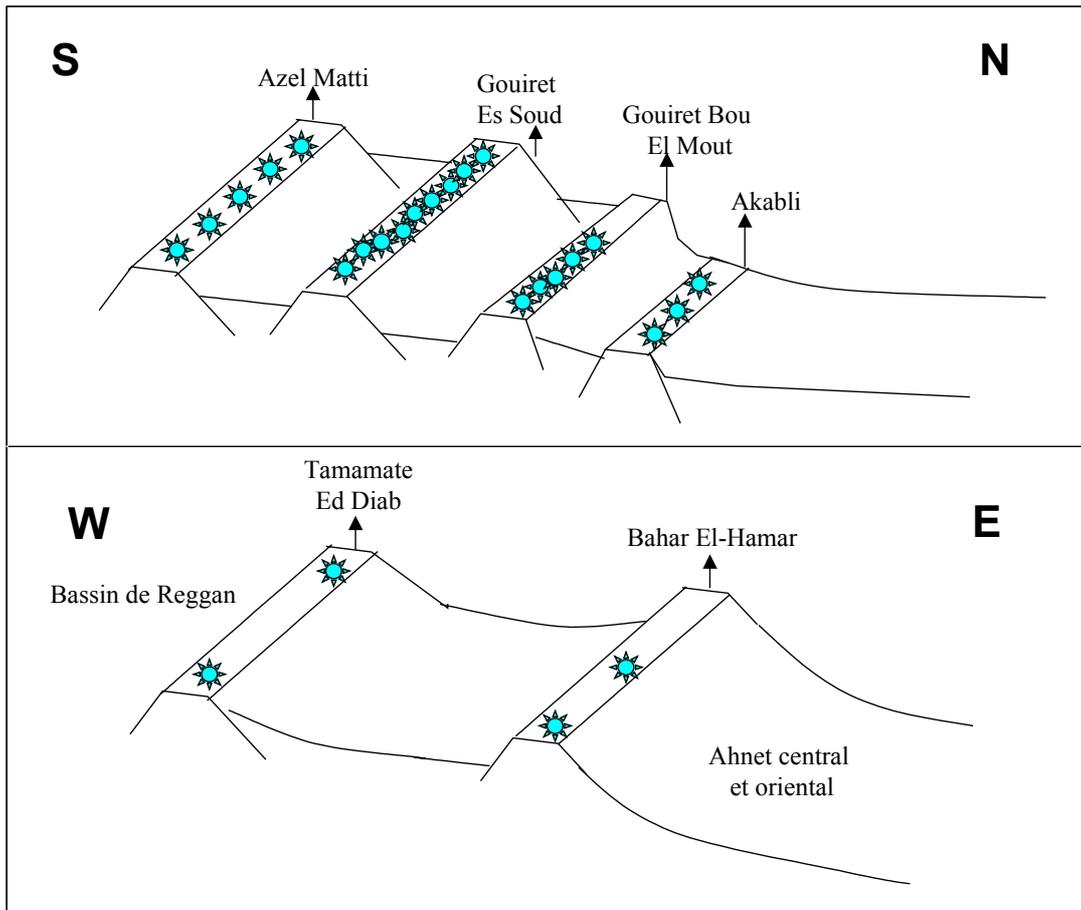


Fig. V.35 - Modèle sédimentaire proposé

## DEUXIEME PARTIE : ANALYSE DIAGENETIQUE

---

Cette partie du chapitre V se veut une contribution à l'évaluation des qualités de roches réservoirs des carbonates du Givétien du bassin de l'Ahnet. L'analyse diagénétique est un outil précieux pour cet objectif. Malheureusement le temps imparti sur le terrain s'est avéré insuffisant pour ce type de recherche.

### V.4 – INTRODUCTION

---

Les analyses menées au microscope optique et en cathodoluminescence optique nous ont permis de définir de bonnes porosités primaires (faciès à stromatactis) qui ont disparu au cours des différentes phases d'enfouissement, en grande partie à cause de la cimentation, le terme de ciment étant ici utilisé dans le sens de minéraux formés dans un vide préexistant.

L'histoire diagénétique d'une roche est enregistrée en partie dans les différentes générations de ciments précipités dans les pores selon les influences successives de solution interstitielles contemporaine de la précipitation. La reconstitution de cette histoire dépend de la capacité à reconnaître les formes originelles des cristaux des ciments et leur succession dans le temps.

Cette étude diagénétique s'est focalisée sur les ciments et leur chronologie, notamment dans le but d'estimer la présence et l'évolution de la porosité.

La pétrographie au microscope optique conventionnel nous a permis de bien observer les veines et fractures, les stylolithes, les ciments calcitiques et dolomitiques. Cependant elle nous permet pas d'établir une succession suffisamment détaillée des épisodes de cimentation. Par contre, la cathodoluminescence a répondu à notre attente dans ce domaine.

#### V.4.1 - Bref aperçu sur la cathodoluminescence

La cathodoluminescence est créée par une irradiation électronique (Amieux, 1982). Elle peut être définie comme la luminescence des centres de recombinaisons électroniques existant dans les cristaux lorsqu'elle est produite par un faisceau d'électrons accélérés par une tension de 5 kv à 30 kv.

##### *a) La couleur : indicateur géochimique des milieux de précipitation*

Les couleurs fréquemment trouvées ensemble dans un même ciment ou sédiment sont dues à  $Mn^{2+}$  présent sous différentes conditions chimiques d'un milieu de précipitation (activateur).

Les associations dues au manganèse sont constituées des couleurs CL jaune, jaune oranger, orange, rouge oranger. Pour une valence moyenne de Mn inférieure à 2, la couleur émise est jaune et pour une valence moyenne supérieure à 2, la couleur devient orange à rouge.

Pour des cristaux de calcite précipités en milieu réducteur, les teintes CL sont jaunes. Plus le milieu devient oxydant, plus les couleurs deviennent rouges.

Les variations de couleur et d'intensité peuvent être provoquées par une inhibition plus ou moins forte due à  $Fe^{3+}$ . En effet  $Fe^{2+}$  atteint des concentrations supérieures à 1.5 % (pourcentage moléculaire) de certaines calcites.

Les associations dues à la présence de Mn et d'un inhibiteur ( $Fe^{3+}$ ) se composent des couleurs CL jaune, marron jaune, marron et noir.

Tous les cristaux d'une phase de cimentation sont affectés en même temps pendant leur croissance par les variations de température du Ph ou Eh. Ces variations sont également synchrones lors du remplacement d'un minéral par un autre, par exemple pendant le déplacement d'un front de dolomitisation. Les zonations de cimentation se développent de façon centripète par rapport aux cavités.

#### V.4.2 - Méthodologie

Tous les échantillons ont été observés au microscope optique afin de repérer :

- dans un premier temps, la porosité et perméabilité.
- dans un deuxième temps, les phénomènes ayant un lien avec la porosité, à savoir la succession des phases de cimentation, dolomitisation et pression/dissolution .

### **V.5 – RESULTATS ACQUIS**

---

Il est utile de signaler que les niveaux du Givétien ont subi une diagenèse poussée et que toute porosité primaire a disparu. Seuls les niveaux dolomitisés et fracturés ont préservé une certaine porosité, que nous allons développer.

#### V.5.1 - Au microscope optique

En pétrographie ou microscopie optique, une première étape de l'étude diagénétique a permis :

- 1- d'identifier plusieurs éléments diagénétiques spécifiques à la porosité,
- 2- de sélectionner les lames minces jugées représentatives de l'ensemble des faciès pour l'étude en cathodoluminescence.

Les principales porosités rencontrées sont :

a) *Porosité intraparticulaire* : Ce type de pores est associé aux vides à l'intérieur des bioclastes (Crinoïdes, Brachiopodes Ostracodes corallites...) autant dans les faciès bioconstruits que stratifiés. Les photos 1 et 4 de la figure V.37 représentent cette porosité mais, comme nous l'avons signalé précédemment, cette porosité a complètement disparu et été obturée par les différents ciments. Le premier ciment trouvé, est de type radiaxial, à extinction ondulante à l'intérieur d'un bioclaste.

b) *Porosité stromatactoïde* : Le volume poreux créé par les stromatactis est important. Nous avons décrit des niveaux à stromatactis où la proportion de ces derniers avoisine 40 à 50 % de la roche. L'interconnexion de ces structures sur le terrain n'est pas négligeable et fait de ces faciès un niveau à caractère pétrophysique intéressant.

La photo 2 de la figure V.37 représente une cavité *stromatactoïdale* fermée par des ciments calcitiques, à différentes cristallinités obturant toute la cavité. La photo 2 représente les trois types de ciment calcitique à l'intérieur du bioclaste.

- c) *Porosité intergranulaire* : Elle est caractéristique des faciès stratifiés. Le volume poreux entre les grains peut être important et les pores de toute évidence interconnectés. La photo 6 de la figure 37 représente ce cas et la présence d'un ciment syntaxial.
- d) *Porosité liée à la dolomitisation ou porosité intercrystalline* : ce type de porosité est caractéristique des faciès dolomités. Dans notre cas, la dolomitisation a affecté un seul site, celui d'Akabli. La dolomitisation reste sélective et bien développée dans les faciès à stromatactis. La porosité dans ces calcaires dolomités se présente sous forme de porosité intercrystalline et parfois vacuolaire.  
La photo 5 de la figure 37 montre le cas d'un faciès dolomitisé, il s'agit en l'occurrence de faciès à stromatactis. Porosité préservée et évaluée 3-4 % (présence de matière organique entre les cristaux de dolomie ).
- e) *Porosité liée à la stylolitisation* : la plupart des stylolithes observés sont partiellement ouverts, ils constituent de bonnes voies de migration des fluides, particulièrement lorsqu'ils sont associés à la fracturation. La stylolitisation favorise la perméabilité plus que la porosité. La photo 6 de la figure 37 illustre ce phénomène.
- f) *Porosité liée à la fracturation* : c'est un phénomène assez commun chez les carbonates, présent dans tous les niveaux étudiés et a engendré une nette amélioration de la porosité.

La figure V.36 représente les principaux éléments diagénétiques, liés à la porosité, répertoriés sur les lames au microscope optique (Walls et Burrows, 1985).

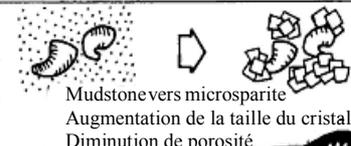
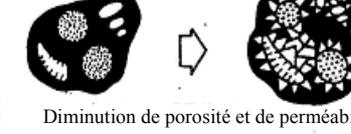
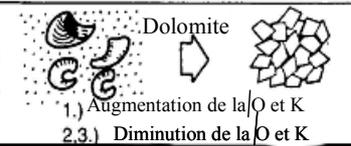
Phénomènes	Produits	Changement texture
Neomorphisme recristallisation	Aragonite Mg Calcite Calcite } Calcite	 Mudstone vers microsparite Augmentation de la taille du cristal Diminution de porosité
Cimentation	Calcite (Mg Calcite, Aragonite) Dolomite Silice	 Diminution de porosité et de perméabilité
Dissolution	Vacuole moulage	
Remplacement	Calcite → 1-Dolomite → 2-Anhydrite → 3-silice	 Dolomite 1.) Augmentation de la P et K 2,3.) Diminution de la P et K

Fig. V.36 - Principaux éléments diagénétiques liés à la porosité, répertoriés sur les lames au microscope optique (Walls et Burrows, 1985)

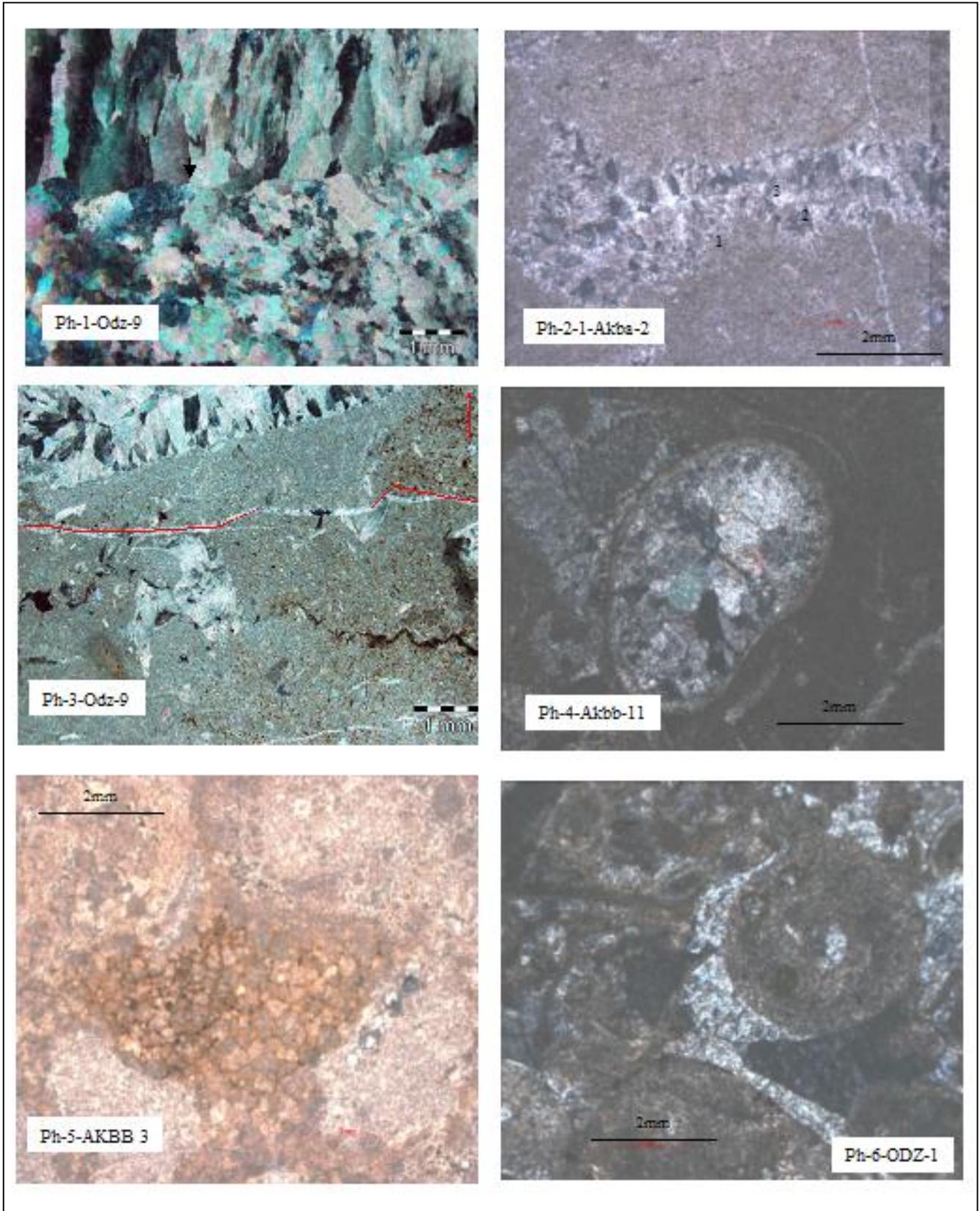


Fig.V.37 - Les principaux phénomènes diagénetiques observés en lumière naturelle et polarisée (légende page suivante)

Fig.V.37 - Les principaux phénomènes diagénétiques observés en lumière naturelle et polarisée (page précédente)

- Photo 1 Odz-9. Porosité intraparticulaire, Région Oued-Ouzdaf. Microfaciès F8. Section axiale d'un ciment calcitique radiaxiale à extinction ondulante et observé à l'intérieur d'un bioclaste. Ciment de première génération.
- Photo 2 Akba-2. Région d'Akabli : MM A. Microfacès F6. Observation de ciments calcitiques à cristallinité différente, au moins trois dans un stromatactis.
- Photo 3 Odz-9. Région d'Oued-Ouzdaf. Microfaciès F8. Observation des microstylolithes dus à la pression-dissolution. Ces derniers sont soulignés par des oxydes et de la matière organique.
- Photo 4 Akbb-11. Région d'Akabli. Microfaciès F2. Observation également de plusieurs cristallinités de ciment calcitique obstruant complètement la cavité du bioclaste.
- Photo 5 Akbb-3. Région d'Akabli. Microfaciès équivalent du F5- F6. Observation de la dolomitisation des faciès à stromatactis. Coexistence de plages claires et de plages sombres certainement liées à la taille des cristaux de dolomite. D1 : lié à la matrice, Dolomicrite. D2 : lié au vide dû au stromatactis, Dolosparite
- Photo 6 : Odz-1. Région d'Oued Ouzdaf. Microfaciès F2. Ciment syntaxial se développant dans le prolongement du débris du Crinoïde. Diagenèse précoce.

- Faciès à Crinoïdes : Trois réseaux de fractures ont été trouvés, F1-1-F2-F3

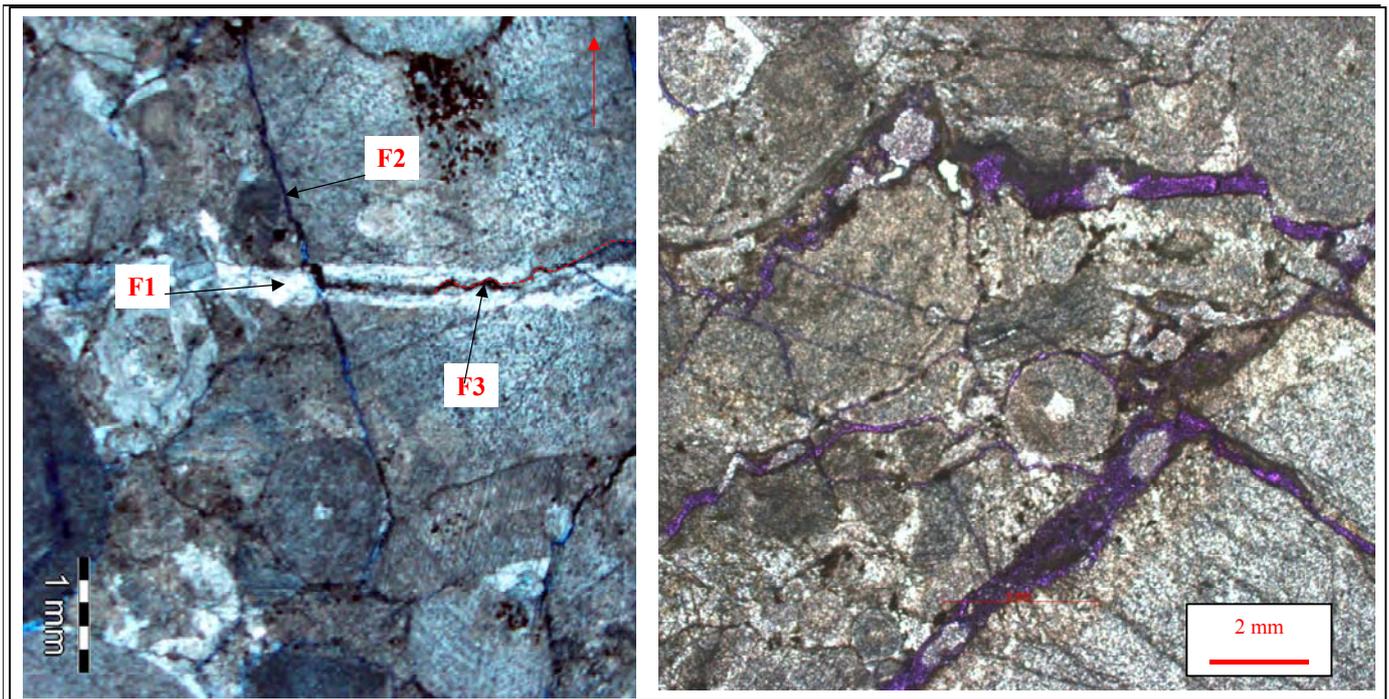


Fig.V.38 – Akbc-7 : Photo A. Trois réseaux de fractures F1-F2-F3 sont présents. F1, fermée par de la calcite. F2, fracture ouverte en marche d'escalier décale légèrement F1. F3, fracture ouverte oxydée évoluant vers une stylolitisation (la flèche indique l'orientation de la lame) – Photo B : la porosité est colorée en bleu de méthyle et met en évidence les réseaux de fractures ouvertes.

- Faciès à stromatactis :

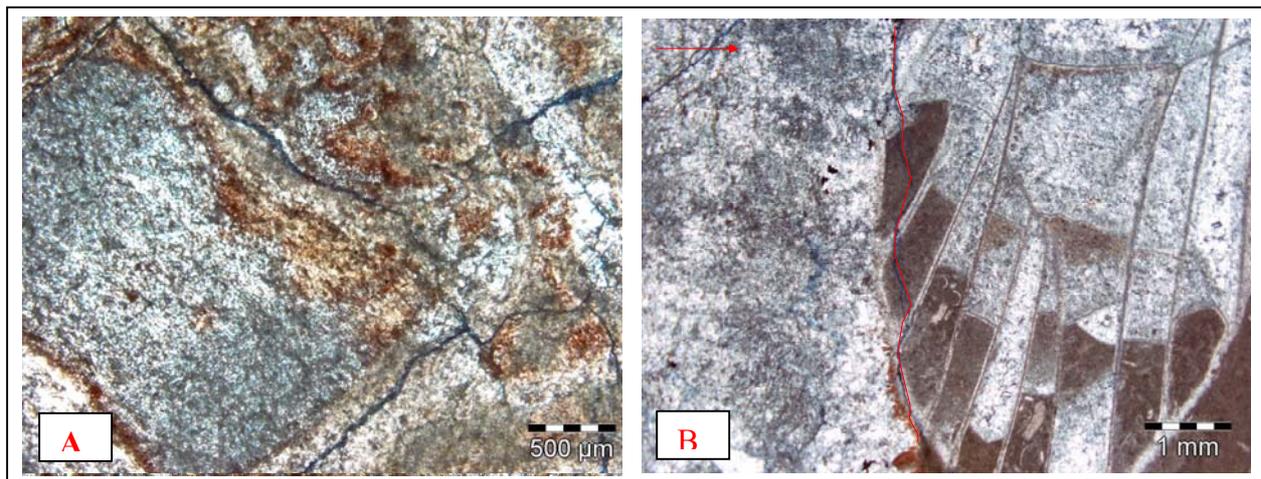


Fig V.39 – Photo A. Gbmtc-11: la porosité est colorée en bleu de méthyle. Cette dernière est due à la microfracturation. Porosité est faible mais connectée, donc utile. Photo B. Ozna-3 : microfracture fermée soulignée en rouge. Allure en marge d'escalier.

### Remarque concernant la fracturation

Il semble logique que la fracturation retrouvée dans les faciès à Crinoïdes F1 se soit produite avant F2 et que la fracturation F2 ait devancé F3, comme le suggère la figure V.38A. Par contre, plusieurs questions restent en suspens concernant :

- la position temporelle des microfractures ouvertes par rapport aux microfractures fermées, compte tenu de la cimentation, de la stylolitisation, l'équivalence des microfractures d'un faciès à un autre ;
- la corrélation temporelle des microfractures d'un microfaciès à un autre. Dans les faciès à stromatactis, une microfracture en marge d'escalier est repérée (Fig. V.40B. Serait-elle l'équivalente de la microfracture F2 dans les faciès à Crinoïdes ?

Comme nous l'avons signalé précédemment, l'échantillonnage reste bien en dessous de la normale pour résoudre ce genre de questions, qui sont d'ailleurs importantes pour une recherche typiquement pétrolière.

### V.5.2 - Pétrographie en cathodoluminescence

La succession des phases de cimentation enregistrées dans les cavités des faciès sédimentaires a été principalement déduite à partir de la pétrographie sous cathodoluminescence.

Dix phases de cimentation sont définies dans les faciès étudiés et sont notées S1 à S6 pour les ciments calcitiques et D1 à D4 pour les ciments dolomitiques. Les types de luminescence adoptés dans cette étude sont les suivants :

- non luminescent : Teinte noire, n'émettant aucune luminescence visible
- sombre : teinte peu élevée : brun à brun foncé
- clair : teinte élevée, généralement brun à brun orangé.
- brillant ou fort : teinte vive, variant entre le jaune et le jaune orangé.

Les couleurs CL de la calcite sont essentiellement dues à la présence de  $Mn^{2+}$ , la couleur varie de jaune, jaune orangé, orange, rouge orangé.

#### V.5.2.1 - Ciment calcitique (Fig. V.40)

Les études diagénétiques sur les mud-mounds de l'Ahnet reviennent exclusivement aux travaux de Bernd Kaufmann (2000). Notre approche diagénétique est largement inspirée des résultats de l'article de ce dernier. En effet les analyses isotopiques et chimiques des travaux de Kaufmann sont intégrées dans notre analyse..

**Le ciment S1** (Fig. V.40, photo 3) : Aspect pseudo-fibreux, radiaxial ou **RFC** (Kedall, 1985), isopaque riche en inclusions. Il est composé de calcite non ferrifère. En cathodoluminescence c'est un ciment microcristallin d'origine marine avec une extinction ondulante, commun à toutes les bioconstructions. 1.5-3 mm dans les pores (low mg calcite. (LMG).

*Mg concentration : 1.9 13-4,526 ppm (0.8-1.9 mole %  $MgCO_3$  (données Kaufmann et al., 2000).*

**Le ciment S2** (Fig. V.40, Photos 2 et 3) est représenté par des cristaux trapus ; équidimensionnels ; à lamellaires il correspond au ciment isopaque, avec des terminaisons rhomboédriques à limpidité intermédiaire et montrant une extinction radiaxiale. Sous le

luminoscope, il apparaît non luminescent en une couche plus ou moins continue. Dans les faciès à stromatactis, il constitue le plus souvent le premier ciment.

La photo 2 de la figure V.40 présente une irrégularité des contours du S2, probablement due à une altération de ce dernier, elle-même certainement due à une remobilisation des activateurs et des inhibiteurs sans changement cristallographique (Amieux, 1982). Le S2 suit le RFC et mesure 0.1 à 1.5 mm. On le trouve également dans les vides des bioclastes où il forme en général les premiers ciments (ciment en dent de chien).

**Le ciment S3** (Fig. V.40, Photo 3) - Bright luminescent scalénohedral Cement ou BLC - recouvre en concordance le S2. Il se présente sous forme d'une alternance de couches fines brillantes et de couches plus épaisses et ternes, le tout d'une épaisseur de 20 à 100 microns. Le ciment est commun à toutes les bioconstructions. Les contours du S3 sont également flous. Cette irrégularité des contours est interprétée comme une altération du ciment (Fig V.40, photo 2)

**Le ciment S4** (Fig. V.40, photo 3). Il fait la transition entre les cristaux xénomorphes du C5 et la phase C3 à luminescence extrême.

**Le ciment S5** se présente sous forme de grandes surfaces xénomorphes à calcite. La luminescence est terne. Il occupe la majorité des vides ; il est complètement noir.

**Le ciment S5** (Fig. V.40, photos 3 et 1) peut recouper toutes les autres phases de cimentation. Il est plus riche en fer, à luminescence réduite. Sa concentration en Fe est de l'ordre de 1.000 ppm (Kaufmann, 1997).

#### Remarque concernant la cimentation dans la fracturation

Les fracturations, toutes cimentées, ont été également analysées en cathodoluminescence. Une luminescence terne à noire ayant été observée, attesterait de la présence du ciment S5 et donc de leur antériorité à S5.

Les fracturations ouvertes signalées dans les faciès à crinoïdes et à stromatactis (Fig. V.38 et V.39) n'ont pu être positionnées temporelles, l'échantillonnage établi s'étant avéré insuffisant.

Fig. V.40 - Ciments calcitiques déterminés par la cathodoluminescence

- Photo 1. Gsd-18-10 . Région Gouiret Es Soud. Microfaciès F6. Cinq phases de cimentation sont comptabilisées. S1 ou RFC (radial fibrous calcite). S 3 : S2 est complètement dissous. Il subsiste un léger fantôme de ce ciment (la flèche indiquant S1). S3 ou BLS se compose de plusieurs bandes étroites ternes et luminescentes . L'épaisseur de la dernière bande est plus importante. S4 et S5, cristaux xénomorphes tapissent le reste du vide.
- Photo 2. Gb5-6. Région Gouiret Bou El Mout. Microfaciès F6. Seulement trois ciments sont retrouvés, S1. S2 et S3. S2 est par endroit complètement dissous, et remplacé par S3.
- Photo 3. Gb5-6. Région Gouiret Bou El mout. Microfaciès F6. Succession complète des ciments répertoriés. S1 ou RFC riche en inclusions est bien représenté sur cet échantillon. S2, non luminescent est parfois altéré car ses contours sont flou. S3, formé uniquement par deux bandes luminescentes et une bande noire. Remarquer également la dissolution du ciment S3 ; contour à épaisseur inégale et floue. Les ciments S4 et S5 sont des cristaux xénomorphes à luminescence faible et sombre .

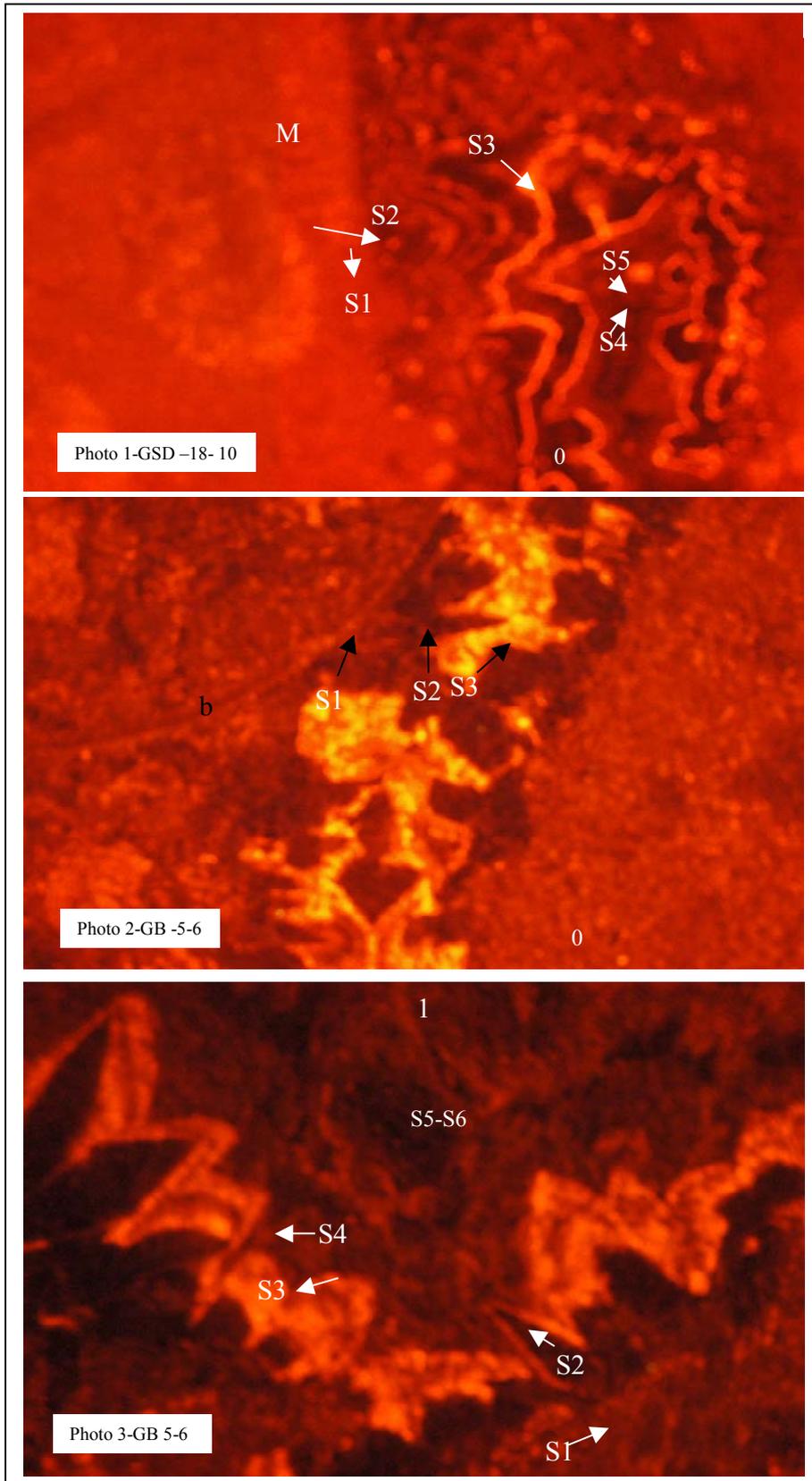


Fig. V.40 - Ciments calcitiques déterminés par la cathodoluminescence  
(Légende page ci-contre)

### V.5.2.2 - Les ciments dolomitiques

La dolomitisation a affecté une seule région parmi les différents sites étudiés. C'est la région d'Akabli (AKB) qui est la plus septentrionale des affleurements et se distingue par la présence de quatre édifices orientés N-S.

La dolomitisation a affecté certains niveaux des calcaires à crinoïdes et certains niveaux des faciès à stromatactis (voir Fig.V.21 et Annexe I.1) Les cristaux de dolomite sont représentés par de petits et grands rhomboédres, dont la taille varie de 30 à 200  $\mu\text{m}$ , à luminescence zonée. Ce zoning correspond à la croissance de chaque cristal et à une distribution spatiale des activateurs et des inhibiteurs. (Fig. V.41). La couleur rouge est due essentiellement à l'abondance relative de Fe et de Mn (Pierson, 1981).

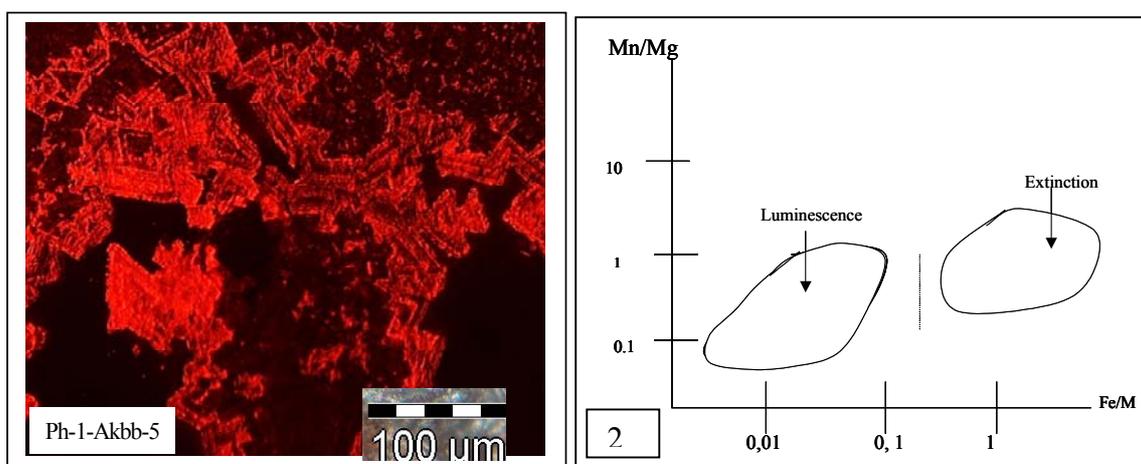


Fig. V.41 - Illustration du zoning de la dolomite. 2 : Diagramme des concentrations de Mg, Mn et Fe dans la coloration de la dolomite (Pierson, 1981).

La concentration de fer de moins 10,000 ppm n'affecte pas la luminescence, Les plages non luminescentes ont été précipitées à partir de fluides oxydants, dépourvus de  $\text{Mn}^{2+}$ , les plages luminescentes se sont formées dans des eaux réductrices, contenant du  $\text{Mn}^{2+}$ , mais pas de  $\text{Fe}^{2+}$ ; celui-ci est souvent mobilisé par la réduction du  $\text{SO}_4$  et précipité en  $\text{FeS}_2$ . Du fait des températures au cours de l'enfouissement, l'hydratation de l'ion  $\text{Mg}^{++}$  est plus faible et la dolomite se forme plus facilement dans les conditions de diagenèse tardive (Cojan et Renard, 1997).

Nous avons comptabilisé 4 phases de dolomitisation comme l'indiquent les photos 1, 2, 3, 4 et 5 de la figure V.42. Cette dolomitisation n'affecte pas l'ensemble de l'édifice. Elle est due à des circulations préférentielles de fluides empruntant les zones de failles. Elle est probablement post-ciment S5.

Un échantillonnage adéquat plus serré et des analyses chimiques plus poussées (isotopiques, à la microsonde) apporteraient les réponses attendues. Néanmoins, le but recherché par ces analyses est de retrouver de bonnes caractéristiques pétrophysique des niveaux étudiés. Il est reconnu qu'avec la dolomitisation, le gain de la porosité est certain. Dans notre cas, ce gain reste minime puisque la dolomitisation est partielle sur le site lui-même (région d'Akabli) et à travers tout le bassin.

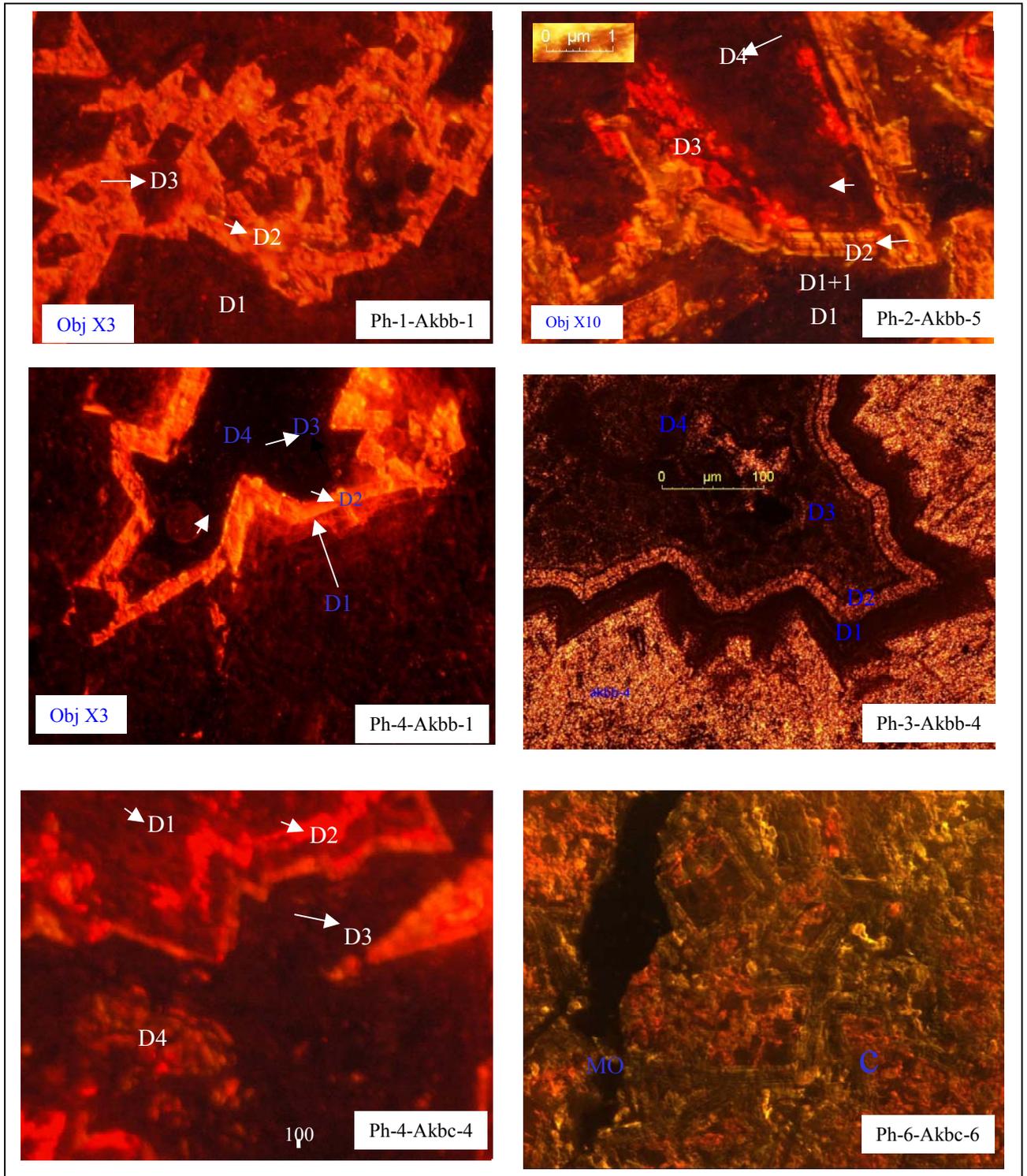


Fig. V.42 – Phénomènes diagénétiques liés à la porosité observés en cathodoluminescence. Ciments dolomitiques D1, D2, D3, D4 (légende page suivante)

Fig. V.42 – Phénomènes diagénétiques liés à la porosité observés en cathodoluminescence. Ciments dolomitiques D1, D2, D3, D4

Photo 1. Akbb-5 : Région d'Akabli. Observation de trois phases de dolomitisation : D1. cristallinité inférieure à  $10\ \mu$  ou dolomicrite, D2. Dolomicrosparite ; D4. dolosparite

Photos 2-3-4 - Akbb-5 : Région d'Akabli. Microfaciès ex F5-F6. Observations de quatre phases de dolomitisation D1, D2, D3, D4. Remarquer la répartition de D1 : deux couleurs dégradées dans les teintes sombres. Dissolution de D1.

Photo 5. Akbb-5 : Région d'Akabli. Microfaciès ex F5- F6. Observations de quatre phases de dolomitisation D1, D2, D3, D4. Remarquer la répartition de D2, qui se compose de trois bandes distinctes dont la première est complètement dissoute.

Photo 6. Région d'Akabli. Microfaciès ex F5- F6. Fracture ouverte post-dolomitisation. Les rhomboèdres de dolomies sont des dolosparites rappelant la phase 4 de la dolomitisation. Les rhomboèdres de dolomie subissent une dédolomitisation (rhomboèdre de dolomite coloré en jaune) puis une recristallisation en calcite.

## V.6 – CORRELATION DIAGENETIQUE A TRAVERS LES SITES

Comme nous l'avons signalé au début de cette partie, relative à la diagenèse, tous les échantillons susceptibles de nous renseigner sur les phases de cimentation ont été analysés. Les résultats sont consignés dans la figure V.43.

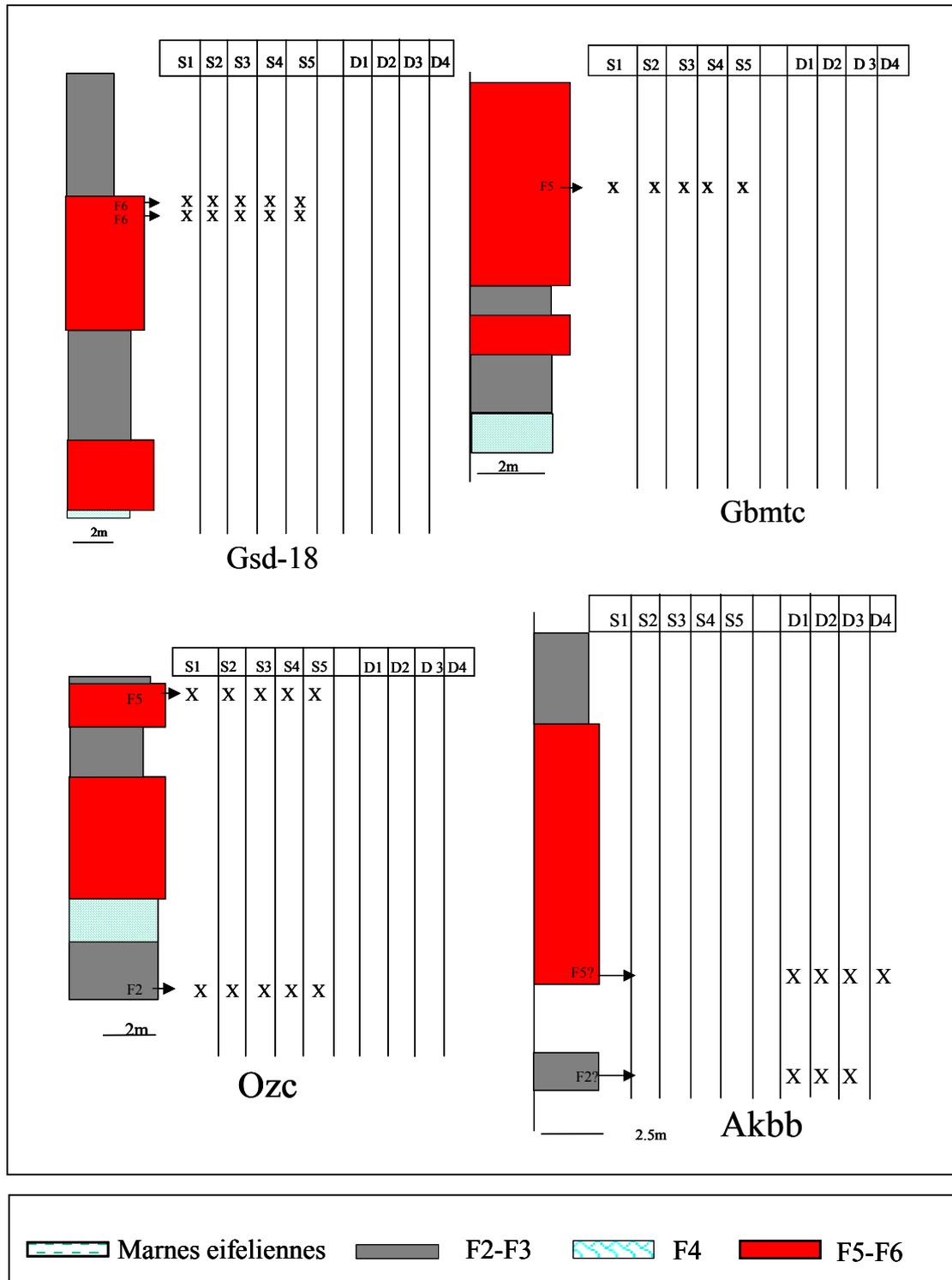


Fig. V.43 - Position temporelle des différents ciments rencontrés dans les différents sites étudiés.

Les ciments S1 à S6 sont retrouvés dans les microfaciès F2 et F6 ,de la région d'Oued Ouzdaf (ODZ), dans le microfaciès F6 de Gouiret Es Soud (GSD), et le microfaciès F5 de Gouiret Bou Elmout (GBMTC).

De cette corrélation nous pouvons déduire que les microfaciès F2, F5 et F6 des différents sites ont subi une diagenèse commune sauf dans la région d'Akabli qui a subi en plus une dolomitisation tardive.

Nous avons également remarqué que les ciments S2 et S3 sont souvent altérés et dissous. Ce qui implique que les fluides responsables de cette altération présentent des compositions chimiques tout à fait différentes d'un stade à un autre du point de vue cinétique et du point de vue de leur composition.

Les ciments dolomitiques dénommés D1 à D4 sont retrouvés dans les faciès « ex-F2 » et « ex-F5 » de la région d'Akabli. Un premier épisode de dolomitisation a pu se produire assez tôt dans l'histoire diagénétique (D1, cristaux inférieurs à 10  $\mu$ ), les premières dolomites se seraient par la suite recristallisées en enfouissement profond par la dolomitisation massive.

#### V.6.1 - Environnement des différents ciments

L'hypothèse de travail est de faire une correspondance des ciments trouvés par Kaufmann *et al.* (2000) concernant les mud-mounds de l'Ahnet et les différents ciments S1-S5 retrouvés dans nos échantillons. Le but en fait est de donner une idée générale des différents environnements dans lesquels ont précipité les ciments S1-S5.

La signature isotopique faite par Bernd Kaufmann et Jobst Wendt (*in Carbonate and Evaporites*, 2000) indique que les ciments S1 à S5 des mud-mounds de l'Ahnet sont passés par des environnements multiples, depuis la zone phréatique - signature marine - à un environnement marin profond.

Les valeurs isotopiques sont représentées par la figure V.44.

- Pour le ciment RFC (pour notre étude, S1) le  $\delta^{18}\text{O} = -2.6 (\pm 0.4) \%$  et  $\delta^{13}\text{C} = + 2.6 \%$  ( $\pm 0.4 \%$ ). zone phréatique marine.
- Pour le N BLC (pour notre étude, S2) : environnement peu profond car aucune évidence d'exposition aérienne n'est trouvée : pas de karstification, ni de ciment vadose (Ciment en dents de chien).
- Pour le ciment BLC (pour notre étude, S3) : environnement plus ou moins profond.
- Pour le ciment SFMLC ou slight ferroan moderate luminescent (pour notre étude S4) et pour le ciment SFDLBC ou strong ferroan, dull luminescent blocky cement (pour notre étude, S5) le  $\delta^{18}\text{O}$  varie de - 14.8 à -10 % et  $\delta^{13}\text{C}$  est de - 9.0 à + 2 ‰. Ce shift de  $\delta^{18}\text{O}$  qui devient négatif est interprété comme une augmentation de température, ce qui correspond à une profondeur de 3000 m suivant laquelle ce ciment a précipité (chaque augmentation de 10° correspond un shift de 2 % du  $\delta^{18}\text{O}$ , la température de l'eau est estimée à 15, ce ciment a précipité grossièrement entre 40-60.

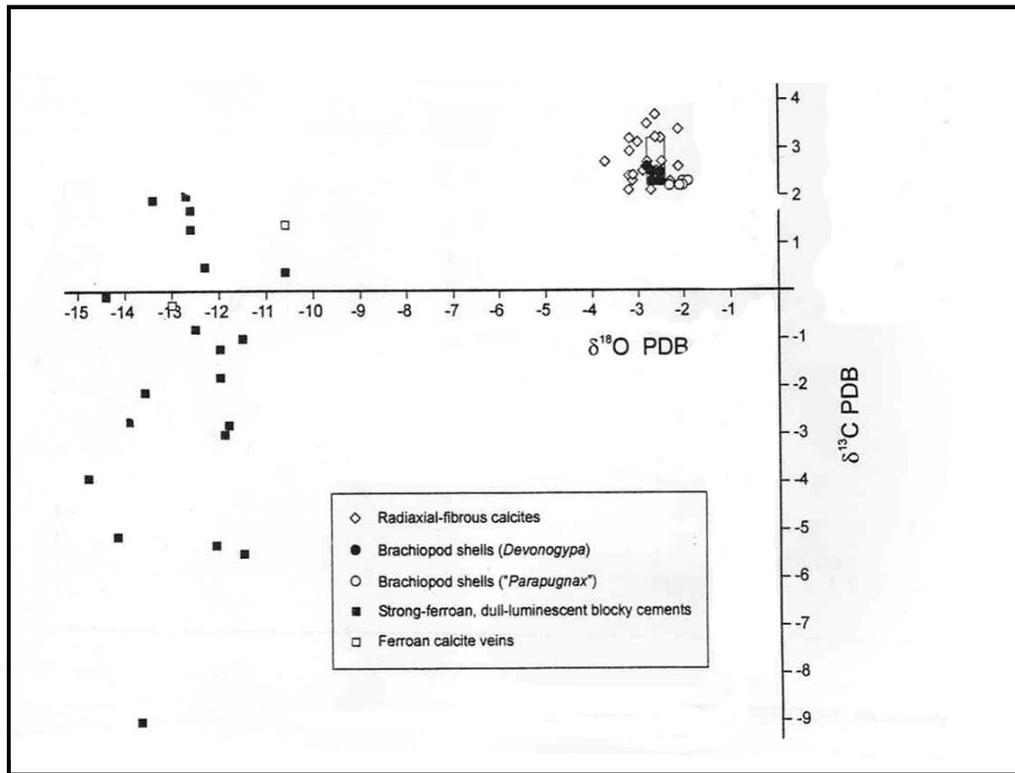


Fig. V.44 - Diagramme  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  des ciments calcitiques et des coquilles de Brachiopodes du bassin de l'Ahnet (Kaufmann et Wendt, 2000).

Événement diagénétique	zone phréatique marine	Environnement peu profond	Environnement Profond
Radial calcite (RFC-S1)	—		
Non-luminescent scalenohedral cement (SC-S2)		—	
Bright-and banded-luminescent Scalenohedral cement (BLC-S3)		—	
Non-ferroan blocky spar (Blocky spar I) (BSI-S4)			—
Ferroan calcite cements (Blocky spar II-IV) (BSII-S5-S6)			—

Fig. V.45 - Correspondance et environnement diagénétique des différents ciments rencontrés dans le bassin de l'Ahnet (S1-S5 : notre étude ; RFC-SC-BLC-BSI-BSII cement : Kaufmann *et al.*, 2000)

A l'heure actuelle on peut déduire que les faciès du Givétien ont subi une séquence diagénétique classique passant graduellement du milieu marin peu profond au milieu d'enfouissement plus profond. Dans l'ensemble, les fluctuations répétées du niveau marin n'ont pas marqué la succession diagénétique.

## **V.7 - CONCLUSION**

---

Les phases diagénétiques trouvées dans les différentes régions par le biais de la cathodoluminescence sont nombreuses. Des ciments précoces fibroradiés et en dents de chien ont été trouvés dans les régions de Gouiret Es Soud, d'Azzel Matti (sondage) et Hassi Msari (sondage), témoignant d'une signature marine.

Les ciments calcitiques d'enfouissement sont également au nombre de quatre. La succession complète des ciments calcitiques est rare. Des phénomènes de dissolution-recristallisation ont été plusieurs fois observés. La dolomitisation tardive de la région d'Akabli est prise en compte.

Dix phases appartenant aux ciments calcitiques sont définies, évoluant d'un environnement peu profond (zone phréatique marine) vers un environnement marin plus profond

Beaucoup de données en cathodoluminescence sont restées inexploitées. Les analyses chimiques, comme la spectrométrie de masse et analyses isotopiques sont nécessaires aux conclusions diagénétiques.

Les faciès étudiés ont révélé l'existence de plusieurs types de porosité. La porosité primaire évaluée dans les faciès à stromatactis est assez impressionnante jusqu'à 35 % (cavités stromatactoïdes, de zebra et réticulés). Leur interconnexion était réelle puisque le ciment précoce S1 a été retrouvé ; malheureusement le vide a été complètement obstrué par les autres ciments calcitiques.(S2-S5).

Nous avons vu que la porosité restante est de type microfracturale, dolomitique et parfois inter-et intragranulaire quand il s'agit des faciès à crinoïdes. La porosité finale est évaluée à 3 ou 4 % dans les faciès à crinoïdes dans les meilleurs des cas et 1 % dans les faciès à stromatactis. Ces chiffres ne nous permettent pas d'exclure ces faciès comme objectif pétrolier. En effet, il existe des réservoirs qui produisent par des petites porosités, il suffit que les pores soient connectés. Le timing de la génération, de la migration et des hydrocarbures est aussi un paramètre déterminant pour condamner ou exploiter ces calcaires à porosité minime.

Par ailleurs, nous avons également vu que dans l'espace ces constructions sont restreintes à cette partie du bassin de l'Ahnet (chapitre IV et annexe III). L'extension des carbonates sur les régions limitrophes de Timimoune, Reggane et la cuvette de Sbaa sont des calcaires plus fins et plus pélagiques, ce qui constitue un des arguments majeurs qui plaident pour leur condamnation.

*- Chapitre VI -*  
*CONCLUSIONS GENERALES*



Notre étude a porté sur les affleurements carbonatés de la marge occidentale du bassin de l’Ahnet. Ces massifs correspondent à des monticules bioconstruits. Parmi ces affleurements exceptionnels, six sites ont fait l’objet de notre étude. Les principaux résultats acquis par cette étude sont :

#### ◆ **Contrôle structural**

La région fait partie d’un domaine de plate-forme mais qui se caractérise par une mobilité quasi-permanente. Celle-ci est étroitement liée à l’hétérogénéité du substratum et à son découpage en panneaux, suite à l’intense activité tectonique qui a marqué la période précédant le Paléozoïque. Cette mobilité s’exprime à travers les variations très importantes des épaisseurs des séries sédimentaires, ou à travers la migration des aires de subsidence.

Les failles sont des éléments importants dans le bassin de l’Ahnet. Les limites des bassins ont été contrôlées par ces failles et ont également joué un rôle dans la configuration des plis de la région. Du point de vue de la distribution, les failles qui affectent les sédiments paléozoïques sont fréquentes sur les marges Est, Ouest et Nord de ce bassin. Ces failles montrent une orientation N-S à NE-SW.

La cohérence des directions de linéaments dans la région de l’Ahnet-Timimoun et Reggane, exprimée dans les sédiments fortement déformés par l’orogénèse hercynienne, reflète les zones de faiblesse du socle qui ont été réactivées pendant toutes les phases tectoniques. La concentration et l’orientation des récifs étudiés sur la marge ouest du bassin de l’Ahnet sont une conséquence directe de la réactivation de ces zones de faiblesse du socle. En plus les affleurements des bioconstructions se positionnent tous sur les flancs doux des anticlinaux.

Ces bioconstructions se positionnent sur des niveaux hauts, probablement sur les apex des failles ou des structures anticlinales dissymétriques orientées N-S. La complexité des différentes géométries et positionnements des mud-mounds est liée à l’architecture accidentée de la plate-forme et la présence de failles syn-sédimentaires.

#### ◆ **Cadre stratigraphique**

Les bioconstructions étudiées, dont la particularité est de contenir un fort pourcentage de boue, sont des mud-mounds. La période du Givétien fait partie des périodes exceptionnelles pour l’épanouissement de ces derniers. Les Crinoïdes, les Eponges associés aux cyanobactéries ont permis de construire les magnifiques mud-mounds du bassin de l’Ahnet dans un contexte géologique particulier. Si leur répartition dans le temps, rattachée au Dévonien moyen, fait l’unanimité des auteurs, les explications de leur mise en place, leur pérennité et leur répartition dans l’espace présentent des différences.

Les travaux sur lesquels nous nous sommes basés pour la stratigraphie des mud-mounds du bassin de l’Ahnet sont d’abord les associations de Goniatites qui nous ont conduits à déduire que la durée de la construction s’est étalée au long du Givétien. Puis, les associations des Conodontes nous ont conduits à cantonner leur construction au Givétien inférieur dans la zone à *varcus*. Après diverses hypothèses, les conclusions combinées des deux moyens de datation sont :

- Le diachronisme des constructions ne fait actuellement aucun doute et se concrétise par une migration dans le temps vers le Sud et également vers l'Est.
  - Le maximum de la construction se situe au sommet de la zone à *varcus* comme l'a suggéré Wendt. Il y a d'ailleurs concordance d'avis entre Wendt et Mouchine Pouchkine, concernant les régions septentrionales.
  - Pour les régions méridionales, à savoir Azzel-Matti (région non étudiée), les niveaux oolithiques à la base des constructions sont d'âge givétien au sens selon les Ammonoïdes et Givétien inférieur selon les Conodontes. Pour plus de précisions, nous préconisons une recherche systématique des Goniatites à la base et au sommet de tous les mud-mounds (une centaine de mud-mounds isolés) et un échantillonnage plus serré pour les Conodontes.
- Si le problème persiste une datation radiochronologique (recherche des niveaux de cendres) dans les niveaux stratifiés serait souhaitable.
- La fin de l'évolution des mud-mounds est synchrone et se situe avec leur ennoïement, à la base du Frasnien.

#### ◆ Sédimentologie

La coupe lithostratigraphique du Givétien (construit) du bassin de l'Ahnet correspond à une succession de séquences transgressives. Les observations de terrain combinées à l'étude pétrographique au laboratoire montrent une répétition rythmique d'un certain nombre de faciès. La plupart des faciès se répètent dans un ordre déterminé.

Une séquence idéale comprend d'abord un ensemble biohermal massif constitué principalement par de la boue (Cyanobactérie), des Eponges (présence importante de Spicules de spongiaires), des Brachiopodes (rares), et des Bryozoaires (rares). La base de la séquence est constituée essentiellement de calcaires à Crinoïdes et bioclastiques avec un niveau de calcaire à oolithes. Le sommet est formé de calcaires bioclastiques à faune mixte. La différence de composition pétrographique entre les faciès construits et stratifiés est bien marquée : les calcaires massifs bioconstruits se caractérisent par la faible diversité de leurs composants, à l'inverse la composition des calcaires stratifiés est beaucoup plus diversifiée. On évolue d'un milieu peu profond à un milieu profond toujours sous la zone d'action des vagues. Les épaisseurs de ces séquences sont multiples et peuvent faire 1 m jusqu'à une cinquantaine de mètres. La coupe du Givétien (construit) correspond à une succession de trois séquences d'ordre trois.

Les différents résultats acquis de l'analyse sédimentologique et séquentielle montrent qu'il existe trois cycles différents liés aux constructions. La remontée rapide du niveau marin est matérialisée par deux séquences positives de courte durée et une séquence négative, plus épaisse et de plus grande durée.

Les constructions se relaient dans le temps et leur géométrie indique une succession de superpositions de constructions lenticulaires. En effet, en utilisant la charte eustatique de Johnson *et al.* (1985), le cycle du sommet de la zone à *varcus* peut correspondre à la formation de la troisième séquence mise en évidence. Mais la régression perceptible sur la charte de Johnson *et al.* (1985), à la fin de la zone à *varcus*, n'est pas enregistrée dans nos séquences. Par contre la tendance transgressive générale est conservée au cours du Givétien.

Les principaux processus sont donc :

- 1 - Existence d'une pente S-N à l'échelle globale de la plate forme saharienne et une pente W-E à l'échelle du bassin de l'Ahnet.
- 2 - Augmentation relative du niveau marin
- 3 - Rétrogradation-migration vers l'Est ou vers le Sud des constructions.

L'extension de ces faciès construits semble limitée à cette marge occidentale du bassin. Les calcaires fins ou calcaires à faunes pélagiques sont largement dominants sur une grande partie des trois bassins Ahnet , Reggane et Timimoune. Certains de ces niveaux sont riches en matière organique et constituent des niveaux anoxiques susceptibles d'être de bonnes roches mères.

#### Hypothèse sur l'origine de la boue

La boue constitue un élément essentiel des faciès bioconstruits. Elle peut être dense, pelletéide, riche en spicules d'Eponges ou une boue dense riche en microbioclastes. La boue montre une étroite corrélation avec la putréfaction des tissus d'Eponges. Nous pensons que ce calcaire provient de la cimentation précoce d'un tissu d'éponge durant la décomposition microbienne de la matière organique.

La décomposition des tissus organiques s'accompagne d'une élévation de pH, ce qui favorise la putréfaction et la cimentation précoce. Les autres organismes, branchus, piègent et stabilisent la boue produite *in situ*. Les organismes de la construction sont nécessairement en premier lieu les Eponges et les Crinoïdes, associées aux organismes comme les Brachiopodes et les Bryozoaires.

#### Mise en place des mud-mounds

Le complexe récifal est défini par une sole, une masse bioconstruite et une couverture. La base est définie par des calcaires bioclastiques essentiellement à Crinoïdes, le cœur est un calcaire à stromatolites et enfin le sommet est défini par des calcaires bioclastiques à faune mixte, benthiques et pélagiques, pour devenir franchement marines (calcaires à Tentaculites et argiles noires).

Pour une corrélation satisfaisante entre les différentes séquences et une explication cohérente de la migration des constructions vers l'Est, les notions de vitesse de variation du niveau marin et vitesse de subsidence par rapport à la variation du niveau relatif de la mer sont des facteurs déterminants.

Nous avons vu que le développement d'une séquence typique dans le domaine bioconstruit du bassin de l'Ahnet représente la réponse à un cycle transgressif. La transgression a mis hors de portée des vagues et courants les sables oolithiques et les calcaires biodétritiques amenant ainsi leur stabilisation pour former un fond propice à la colonisation ; les coraux puis les Eponges furent les premiers à s'établir.

Pendant la transgression, les monticules à Eponges ont érigé des édifices de plus de 50 m, toujours en milieu calme, sous l'action des vagues. L'arrêt des constructions est établi par une augmentation importante de la tranche d'eau. Les calcaires à crinoïdes retrouvés sur le sommet des monticules ou sur les flancs font partie intégrante du système récifal. En effet si la construction est plus rapide que l'augmentation de la tranche d'eau, il y a colonisation du sommet par les crinoïdes et par épandage. Les flancs sont ainsi alimentés.

Les dépôts carbonatés se sont déposés selon un processus de rétrogradation-migration vers le Sud et vers l'Est. Les points communs à toutes les constructions sont la forme lenticulaire des constructions, le pendage des flancs des récifs doux à l'Ouest, abrupt à l'Est, les variations d'épaisseur et de faciès, ainsi qu'une construction multiple (au moins trois) et enfin l'assise crinoïdiques.

La tectonique synsédimentaire locale a largement contribué à la migration des constructions vers l'Est et l'eustatisme pour le Sud.

#### ◆ **Stratigraphie des ciments et milieu diagénétique**

Dix phases diagénétiques appartenant à six ciments calcitiques et quatre phases de dolomitisation sont observées. On note actuellement au moins trois épisodes de fracturation et un stade de stylolitisation.

Les analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone (recherche bibliographique) ont montré que les formations étudiées de la région de Gouiret Bou El Mout, Gouiret Es Soud, Oued Ouzdaf ont subi une séquence diagénétique classique passant graduellement d'un milieu marin peu profond à un milieu d'enfouissement profond sans être influencées par les fluctuations répétées du niveau marin. La majorité des événements diagénétiques ont eu lieu en enfouissement moyen à profond.

La dolomitisation tardive a affecté seulement la région la plus septentrionale des affleurements.

#### Evolution de la porosité

Plusieurs types génétiques de pores ont été observés dans les faciès, mais la plupart n'étaient plus reliés entre eux après les différentes phases de cimentation. Seuls les pores intercrystallins (dolomitisation) et certaines microfractures sont restés ouverts après tous les processus diagénétiques.

#### ◆ **Potentiel pétrolier des niveaux carbonatés du bassin de l'Ahnet**

Si les faciès à stromatactis du Dévonien ailleurs dans le monde, offrent la possibilité d'être d'excellentes roches magasins, dans le bassin de l'Ahnet, ces qualités pétrophysiques se sont complètement détériorées au cours des différentes phases diagénétiques.

L'évaluation du potentiel pétrolier de ces niveaux carbonatés ne peut se faire sans une connaissance exacte du timing de la génération et de la migration des hydrocarbures par rapport à la capacité du piégeage de la roche. Beaucoup d'éléments sont restés imprécis dans ce domaine et plus particulièrement la diagenèse qui nécessite un échantillonnage adapté et des méthodes d'analyses plus poussées (analyse isotopique à la microsonde).

En conclusion ce travail apporte une contribution scientifique significative au niveau de :

- la compréhension des monticules biogéniques givétiens.
- la connaissance des plates-formes carbonatées dévoniennes et des fluctuations eustatiques qui ont marqué cette époque ainsi que sur le poids de la structuration et des phases tectoniques sur l'évolution des faciès et de leur distribution.

*BIBLIOGRAPHIE*



**Aboussalam Z. S. et Becker R. T. 2001.** Perspectives pour un sous-étage supérieur du Givétien. – Mitt. Mus. Nat. Kd. Berl., Geowiss. Reihe, 4, p. 83-99.

**Aboussalam Z. S. et Becker R. T. 2004.** Givetian stratigraphy and faunas at Tiguisselt (Tata region, Dra Valley, Morocco). – Devonian of the Western Anti Atlas : correlations and events. Doc. Inst. Sci. Rabat, 19, p. 60-63.

**Aboussalam Z. S., Becker T.E., Bockwinkel J., Ebbighausen V., 2004.** Givetian biostratigraphy and facies development at Outfrane (Tata region, Eastern Dra Valley, Morocco). – Devonian of the Western Anti Atlas : correlations and events. – Doc. Inst. Sci., Rabat, 19, p. 53-59.

**Adey W.H., 1978.** Coral reef morphogenesis : a multidimensional model. - Science, 202, n° 4370, p. 831-837.

**Ahr N.M., 1973.** The carbonate ramp : an alternative to the shelf model trans. Gulf Coast. - Ass. Geol. Soc, 23, p. 221-225.

**Ait-Kaci A., 1990.** Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des monts d'Ougarta pendant le Cambrien.(Sahara Algérien nord-occidental). - Thèse U.S.T.H.B. Alger.

**Ait-Kaci A. et Moussine-Pouchkine A., 1987.** Lithostratigraphie sédimentologie et évolution de deux bassins molassiques intramontagneux de la chaîne panafricaine. La série pourprée de l'Ahnet, Nord-Ouest du Hoggar, Algérie . J. Afr. Earth. Sci., 6.4, p. 525-535.

**Allègre C.J et Caby, R., 1972.** Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. - C. R. Acad. Sci., 275, n°19, p. 2095-2098.

**Amieux P., 1982.** La cathodoluminescence : méthode d'étude sédimentologique des carbonates. - Bull. Centres Recherch. Expl.-Prod. Elf. Aquitaine, 6 (2), p. 437-483.

**Amieux P., Jeanbourquin P., 1989.** Cathodoluminescence et origine diagénétique tardive des cargneules du massifs des Aiguilles Rouges (Valais, Suisse ). - Bull. Soc. géol. France, 8ème série, t. 5, n° 1, p. 123-132.

**Baars DL., Stevenson G.M., 1982.** Subtle stratigraphic traps in Paleozoic rocks of Paradox basin. Am. Assoc. Pet. Geol., Mém. 32, p. 131-167.

**Bailleul J. , 2001.** Les échelles du temps du Dévonien . - Mém. DEA Méthodes Quantitatives et Modélisation des Bassins Sédimentaires, IFP, Univ. Paris VI, EMP - .

**Bandel K., Meyer D.E., 1975.** – Algenriffkalke, allochtone Riffblöcke und autochtone Beckenkalke im Südteil des Rheinischen Eugeosynklinale. – Mainz Geowiss. Mitt., 4, p. 5-65.

**Bathurst R.G.C., 1959.** The cavernous structure of some mississippian stromatactis reefs in Lancashire, England. - J. Geology, 67, p. 506-521.

**Bathurst R.G.C., 1980.** Stromatactis origin related to submarine cement crust in Paleozoic mud-mounds. - Geology, 8, p. 131-138.

**Bathurst R.G.C., 1982.** Genesis of stromatactis cavities between submarine crusts in Paleozoic carbonate mud buildups. - J. geol. Soc., London, 139, p. 165-181.

**Beaudoin B., Cojan I., Fries G., Maillart J., Parize O., Pinault M., Pinoteau M., Truyol V., 1987.** Mesure directe de la compaction dans les sédiments. - Notes et mémoires TOTAL CFP, 21, p. 235-247.

**Becker T. R., Aboussalam Z.S., Bockwinkel J., Ebbighausen V., El Hassani A., Nübel H., 2004.** The Givetian and Frasnian at Oued Mzerreb (Tata region, Eastern Dra Valley). – Devonian of Western Anti Atlas : correlations and events. – Doc. Inst. Sci, Rabat, 19, p. 29-43.

**Becker R.T., 1988.** Ammonoids from the Devonian–Carboniferous boundary in the Hasselbach valley. – Courier Forschung. Inst. Senchenberg, 100, p. 193-213.

**Becker R.T, House M.R., 1994.** International Devonian Goniatites zonation, Emsien to Givetien with new records from Morocco. - Courier Forschung Inst. Senchenberg, 69, p. 79-135.

**Belka Z., 1998.** Early Devonian Kess-Kess Carbonate Mud-Mounds of the Eastern Anti-Atlas (Morocco) and their relation to submarine Hydrothermal venting. - J. Sedimentary Research, 68, p. 368-377.

**Bellière J., 1953.** Note sur le calcaire famennien de Baelen et ses stromatactis. - Ann. Soc. Géol. Belgique, 76B, p. 115-128.

**Bernet-Rollande M.C., Maurin R.F., Monty C.L.V., 1981.** De la bactérie au réservoir carbonaté. - Pétroles et Techniques, 283.

**Bertrand J.M.L. et al., 1978.** The late panafraican ensialic linear fold belt of western Hoggar (Algeria) : geology structural development U/Pb geochronology, tectonic implications for the hoggar shield. - Precamb. Res., 7, p. 349-376.

**Beuf S. et al., 1971.** Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. - Editions SNED, Alger, 464 p.

**Black W.W., 1952.** The origin of supposed tufa bancs in Carboniferous reef limestone. – Geol. Mag., 89, p. 195-200.

**Bosence et al., 1985.** Sedimentology and budget of recent carbonat mound, Florida keys. - Sedimentology, 32, p. 317-344.

**Boucot A.J., 1975.** Evolution and Extinction Rate Controls. - Elsevier, Amsterdam, 427 p.

**Boudjemâa A., 1987.** Evolution structurale de la province triasique (Algérie). - Doct. Univ. Paris VI.

**Boulvain F., 1987.** Origines des fenestrae des biohermes frasnien (Belgique-France). – Ier Congrès français de Sédimentologie, Paris, Livre des Résumés.

**Boulvain F., 1989.** Origine microbienne du pigment ferrugineux des monticules micritiques du Frasnien de l'Ardenne. - Ann. Soc. Géol. Belgique, 112 (1), p. 79-86.

**Boulvain F., 1989.** Observations sur la cimentation des biohermes de « marbre rouge » du Frasnien franco-belge. - Ann. Soc. géol. Belgique, 112 (1), p. 137-149.

**Boulvain F., 1993.** Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques « F2j » du Frasnien de l'Ardenne. – Serv. géol. Belgique, Prof. Papers, (2), 260, 427 p.

**Boulvain F., Bultynck P., Coen M., Coen-Aubert M., Lacroix D., Laloux M., Casier J.G., Dejonghe L., Dumoulin V., Ghysel P., Godefroid J., Hensen S., Mouarafiéff N., Sartenaer P., Tourneur F., Vanguestaine M., 1999.** Les formations du Frasnien de la Belgique. - Mem. Geol. Survey Belgium, 44, 125 p.

**Boulvain F., Coen-Aubert M., 1989.** Modèle sédimentaire des monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien du Massif de Philippeville et corrélations séquentielles avec le bord nord du synclinorium de Dinant, Belgique. - C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II, p. 81-87.

**Boulvain F., Coen-Aubert M., 1992.** Sédimentologie, diagenèse et stratigraphie des « biohermes de marbre rouge » de la partie supérieure du Frasnien belge. - C. R. Session extraordinaire des Sociétés Géologiques belges, les 14 et 15 septembre 1990 - Bull. Soc. Belge Géol., 100 (1-2), p. 3-55.

**Boulvain F., Coen-Aubert M., 1992.** La carrière de marbre rouge de Beauchâteau : aperçu paléontologique, stratigraphique et sédimentologique. - Ann. Soc. Géol. Belgique, 115, p. 19-22.

**Boulvain F., Coen-Aubert M., 1998.** Le monticule frasnien de la carrière du Nord à Frasnes (Belgique) : sédimentologie, stratigraphie séquentielle et coraux. - Geol. Survey Belgium, Prof. Papers, 285, 47 p.

**Boulvain F., Coen M., Coen-Aubert M., Bultynck P., Casier J.G., Dejonghe L., Tourneur F., 1993.** Les formations frasniennes du massif de Philippeville. - Serv. géol. Belgique, Prof. Papers, (1), 259, 37 p.

**Boulvain F., Coen-Aubert M., Tourneur F., 1987.** Sédimentologie et Coraux du bioherme de marbre rouge frasnien (« F2j ») de Tapoumont (massif de Philippeville, Belgique). - Ann. Soc. Géol. Belgique, 110, p. 225-240.

**Boulvain. F., Gignac H., 1996.** Sponge constructed stromatactis mud-mounds Silurian of Gaspé. Québec. Reply. - J. Sediment. Petrol., 56, 63/4, p. 607-619.

**Boulvain F., Herbosch A., 1996.** Anatomie des monticules micritiques du Frasnien belge et contexte eustatique. - Bull. Soc. géol. France, 167 (3), p. 391-398.

**Boulvain F., Herbosch A., Keppens E., 1992.** Diagenèse des monticules micritiques de la partie supérieure du Frasnien du synclinorium de Dinant (Belgique, France). - C.R. Acad. Sci. Paris, 315 (II), p. 551-558.

**Bourque P.A., Boulvain F., 1993.** A model for the origin and petrogenesis of the red stromatactis limestone of Paleozoique carbonate mud-mounds. - J. Sediment. Pet., 63, 4, p. 607-619.

**Bourque P.A., Gignac H., 1986.** Sponge constructed stromatactis mud mounds Silurian of Gaspé, Quebec. Reply. - J. Sediment. Pet., 56, p. 461-463.

**Bourque P.A., Madi A., Mamet B.A., 1995.** Waulsortian-Type bioherm development and response to sea-level fluctuations : Upper Visean of Bechar basin, Western Algeria. - J. Sedimentary Res., B65, 1, p. 80-95.

**Bourouilh R., Bourque P.A., 1995.** Marqueurs d'évolution des marges continentales paléozoïques. Les monticules carbonatés à stromatactis. - Bull. Soc. géol. France, 166, 6, p. 711-724.

**Bourouilh R., Bourque P.A., Dansereau P., Bourrouilh – Le Jan F., Weyant M., 1998.** – Synsedimentary tectonics, mud-mounds and sea level changes on a Paleozoic carbonate platform margin : a Devonian Montagne Noire example (France). – Sedimentary Geology, Elsevier, 118, p. 95-118.

**Brachert Th., Buggish W., Flugel E., Joachimski M., 1988.** Lower Devonian carbonate mud of S.E. Marocco. - 9th IAS Reg. Meet. Sedimentology, Leuven, Abstracts, p. 32.

**Brachert T.C., Buggisch W., Flügel E. et al., 1992.** Controls of mud-mounds formation : the early Devonian kess-kess carbonates of the Hamar Laghdad AntiAtlas Morocco. - Geol. Rundschau, Stuttgart, 81/1, p. 15-44.

**Braithwaite C.J.R., 1992.** Cement Sequence stratigraphy in carbonates. - J. Sedimentary Petrology, 63, 2, p. 295-303.

**Burchette T.P., 1981.** European Devonian reefs : a review of current concepts and models – In D.F. Toomey Ed., “European fossil reef models”, S.E.P.M. Spec. Publ., 30, p. 85-142.

**Burk W.H. et al., 1982.** Variation of seawater  $^{87}\text{S}_r / \text{R}^{86}$  through Phanerozoic time. Geology, vol. 10, p 516-519.

**Bultynck P., 1987.** Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. - Bull. Inst. Royal des Sciences Naturelles Belgique, Sciences de la Terre, 57, p. 149-181.

**Caby R., 1967.** Existence du Cambrien à faciès continental (série pourprée) Négritien et importance du volcanisme et du magnétisme de cet étage. – C. R. Acad. Sci. Paris, 264, p. 1386-1389.

**Caby R., 1969.** Une nouvelle interprétation structurale et chronologique des séries à faciès suggariens et à faciès pharusiens dans l'Ahaggar. – C. R. Acad. Sci. Paris, 268, p. 1248-1251.

**Caby R., 1970.** La chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar, Algérie. Sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. - Thèse Doct. ès Sci., USTL Montpellier.

**Caby R., 1981.** Oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Iforas-Panafrican segment. - in "Precambrian Plate tectonics", A. Kröner Ed., Elsevier, p. 407-434.

**Caby R., Moussu H. 1967.** Une grande série du Sahara : stratigraphie, paléogéographie, et évolution structurale de la série pouprée dans l'Aseg'rade et le Tanezrouft oriental (Algérie). - Bull. Soc. Géol. France, IX, p. 876-882.

**Cailleau P., Dragone D., Esclamadon J., Girou A., Humbert L., Roques H., Sellier E., 1980.** Cristallisation en milieu libre et en milieu poreux, dissolution et pression-dissolution : principaux résultats expérimentaux. - Réunion « Cristallisation-déformation-dissolution des carbonates », Groupe d'Etude des Systèmes Carbonatés, Bordeaux, p. 81-98.

**Camoin G., Maurin AF., 1988.** Rôle des micro-organismes (bactéries, cyanobactéries) dans la genèse des « mud-mounds » exemples du Turonien des Jebels Biréno et Mrhila (Tunisie) - C. R. Acad. Sci. Paris, 307, série II, p. 401-407.

**Carozzi A.V., Textoris D.A., 1963.** Les stromatactis des récifs siluriens de l'Indiana sont des Bryozoaires. - Archives des Sciences, 16, p. 188-192.

**Choquette P.W., James N.J., 1987.** Diagenese in limestones-3. The deep burial environment. -Geoscience Canada, 14, 1, p. 3-35.

**Chlupac I., Kubal Z. , 1986.** Reflections of possible global Devonian events in the Banadian area. CSSR. - in "Global bioevents", O.H Walliser Ed., Springer-Verlag, Berlin, p. 169-179.

**Chuvashov B.I., 1983.** Permian reefs of the Urals. - Facies, 8, p. 191-212.

**Claoué Long J.C. et al, 1992.** The numerical age of the Devonian-Carboniferous boundary. - Geol. Mag., 129, p. 281-291.

**Coen M., 1973.** Faciès, Conodontes et stratigraphie du Frasnien de l'Est de la Belgique pour servir à une révision de l'étage - Ann. Soc. Géol. Belgique, 95, p. 239-253.

**Coen-Aubert M., 1974.** Le Givétien et le Frasnien du massif de la Vesdre - Stratigraphie et Paléogéographie. - Acad. Rech. Belgique, Mém. de la classe des Sciences, 4<sup>o</sup>, 2<sup>o</sup> série, XVIII (2), 146 p.

**Coen-Aubert M., 1976.** Conodontes et coraux de la partie supérieure du Frasnien dans la tranchée du chemin de fer de Neuville (massif de Philippeville, Belgique). - Bull. Inst. Rech. Sci. Nat. Belgique, 50 (8), 8 p.

**Coen-Aubert M., 1980.** Les coraux des récifs de marbre rouge « F2j ». - Bull Soc. Géol. Belge, 89 (2), p. 67-69.

**Coen-Aubert M., 1982.** Rugueux solitaires du Frasnien de la Belgique. - Bull. Inst. Rech. Sc. Nat. Belgique, Sciences de la Terre, 54 (6), 65 p.

**Coen M., Cornet P., 1977.** Distribution et extension stratigraphique des récifs à « phillipsastrea » dans le Frasnien de l'Ardenne. - Ann. Soc. Géol. Nord, XCVI (4), p. 325-331.

**Coen-Aubert M., Mamet B., Preat A., Tourneur F., 1991.** Sédimentologie, Paléoécologie et Pétrologie des Calcaires crinoïdiques au voisinage de la limite Couvinien-Givétien à Wellin. - Mem. Expl. Cartes Géol. et Minières Belgique, 31, 61 p.

**Cojan I., Renard M., 1997.** - Sédimentologie. - Masson Ed., Paris, Coll. Enseignement des Sciences de la Terre, 418 p.

**Conrad J. et al., 1984.** Du craton vers sa marge : évolution sédimentaire et structurale du bassin de l'Ahnet Timimoun Bechar (Sahara Algérien) au cours du Carbonifère, données paléo-climatiques. - Bull. Soc. géol. France, XXV, 6, p. 987-994 .

**Conway-Mouris S., 1989.** Conodont Paleobiology. Recent progress. - Terra Nova, 1, p. 135-150.

**Copper P., 1977.** Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction. - Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol., 21, p. 165-207.

**Cornet P., 1975.** Morphogenèse caractères écologiques et distribution des stromatoporôides dévoniens au bord sud du bassin de Dinant (Belgique). - Thèse Doctorat ès Sci., Univ. Catholique Louvain, 195 p., non publiée.

**Cowen J.P., Silver M., 1984.** The association of iron and manganese with bacteria on marine macroparticulate material. - Science, 224, p. 1340-1342.

**Dautria, J.M., Lesquer, A., 1989.** An example of the relationship between rift and dome: recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). Tectonophysics, vol. 163, p. 45-61.

**Delance J.H., 1984.** Les successions paléoécologiques, significations biologiques et caractérisation dans les environnements de plates-formes carbonatées. - Geobios, Mém. Spéc. 8, p. 419-424.

**Delhaye F., 1908.** Etude de la formations des récifs de calcaires rouges à *A. cervularia* – *hypothesis* cuboïdes - Soc. Geol. Belg., t. XL, p. 243-253.

**Dewalque G., 1982.** Sur l'origine corallienne des calcaires dévoniens de la Belgique. - Bull. Acad. Rech. Belgique, 3è serie, III (1), p. 3-7.

**Dickson J.A.D., 1966** – Carbonate identification and genesis as revealed by staining. – J. Sedimentol. Pet., 36, 2, p. 491-505.

**Diener A., Ebneith S., Veizer J., Buhl D., 1995.** Strontium isotopes stratigraphy of middle Devonien/Brachiopods and Conodonts. - Geochim. Cosmochim. Acta, 60, 4, p. 639-652.

**Djebbar T., 1995.** The middle and upper Devonian evolution of the Ahnet basin, Algeria. - Mém. DEA, Univ. Londres, non publié.

**Dott R.H., Bourgois J. 1982.** Hummocky stratification - Significance of its variable bedding sequences. - Geol. Soc. Am. Bull., 93/8, p. 663-680.

**Dreesen R., Bless M.J.M., Conil R., Flajs R., Laschet C., 1985.** Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the “marbre rouge à Crinoïdes” de Baelen. Late upper

Devonian Verviers Synclinorium Eastern Belgium. - Ann. Soc. Géol. de Belgique, t. 108, p. 311-359.

**Drummond C.N., Willkson B.H., 1993.** Carbonate cycle stacking patterns and hierarchies of orbitally forced eustatic sea level change. - J. Sediment. Petrol., 63, (3), p. 369-377.

**Dumond P., 1929.** Etude du Frasnien belge. - Publ. de l'Ass. Ing. Ecole Mines Mons, n° 30 (2), p. 119-230.

**Dunham R.J., 1962.** Classification of carbonates rocks according to depositional textures. - Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1, p. 108-121.

**Dunham R.J., 1972.** Capitan reef, New Mexico and Texas : facts and questions to aid interpretations and group discussions. – Permian Basin Sect., S.E.P.M., Publ. 72.14, 291 p.

**Dupont E., 1881.** Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique. - Bull. Acad. Rech. Belgique, 3° série, II, p. 264-280.

**Ebneth S., Diener. A., Buhl. D., Veizer J., 1997.** Strontium isotope in Conodonts. Middle Devonian, Eifel mountains, Germany. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeocol., 132, p. 79-96.

**Eichmüller K., 1985.** – Die Valdeteja Formation : Aufbau und Geschichte einer oberkarbonische karbonatplattform (Kantabrisches Gebirge, Nordspanien. Facies, 13, p. 45-153.

**Eder W., Franke W., 1982.** Death of Devonian reefs. - N. Jb. Geol. Paläont., Atea, 163 (2), p. 241-243.

**Elloy R., 1972.** Réflexions sur quelques environnements récifaux du Paléozoïque. – Bull. Centres Recherch. Expl.-Prod. Elf. Aquitaine, 6, p. 1-105.

**Emmons *et al.*, 1927.** Geology and one deposit in Leadville mining district, Canada. - U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 148, 368 p.

**Evamy B.D., 1969** – The precipitational environment and correlation of some calcite cement deduced from artificial staining. – J. Sediment. Petrology, 59, p. 787-821.

**Exploration Staff, Chevron Standard Limited, 1979**

**Fabre J., 1976.** Introduction à la géologie du Sahara algérien. - Editions SNED, Alger.

**Feist R., Klapper G., 1985.** Stratigraphy and conodonts in pelagic across the middle–upper Devonian boundary. Montagne Noire, France. - Palaeontographica, Abt. A, 188, p. 18.

**Fischer, 1964.** The cyclothems of the Alpine Triassic - Kansas Geological Survey Bulletin, vol. 169, p. 273-314.

**Flügel E., 1981.** Lower Permian Tubiphytes/Archaeolithoporella buildups in the Southern Alps (Austria and Italy). In “European Fossil Reef Models”, Toomey Ed., S.E.P.M., Spec. Publ., 30, p. 143-160.

**Flügel E., 1984.** Permian reefs : evolution, structure and paleoecology. – Algae in reefs  
Geologie et paleoecologie des récifs . J. Geister and R. Herb. 24.1-24-28.

**Fontaine J.M, Cussey R., Lacaze J., Lanaud R., Yapaudjian L., 1987.** Stratigraphie  
sismique des milieux de dépôts carbonatés. - Bull. Soc. géol. France, (8), t. III, 7, p. 1291-  
1299.

**Fordham B.G., 1992.** Chronometric calibration of mid-Ordovician to Tournasian conodont  
zone : a compilation from recent graphic correlation and isotopes studies.- Geol. Mag., 129,  
p. 709–721.

**Glynn P.W., 1973.** Aspect of the ecology of coral reefs in the western Atlantic region. – *in*  
“Biology and geology of coral reefs”, Jones and Erdean Ed., Academic Press, 2, p. 271-324.

**Golonka J., Kiessling W., 2002.** Phanerozoic time scale and definition time slices.- *in*  
“Phanerozoic reef patterns”, W. Kiessling, E. Flügel, J. Golonka Ed., Soc. Sedimentary Geol.,  
Spec. Public. 72, p.11-20.

**Golubic S., 1976.** Organisms that build stromatolites.- *In* “Stromatolites” M.R. Walter Ed.,  
Developments in Sedimentology, Elsevier, Spec. Publ. Comp., 20, p. 113-126.

**Gutteridge P., 1988.** Controls on the growth of Late Dinantian carbonate mud-mounds,  
Derbyshire carbonate platform. -9th IAS Regional Meet. Sedimentology, Leuven, Abstracts,  
p. 89-90.

**Hadding A., 1941.** The pre-Quaternary rocks of Sweden. IV. Reef limestones. – Med. Fran  
Lunds Geol., Min. Inst., 90, 137 p.

**Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R., 1988.** Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and  
cycles of sea level change. - *in* “Sea level change an integrated approach”, C. Wilgus *et al.*  
Eds., Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ. n°42, p. 71-108.

**Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.G., Smith A.G., Smith D.G., 1990.** A  
geological time scale 1989, Cambridge Univ. Press, 263 p.

**Harris P.M., Kendall C.G.St.C., Lerche I., 1985.** Carbonate cementation. A brief review. -  
*In* “Carbonate cements”, N. Schneidermann and P.M. Harris Ed., SEPM, Spec. Publ., 36,  
p. 79-95.

**Heickel P.H., 1972.** Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the  
Tully limestone, Devonian of New York - J. Sediment. Pet., 42 (1), p. 7-18.

**Hemming N.G., Meyers W.J., Grams J.C., 1989.** Cathodoluminescence in diagenetic  
calcites : the roles of Fe and Mn as deduced from electron Probe and spectrophotometric  
measurements.- J. Sediment. Pet., 59, 3, p. 404-411.

**Hladíková J., Jindrich Hladil, Bohdan Kříbek, 1997.** Carbon and oxygen isotope record  
across prídolí to Givetian stage boundaries in the Barrandian basin. Czech Republic. –  
Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 132, p. 225-241.

**Hoffman P.F., 1974.** – Shallow and deepwater stromatolites in Lower Proterozoic platform basin facies change, Great Slave Lake, Canada. – *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 58, p. 856-867.

**Hottinger L., 1984.** Les organismes constructeurs sur la plate-forme du Golfe d'Aqaba (Mer Rouge) et les mécanismes régissant leur répartition. - *Géobios, Mém. Spéc.*, 8, p. 241-249.

**House M.R., 1962.** Observations on the ammonoid succession of the north American Devonian. - *J. Paleontol.*, 36 p. 247-284.

**House M.R., 1975.** Faunas and time in the marine Devonian. *Proc. Yorkshire. - Geol. Soc.*, 40, p. 459-490.

**House M.R., 1979.** Biostratigraphy of the early ammonoidea. - *Spec. Papers Paleontology*, 23, p. 263-280.

**House M.R., 1989.** Ammonoid extinction events. - *Philosophic Transact. Royal Soc. London*, B325, p. 307-326.

**House M.R., 1992.** "Devonian microrhythms and Givetian and timescale" - *Proceeding Ussher Society*, 7, p. 392-395.

**House M.R., 1995.** Devonian processional and other signatures for establishing Givetian time scale. – *in* "Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy", House, et Gale Eds, *Geol. Soc.*, *Spec. Publ. n°85*, p. 37-49.

**James N.P., Mountjoy E.W., 1983.** Shelf–slope break in fossil carbonate platform : an overview - *in* "The shelf break : critical interface on continental margin", D.J. Stanley et G.T. Moore Eds, *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ. n° 33*, p. 189-206.

**James N.P., Bourque P.A., 1992.** Reefs and mounds. - *in* "Facies Models, Response to Sea Level", Walker R.G. and James M.P. Eds., *Geol. Assoc. Canada*, p. 323-347.

**Johnson G.J., 1979.** Devonian Brachiopod biostratigraphy. – *Spec. Papers in Paleontology*, 23, p. 291-306.

**Johnson G.J., Klapper G., Sandberg C.A., 1985.** Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, p. 567-587.

**Johnson G.J., Klapper G., Sandberg C.A., 1986.** Late Devonian eustatic fluctuation cycles around margin of old red continent. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109, p. 141-147.

**Kaufmann B., 1995.** Faciès, stratigraphy and diagenesis of middle Devonian reef and mud-mounds in the Mader (eastern Anti-Atlas, Morocco). - Ph.D thesis, Univ. Tubingen, Unpublished.

**Kaufmann B., 1995.** Middle Devonian mud mounds of the Mader Basin in the eastern Anti-Atlas, Morocco. - *in* "Mud-mound. A polygenic spectrum of Fine-grained Carbonate Buildups", J. Reitner, F. Neuweiler Coords, *Facies*, 32, p. 49-57.

**Kaufmann B. 1997.** Diagenesis of middle Devonian carbonate mounds of the Mader Basin (Eastern Anti-Atlas, Morocco). - *J. Sedimentary Research*, 67, 5, p. 945-956.

**Kaufmann B. 1998.** Facies, stratigraphy and diagenesis of Middle Devonian reef- and mud-mounds in the Mader (Eastern Anti-Atlas, Morocco). - *Acta Geologica Polonica*, 48, 1, p. 43-106.

**Kaufmann B., Wendt J., 1988.** Mud buildups on a middle Devonian carbonate ramp (Algerian – Sahara). - *in* “Carbonate Ramps”, Wright V.P. and Burchette T.P. Eds, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 149, p. 397-415.

**Kaufmann B., Wendt J., 2000.** Calcite cement successions in middle Devonian (Givetian) carbonate mud-build up of the Southern Ahnet Basin (algerian Sahara). – *Carbonates and Evaporites*, 15, 2, p. 149-161.

**Kendall A.C., 1985.** Radial fibrous calcite. A reappraisal.- *in* “Carbonate cements”, N. Schneidermann, P.M. Harris Eds, SEPM, Spec. Publ., 36, p. 59-77.

**Kendall A.C., Tucker M.E., 1973.** Radial fibrous calcite : a replacement after acicular carbonate – *Sedimentology*, 20, p. 365-389.

**Klapper G., Johnson J.G., 1990.** Revisions of model Devonian conodont zones. - *J. Paleontology* , 64, 6, p. 934.

**Kerrow M.C., Lambert R.S.T.J., Chamberlin V.E., 1980.** The Ordovician, Silurian and Devonian time scale. - *Earth Planet. Sci. Letters*, 51, p. 1-8.

**Kerrow, M.C., Lambert, R.S.T.J., Cocks, L.R.M., 1985.** The Ordovician, Silurian and Devonian periods. *In* “The chronology of the geological record”, N.J. Snelling (Ed). Geol. Soc. Lond. Mem., 10, p. 73-80.

**Klapper G., Ziegler W., 1979.** Devonian conodont biostratigraphy. *Spec. Papers in Paleontology*, 23, p. 199-224.

**Klapper G., Barrick J.E., 1977.** Conodont ecology : pelagic versus benthic. - *Lethaia*, Oslo, 11, p. 15-23. ISSN 0024-1164.

**Kovack J., 1980.** The Strontium content of conodont and possible use of the Strontium concentrations and Strontium isotopic composition of conodonts for correlation purposes. - *Geol. Soc. America, Abstract*, 13, p. 285.14.

**Krogh T.E., 1973.** A low Contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and Extraction U and Pb for isotopic age determination. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, p. 485-494.

**Laren M.C.D.J., 1983.** Bolides et biostratigraphy. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94, p. 313-324. 49-56.

**Lecompte M., 1937.** Contribution à la connaissance des récifs du Dévonien de l’Ardenne. Sur la présence de structures conservées dans des efflorescences cristallines du type « stromatactis ». - *Bull. Musée Royal Hist. Nat. Belgique*, XIII (15), 13 p.

**Lecompte M., 1938.** Quelques types de « récifs » siluriens et dévoniens de l'Amérique du Nord. Essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels – Bull. Musée Royal Hist. Nat. Belgique, XIV (39), p. 1-51.

**Lecompte M., 1956.** Quelques précisions sur le phénomène récifal dans le Dévonien de l'Ardenne et sur le rythme sédimentaire dans lequel il s'intègre. - Bull. Inst. Rech. Sci. Nat. Belgique, XXXII (21), 39 p.

**Lees A., 1996.** The Waulsortian reef of Eire : a carbonate mudbank complex of the lower Carboniferous age. - J. Geology, 69 (1), p. 101-109.

**Lees A., 1964.** The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) "reef" of the West-Central Eire. - Philosophical Trans. Royal Soc. London, serie B, 247, p. 485-531.

**Lees et al., 1985.** Faciès variation in waulsortian buildups. Part 1. Mid-Dinantien buildups from Europe and North America. Geol. J., vol. 20, p. 159-180.

**Lees A., Miller J. 1995.** Waulsortian banks. - In "Carbonate mud-mounds. Their origin and evolution" Monty C.L.V. et al., Ed., Spec. Public. I.A.S., Blackwell Science, 23, p. 191-271.

**Legrand P., 2002.** Bâtir une stratigraphie : les leçons de l'étude du Paléozoïque au Sahara algérien. –Compte rendu Palevol. V-1, 6, p. 383-387.

**Lock J., McElhinny M.W., 1997.** The global paleomagnetic database. - Surveys in Geophysics 12, p. 317-491.

**Lowenstam H.A., 1950.** Niagaran reefs in the Great Lakes area. – J. Geol., V, 58, p. 430-487.

**Lowenstam H.A., 1957.** Nigerian reefs in the Great Lakes area. - In "Treatise on marine ecology and paleoecology", H.S. Ladd Ed., - Geol. Soc. Am., Mem. 67, p. 215-248.

**Macurda D.B. Jr., Meyer D.L., 1977.** Crinoids of West Indian coral reefs – In "Reefs and related carbonates. Ecology and sedimentology", S.H. Frost, M.P. Weiss & J.B. Saunders Ed., Studies in geology, Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 4, p. 231-237..

**Madi A., 1994.** Les bioconstructions carbonifères du bassin de Bechar Sahara algérien : Sédimentologie, diagenèse et potentiel pétrolières.- Thèse Univ. Laval, Quebec, 248 p.

**Mailleux E., 1913.** Nouvelles observations sur le Frasnien et en particulier sur les paléorécifs de la plaine de Fagnes. - Bull. Soc. Belge Geol., XXVII, p. 64-104.

**Mamet B., Boulvain F., 1988.** Remplissages bactériens de cavités biohermales frasnienne. - Bull. Soc. Géol. Belgique, 97(1), p. 63-76.

**Mamet B., Prétat A., 1987.** Algues givétiennes du bord sud du bassin de Dinant et des régions limitrophes. - Ann. Soc. géol. Belgique, 109, p. 431-454.

**Mamet B., 1972.** Quelques aspects de l'analyse séquentielle. - Mém. B.R.G.M. ,77, p. 664-677.

**Mathur A.C., 1975.** A deep water mud mound facies in the Alps. – J. Sediment. Pet., 45, p. 787-793.

**Maurin A.F., 1973.** Phénomènes algaires du Cambrien du Texas. - Réunion Stromatolites, Lab. Pal. Montpellier, Abstract.

**Maurin A.F., Bernet-Rollande M.C., 1986.** Microbial dolomites in the fossil record. – 12<sup>th</sup> Int. Assoc. Sedimentologists Congress, Canberra, Abstracts.

**Maurin A.F., Camoin G., Bernet-Rollande M.C., 1984.** Interface mats and endostromatolites from a Barremian-Aptian (Urgonian) mud mound. Cefalu (Sicily). – 5<sup>th</sup> Eur. Reg. Meeting of Sedimentology, Abstracts, p. 274-275.

**McGhee G.R.Jr., Orth C.J., Quintana L.R., Gilmore J.S., Olsen E.J., 1986.** Late Devonian « Kellwasser Event » mass-extinction horizon in Germany : no geochemical evidence for a large body impact. - Geology, 14, 9, p. 776-779.

**Meissner F.F., 1972.** Cyclic sedimentation in Middle Permian strata of the Permian basin, West Texas and New Mexico. – In “ Cyclic sedimentation in the Permian basin”, J.C. Elam, S. Chuber Ed., West Texas Geol. Soc., Midland Texas, 2<sup>nd</sup> Edition, p. 203-232.

**Mesollela K.J., Robinson J.D., McCormick L.M., Ormiston A.R., 1974.** Cyclic deposition of Silurian carbonates and evaporites in Michigan Basin. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 58, p. 34-62.

**Meyers W.J., 1974.** Carbonate cements of the late valley formation (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico. J. Sediment. Pet., 44, p. 361-387

**Meyers W.J., 1978.** Carbonate cements : their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of south western, New Mexico. - Sedimentology, 25, p. 371-400.

**Meyers W.J., 1991.** Calcite cement stratigraphy : an overview. – in “Luminescence Microscopy : quantitative and qualitative aspects”, C.E. Barker, O.C. Kopp Eds, Ed. SEPM, p. 133-148.

**Miall A.D., 1993.** Exxon Global Cycle Chart. An event for every occasion. - Geology, 21, fasc. 3, p. 283-284.

**Milliman J.D., 1973.** Marine carbonates, recent sedimentary carbonates. – Part 1, Springer Verlag, 375 p.

**Mistian B., 1985.** Phénomènes récifaux dans le Dévonien d’Afghanistan (montagnes centrales). Analyses et systématiques des Stromatopores. Soc. Géol. du Nord, Pub., n 11.

**Mistian B., 1985.** Phénomènes récifaux dans le Dévonien d’Afghanistan. Analyse et systématique des Stromatopores. – Soc. Géol. du Nord, Publ. n° 11, vol. 1, 371 p. – vol. 2, 241 p.

**Mitchum M.R., Sangree J.B., Vail P.R., Wornardj W.W., 1993:** Recognizing Sequences and systems tracts from Well Logs, Seismic Data, and Biostratigraphy. Examples from the late Cenozoic of the Gulf of Mexico. – AAPG memoir 58 .pp163-197.

**Montoez N.P., 1994.** Late diagenetic Dolomitization of lower Ordovician, Upper Knox carbonates a record of the hydrodynamic Evolution of the appalachian Basin. - Am. Assoc. Pet. Geol. Bulletin, 78/8, p. 1210-1239.

**Montena C., Larsen Baidder, Barrier P., Atika Hilali, Lachkem H., Menning J., 1996.** Contrôle tectonique de l'édification des monticules biosédimentaires dévoniens du hmar Lakhdad d'Erfoud (Anti-Atlas oriental, Maroc). - C. R. Acad. Sci. Paris, t. 323, série II a, p. 297-304.

**Monty C.L.V., 1982.** The rise and nature of carbonate mud-mounds : an introductory actualistic approach. - in "Carbonate Mud-Mounds, their origin and evolution", C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges and B.R. Pratt Eds, Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Pub. n°23.

**Monty C.L.V., Bosence D.W.J., Bridges P.H., Pratt B.R., 1995.** Carbonate mud-mound : their origin and evolution. - Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Pub. n°23, 537 p.

**Monty C.L.V., Maurin A.F., 1982.** Microbial accretions and cavity dwelling stromatolites in reefs and mud mounds. – 11<sup>th</sup> Int. Assoc. Sedimentologists Congress, Hamilton, Canada, Abstracts, p. 28.

**Moureau A.L., 1933.** La stratigraphie du Givétien et du Frasnien dans la région Givet-Beauraing – Ann. Soc. Géol. Belgique, LVI (5), B, p. 172-194.

**Moussine-Pouchkine A., 1974.** Les constructions récifales du Dévonien moyen du Pays Bas de l'Ahnet (Sahara central, Algérie).- Bull. Soc. Hist. Nat. de l'Afrique du Nord, 62, p. 79-88.

**Neumann A.C., Macintyre I., 1985.** Reef response to sea level rise : keep-up, catch-up or give-up. - Proc. 5<sup>th</sup> Int. Coral Reef Congr., Tahiti, (3), p. 105-110.

**Odin G.S., Odin C., 1980.** Echelle numérique des temps géologiques. - Géochroniques, 35, p. 12-21.

**Pascal A., 1985.** Les systèmes biosédimentaires uroginiens (Aptien-Albien) sur la marge nord-ibérique. – Mém. Géol., Univ. Dijon, n° 10, 569 p.

**Petter G., 1959.** Goniatites dévoniennes du Sahara. – Public. Serv. Carte Géol. Algérie, Nouvelle série, Paléontologie, Mém. n° 2, 300 p.

**Philcox M.E., 1963.** Banded calcite mudstone in the Lower Carboniferous "reef" knolls of the Dublin basin, Ireland. – J. Sediment. Pet., 33, p. 904-913.

**Pierson B.J., 1981.** The control of cathodolumescence in dolomite by iron and manganese. – Sedimentology, Int. Assoc. Sedimentologists, 28, p. 601-610.

**Playford P.E., Lowry D.C. , 1976.** Devonian reef complexes of the Canning Basin. Western Australia Geol. Survey Bull., 118, 150 p.

**Pratt B.R., 1982.** Stromatolitic framework of carbonate mud-mounds. - J. Sediment. Pet., 52, p.1203-1227.

**Pratt B.R., 1986.** Sponge constructed stromatactis mud mounds Silurian of Gaspé, Quebec. Discussion- Reply. - J. Sedim. Petrology, 56, p. 459-463.

**Pray L.C., 1958.** Fenestrea bryozoan core facies, Mississippian bioherms, Southwestern United States. – J. Sediment. Pet., 28, p. 261-273.

**Préat. A., Boulvain F., 1987.** Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du bassin de Dinant : témoins paléogéographiques et paléoclimatiques – Ann. Soc. Géol. Nord, CVI, 49-64.

**Préat. A., Mamet B., 1989.** Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. - Bull. Centres Rech. Expl.-Prod. Elf Aquitaine, 13 (1), p. 86.

**Prentice J.E., 1950.** The Carboniferous limestone of the Manifold valley region, North Staffordshire. – Geol. Soc. London, 106, p. 171-209.

**Racki G., 1988.** Middle to upper Devonian boundary beds of the holy cross MTS central poland : introduction to ecostratigraphy. -Canadian Soc. Pet. Geol. Mem. 14 (3), p 119-131.

**Ramos-Cormenzana A., Rivadeneyra M.A., Garcia-Cervignon A., 1980.** Influence de la relation Mg : Ca dans la formation de carbonates par des bactéries.- Réunion du Groupe d'étude des systèmes carbonatés, «Cristallisation-Déformation-Dissolution des Carbonates », Bordeaux, p. 381-388.

**Read J.F., 1980a.** Lower Cambrian Archeocyathid buildups, Pelly Mountains, Yukon. – Geol. Surv. Canada, Paper 78-18, 54 p.

**Read J.F., 1980b.** Carbonate to ramp-to-basin evolution, Middle Ordovician, Virginian Appalachians. – AAPG Bull. Vol 64.pp1575-1612.

**Read J.F., 1985,** Carbonate platform facies models. - Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 69 (1), p. 19-29.

**Reading, 1984.**

**Reijers T.J.A., 1984.** Devonian carbonate facies patterns in the Dinant synclinorium, Belgium. - Geol & Mijnbouw, 63.

**Reijers T.J.A., 1988.** Neptunian dykes and related synsedimentary features in Frasnian biohermal mud-mounds in the southern dinant synclinarium, Belgium. - 9th IAS Regional Meet. Sedimentology, Leuven, p. 180.

**Roden M.K. et al., 1990.** The absolute age of the Eifelian “Tioga ashbed”, Pennsylvania.- J. Geology, 98, p. 282-285.

**Ross R.J., Jaanusson V., Friedman I., 1975.** – Lithology and origin of Middle Ordovician calcareous mud mound at Meiklejohn Peak, Southern Nevada. – Geol. Surv. Pro. Paper, 871, 48 p.

**Rowland S.M., Sharpiro R.S., 2002.** Reef patterns and environmental influences in the Cambrian and earliest Ordovician. – SEPM, Spec. Publ. 72.

**Ruppel S.C., Walker K.R., 1982.** Sedimentology and distinction of carbonate buildups. Middle Ordovician. East Tennessee. - *Sedim Petrol.*, 52 (4), p. 1055-1071.

**Saller A.H., Dickson J.A.D., Boyd A., 1994.** Cycle stratigraphy and Porosity in Pennsylvanian and lower Permian shelf limestones, Eastern central Basin-Platform, Texas. - *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 78, 12, p. 1820-1842.

**Sandberg C., Ziegler W., 1996.** Devonian conodont biochronology in geologic time calibration. - *Senckenbergiana Lethaea*, 76 p. 259–265.

**Savard M., 1986.** Pétrographie en cathodoluminescence et évolution diagénétique d'une plate-forme calcaire, Silurien supérieur, Gaspésie (Quebec). – *Mém. Maîtrise, Univ. Laval, Québec*, non publiée.

**Savard M., Bourque P.A., 1989.** Diagenetic evolution of a late silurian reef, platform, Gaspé Basin, based on cathodoluminescence petrography. – *Canad. J. Earth Sciences*, 26, 4, p. 791-806.

**Schlager W., 1981.** The paradox of drowned reefs and carbonates platforms. – *G.S.A Bull.*, part I, 92, p. 197-211.

**Schwarzacher W., 1961.** Petrology and structure of some Lower Carboniferous reefs in Northwestern Ireland. – *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 45, p. 1481-1503.

**Shinn E.A., 1968.** Selective dolomitization of recent sedimentary structures. - *J. Sediment. Pet.*, 38, p. 612-616.

**Smith D.B., 1981.** Bryozoan patch reefs in the Upper Permian Lower Magnesian limestone of Yorkshire, Northeast England. – *In* "European Fossil models", D.F. Toomey Ed., S.E.P.M., Spec. Publ., 30, p. 187-202.

**SONATRACH-BHP-PETROLEUM, 1995.** Conventions d'étude sur les bassins de Reggane et de l'Ahnet. - Rapport interne, inédit.

**Subcommission on Devonian Stratigraphy, 2001.** Newsletter, 18.

**Steiger T., Wurm D., 1980.** Faziesmuster oberjurassischer Plattform-Karbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steierisches Salzkammergut Österreich). *Facies*, 2, p. 241-284.

**Termier H., Termier G., Tsien H.H., 1981.** Spongiaires des calcaires récifaux du Frasnien de l'Ardenne. – *Bull. Soc. Géol. Belgique*, 90(3), p. 287-298

**Textoris D.A., Carozzi A.V., 1964.** Petrography and evolution of Niagaran (Silurian) reefs, Indiana. – *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 48, p. 397-426.

**Tourneur F., 1981.** L'étude des récifs rouges "F2J" Belgique (jusqu'en 1970). - *Bull. Soc. géol. Belgique*, vol. 90(3), p. 157-173.

**Tsien H.H., 1977.** L'activité récifale au cours du Dévonien moyen et du Frasnien en Europe occidentale et ses particularités en Belgique – *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCVII (1), p. 57-66.

**Tsien H.H., 1980.** Les régimes récifaux dévoniens en Ardenne. - Bull. Soc. Belge Géol., 89, p. 71-102.

**Tsien H.H., 1985.** Algal-bacterial origin of micrites in mud-mounds. - *in* "Paleoalgology : contemporary research and applications", D.F. Toomey & M.H. Nitecki Ed., Springer Verlag, p. 291-296.

**Tsien H.H., 1985.** Origin of stromatactis - a replacement of colonial microbial accretions. – *In* "Palaeoalgology. Contemporary research and applications. D.F. Toomey & M.H. Nitecki Ed., Springer Verlag, p. 274-289.

**Tucker R.D et al., 1998.** New U-Pb zircon ages and the duration and division of Devonian time. - Earth Planet. Sci. Letters, 158 , p 175-186.

**Tucker R.D., Krogh T.E., Ross. R.J Jr, Williams S.H., 1990.** Time scale calibration by high precision U-Pb zircon dating of interstratified volcanic ashes in the Ordovician and Lower Silurian stratotypes of Britain. - Earth Planet. Sci. Letters, 100, p. 51-58.

**Tucker R.D., McKerrow W.S., 1995.** Early Palaeozoic chronology : an review in light of new U-Pb zircon ages from new Foundland and Britain. - Can. J. Earth Sciences, 32, p. 368-379.

**Turmel, R.J., Swanson, R.G., 1976.** The development of Rodriguez Bank, a Holocene mudbank in the Florida Reef Tract. - J. Sediment. Pet., 46 (3), p. 497-518.

**Vail P.R., Hardenbol J., Todd R.G., 1984.** Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic, stratigraphy and biostratigraphy. – *in* "Inter regional unconformities and hydrocarbon accumulation", J.S. Schlee Ed - Am. Assoc. Pet. Geol., Mem. 36, p. 129-144 ; p. 347-364.

**Van-Laer P., 1988.** Nature et origine des mud-mounds pré-cénozoïques, avec exemple du Frasnien belge et canadien, du Waulasortien d'Irlande, du Jurassique d'Espagne et du Crétacé du SE de la France . Thèse Doctorat ès Sci., Univ. Liège, 547 p., non publiée.

**Wallace M.W., 1987.** The role of internal erosion and sedimentation in the formation of stromatactis mudstones and associated lithologies. - J. Sediment. Pet., 57, p. 695-700.

**Walliser O.H., 1982.** Goniatites correlation at the lower /middle Devonian Boundary. - *In* "Biostratigraphy of Lower and Middle Devonian boundary deposits". B.S. Sohlow *et al.* Ed., p. 51-53.

**Walliser O.H. et al., 1995.** Definition of the Eifelian / Givetian stage boundary. - Episode, 18, 3, p. 107-115.

**Walls R.A., Burrowes G., 1985.** The role of cementation in the diagenetic history of Devonian reefs, Western Canada. - *in* "Carbonate Cements", N. Schneidermann et P.M. Harris Ed., SEPM. Spec. Publ., 36, p. 185-220.

**Wardlaw N.C., Reinson G.E., 1971.** Carbonate and Evaporite Deposition and Diagenesis, Middle Devonian Winnipegosis and Prairie Evaporite Formations of South-Central Saskatchewan. – Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 55, (10), p. 1759-1786.

**Wendt J., 1985.** Desintegration of the continental margin of Northwestern Gondwana : Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). - *Geology*, 13, p. 815-818..

**Wendt J., 1988.** - Facies pattern and paleogeography of the Middle and Late Devonian in the Eastern Anti-Atlas (Morocco). – *in* “Devonian of the World”, vol. 1, N.J. McMillian *et al.* Ed., Canad. Soc. Petrol. Geol., Calgary, Alberta, p. 467-480.

**Wendt J., 1991.** Depositional and structural evolution of the Middle and Late Devonian on the Northwestern margin of the Sahara craton (Morocco, Algeria, Libya). - *in* “The Geology of Libya”, M.J. Salem, A.M. Sbeta, M. Bakbak Ed., Amsterdam, Elsevier, 6, p. 2195-2210.

**Wendt J., 1995.** Shell directions as a tool in paleocurrent analysis. *Sedimentary*. - *Geology*, 95, p.161-186.

**Wendt J., Belka Z., Kaufman B., Renatrewa, Hayer J., 1997.** The world most spectacular carbonate mud-mounds (Middle Devonian, Algerian Sahara). - *J. Sedimentary Research*, 67, 3, p. 424-436.

**Wendt J., Belka Z., Moussine-Pouchkine A., 1993.** New architectures of deep–water carbonate buildups : evolution of mud-mounds into mud–ridges (Middle Devonian, Algerian Sahara). - *Geology*, 21, p. 723-726.

**Wendt J., Kaufmann B., 1998.** Mud-buildups on a Devonian carbonate ramp (Algerian Sahara). – *in* “Carbonate ramps”, V.P. Wright, Burchette J.P. Ed., Geol. Soc. London, Spec. Publ., 149, p. 397-415.

**Wilson J.L., 1975.** Carbonate facies in the geologic history. – Springer Verlag, 471 p.

Ziegler et Sandberg (1984), cités par Young (1996).

**Ziegler W., Sandberg C.A., 1990.** The late Devonian standard conodont zonation. – *Courier Forschungsinst. Senckenberg*, 121, p. 1-125.

**Ziegler W., Sandberg C.A., 1992.** Devonian conodont biochronology in geological time calibration *Senckenbergiana Lethaea* 76, p. 259-265.

**Ziegler W., Klapper G., 1982.** The disparilis conodont zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. - *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 55, p. 463-491.

**Ziegler W., Klapper G., 1985.** Stages of the Devonian System. – *Episodes*, 8, 2, p. 104-109.



*Liste des figures*



Fig. I.1-	Esquisse structurale du Nord du craton (Beuf <i>et al.</i> , 1971)	17
Fig. I.2-	Carte géologique schématique du bouclier Targui occidental (Beuf <i>et al.</i> , 1971)	19
Fig. I.3-	1. Isobathes infra-cambriens ; 2. Isopaques du Cambrien (Rapport inédit BHP-SONATRACH, 1975)	22
Fig. I.4-	1. Isopaques de l'Ordovicien . 2. Isopaques du Silurien (Rapport inédit BHP-SONATRACH, 1975)	24
Fig. I.5-	1. Isopaques du Dévonien inférieur ; 2. Isopaques du Dévonien moyen (Rapport inédit BHP-SONATRACH, 1975)	26
Fig. I.6-	1. Isopaques du Dévonien supérieur ; 2. Isopaques du Dévonien (Rapport inédit BHP-SONATRACH, 1975)	27
Fig. I.7-	Eléments structuraux des bassins de l'Ahnet, Timimoun et Reggan (Djebbar Master, 1995)	30
Fig. I.8-	Schéma structural du bassin de l'Ahnet (rapport inédit BHP-SONATRACH, 1955)	31
Fig. I.9-	Coupe sismique à travers un champ du bassin de l'Ahnet (Rapport inédit, BHP.SONATRACH 1995)	32
Fig. I.10 -	Différentes phases tectoniques de la plate-forme saharienne (Boudjema, 1987)	33
Fig. II.1 -	Intermédiaires morphologiques pouvant exister entre des stromatactis, des zebra et des cavités réticulées (Van Laer, 1988)	39
Fig. II.2 -	Modèle de transformation des éponges en stromatactis (Bourque et Boulvain, 1998)	42
Fig. II.3 -	Distribution des constituants dans les phases waulsortiennes et estimation des profondeurs d'après Lees <i>et al.</i> (1985)	48
Fig. II.4 -	Architecture interne de la formation d'Ioucha et répartition des faciès selon une coupe orientée Nord-Sud.	49
Fig. II.5 -	Schéma de la succession et des caractères les plus communs aux mud-mounds (Bernet-Rollande <i>et al.</i> , 1981)	52
Fig. III.1 -	Les subdivisions du Dévonien (sources multiples)	55
Fig. III.2 -	Le Dévonien inférieur de Foum Immeden (Fabre, 1976)	57
Fig. III.3 -	Exemple de coupe du Dévonien moyen et supérieur de l'Ahnet et du Mouydir : coupe de l'Adrar Morrat (Faciès argileux-gréseux) - (Fabre, 1976)	58

Fig. III.4 -	Carte de position des différents sites	60
Fig. III.5 -	Datation des récifs par les Ammonoidés (Moussine-Pouchkine-1971)	61
Fig. III.6 -	Répartition stratigraphique des <i>Anacertidae</i> dans le Dévonien du Sahara et d'Europe (G. Petter, 1959)	63
Fig. III.7 -	Récapitulatif des associations des Ammonoïdes dans les sites du bassin de l'Ahnet	64
Fig. III.8 -	Datation des récifs du bassin de l'Ahnet par les Conodontes (Wendt <i>et al.</i> , 1998)	65
Fig. III.9 -	Zonation des Conodontes (Devonian Conodont biochronology in Geologic time calibration, Sandberg et Ziegler, 1996)	67
Fig. III.10 -	Carte de position des mud-mounds de la région d'Azzel-Matti (d'après Wendt <i>et al.</i> , 1998)	68
Fig. III.11 -	Corrélation entre les faciès off-mound (Wendt <i>et al.</i> , non publiée)	69
Fig. III.12 -	Carte de situation des affleurements et de la subsurface Ahnet, Timimoun et Reggane	72
Fig. III.13 -	Zonation des Conodontes et zonation radiochronologique (charte extraite de Fordham, 1992)	74
Fig. III.14 -	Zonation radiochronologique sur la base de la zonation des conodontes (Tucker <i>et al.</i> , 1998)	75
Tabl. III.1 -	Agés chronologiques du Dévonien proposés par différents auteurs	76
Fig. III.15 -	Calcul des biozones du Dévonien par rapport aux données radiochronologiques	77
Fig. IV.1 -	Extrait de la carte géologique au 1/200 000 d'Aoulef el Arab (SONATRACH –BEICIP, 1977 - Feuille NG-31-XIV)	80-81
Fig. IV.2 -	Dans la région d'Akabli : Photo 1. Vue panoramique des mud-mounds C, C', D ; Photo 2. Vue panoramique du mud-mound A	82
Fig. IV.3 -	Coupe interprétative des mud-mounds d'Akabli sur un plan vertical	84
Fig. IV.4 -	Vue générale du mud-mound B .A) côté Nord .B) : côté sud	85
Fig. IV.5 -	Représentation du niveau-repère riche en matière organique	85
Fig. IV.6 -	Faciès off-mound : calcaire à Crinoïdes	86
Fig. IV.7 -	Log pétrographique du mud-mound B (région d'Akabli)	87

Fig. IV.8-	Echantillons Akb-b2 à Akb-b7 : Dolomicrite à domicrosparite. Sur la photo Akb-b2. Fantôme de crinoïdes	88
Fig. IV.9-	Echantillons Akb-b9 : Dolomicrosparite et présence de matière organique. Akb-b10 : Dolomicrosparite et présence de géodes	88
Fig. IV.10 -	Akb-b17 Packstone avec 30 % de matière organique. Bioclastes constitués de Crinoïdes et de Tentaculites corrodés. Niveau repère	89
Fig. IV.11 -	Log pétrographique du mud-mound C	90
Fig. IV.12 -	Echantillon Akb-C3	91
Fig. IV.13 -	Echantillon Akb-C4	91
Fig. IV.14 -	Akb-c10 : Grainstones	91
Fig. IV.15 -	Schéma interprétatif de la mise en place des récifs d'Akabli	94
Fig. IV.16 -	Coupe structurale C1 recoupant l'anticlinal d'Oued Ouzdaf et montrant la position structurale des mud-mounds	95
Fig. IV.17 -	Carte structurale de la région d'Oued Ouzdaf (modifiée d'après Wendt <i>et al.</i> , 1998)	96
Fig. IV.18 -	Coupe structurale d'ODZ-1	98
Fig. IV.19 -	LOG ODZ-1	99
Fig. IV.20 -	Ozna-2 : Packstone diagénétisé en grainstone	100
Fig. IV.21 -	Ozna-3 : Packstone. Présence de recristallisation de bioérosion et de dolomitisation	100
Fig. IV.22 -	Coupe structurale C3	102
Fig. IV.23 -	Log ODZ-3	103
Fig. IV.24 -	Coupe C2. Schéma interprétatif dans l'agencement des mud-mounds de la région d'Oued-Ouzdaf	104
Fig. IV.25 -	Coupe générale interprétative dans la région d'Oued Ouzdaf	105
Fig. IV.26 -	LOG ODZ-4	107
Fig. IV.27 -	Ozc-10. Grainstone avec 90 % de Crinoïdes. Ciment inter-granulaire calcitique	108
Fig. IV.28 -	LOG-ODZ-2	109

Fig. IV.29 - Odz-9. Packstone à spicules de spongiaires et faunes pélagiques avec présence de matière organique et une odeur de gaz à la cassure	110
Fig. IV.30 - Odz-10 : Lentille de Crinoïdes dans les faciès à Tentaculitès	110
Fig. IV.31 - Corrélations dans la région d'Oued-Ouzdaf	112
Fig. IV.32 - Accumulations des calcaires à Crinoïdes	113
Fig. IV.33 - Relation entre semelle, couverture et mud-mound	114
Fig. IV.34 - Aspect du mud-mound isolé de la région d'Akabli-Sud	114
Fig. IV.35 - Aspect du mud-mound Akabli-Sud (AKBS) : Photo A. Aspect complètement altéré et présence de faille ; Photo B. Progradation des édifices vers l'Est	115
Fig. IV.36 - Schéma de la disposition des mud-mounds sur le flanc est de la construction (Fig. IV.35, photo B) reprenant les trois étapes de cette dernière	115
Fig. IV.37 - Région d'Akabli Sud. Remarquer en arrière-plan, la disposition en demi-cercle de la barrière	116
Fig. IV.38 - Extrait de la feuille de Aoulef El Arab au 1/200 000 (BEICIP-SONATRACH)	117
Fig. IV.39 - Carte structurale de Gouiret Bou El Mout (modifiée d'après Wendt <i>et al.</i> , 2000)	118
Fig. IV.40 - Aspect général du mud-mound GB-5	119
Fig. IV.41 - Semelle. Alternance des calcaires fins bioclastiques rouges et gris en bancs stratodécroissants. Présence de failles synsédimentaires	119
Fig. IV.42 - LOG GB5	120
Fig. IV.43 - Aspect de la masse construite de la région de Gouiret Bou El Mout : relief très accidenté	121
Fig. IV.44 - GB5-5 et GB5-3 : Wackestone. Les bioclastes sont des Crinoïdes, Céphalopodes et Mollusques, parfois des Crinoïdes. Gb5-3 : Arrivée des faciès à Tentaculitès	122
Fig. IV.45 - GB5-1. Wackestone. Les bioclastes sont des Crinoïdes, Coraux, Mollusques et des Tentaculitès. GB5-4. La matrice est une mudstone peltoïdale, riche en matière organique	122
Fig. IV.46 - Structure sédimentaire de la semelle de la région de Gouiret Bou El Mout	123

Fig. IV.47 - Log GBMTC au Nord-Est de la région de Gouiret Bou El Mout	124
Fig. IV.48 - Observation de traces d'éponges sur le flanc est de la barrière A	125
Fig. IV.49 - Contact entre semelle et couverture	126
Fig. IV.50 - Extrait de la carte géologique de Mérédoua au 1/200 000 (SONATRACH-BEICIP, 1972)	128
Fig. IV.51 - Carte structurale de l'anticlinal de GSD (Wendt <i>et al.</i> , 1998)	129
Fig. IV.52 - Coupe AA' du flanc Est de l'anticlinal de Gouiret Es Soud et agencement des récifs	130
Fig. IV.53 - Log du mud-mound 18	131
Fig. IV.54 - Succession des mud-mounds MM.1, MM.2 et MM.3	133
Fig. IV.55 - Représentation schématique de la succession des mud-mounds au niveau de la ride E	133
Fig. IV.56 - Représentation schématique, en plan, des bioconstructions de la région de Gouiret Es Soud	134
Fig. IV.57 - Représentation schématique des différents trends de la région de Gouiret Es Soud	135
Fig. IV.58 - Relation spatiale des différentes rides du Sud de la région de Gouiret Es Soud	135
Fig. IV.59 - Aspect de la construction de la région de Mekeranne	136
Fig. IV.60 - Coupe structurale à travers le mud-mound de Mekeranne	137
Fig. IV.61 - Log AKBW	138
Fig. IV.62 - Microfaciès AKBW	139
Fig. IV.63 - Schéma géologique de l'Ahnet et du Mouydir. Dévonien moyen et supérieur (Moussine-Pouchkine, 1970)	140
Fig. IV.64 - Schéma des sites / expression à l'affleurement	142
Fig. IV.65 - Scénario 1	143
Fig. IV.66 - Scénario 2	144
Fig. IV.67 - Scénario 3	145
Fig. IV.68 - Scénario 4	146

Fig. V.1 - Les variations eustatiques du Dévonien Euraméridica (Johnson, Klapper et Sandberg .1985)	150
Fig. V.2 - Odz 4. Microfaciès F1. Oosparite	152
Fig.V.3 - Photos a et b : Odz-4. Packstone ayant évolué en grainstone par recristallisation	152
Fig. V.4 - Photos a et b. Packstone ayant évolué en grainstone à rares oolithes par diagenèse	153
Fig. V.5 - Akbw-1. Grainstone à oolithes. Fantômes d'organismes recristallisés	153
Fig. V.6 - Photos a et b : F2A : Grainstone, ex-packstone	154
Fig. V.7 - F2B, Photo a : Ozna3 : Grainstone ; Photo b : Ozc.6. Grainstone	154
Fig. V.8 - F3. Photo a. Ozc-3 et Photo b. Ozc-4 : Grainstone, ex-packstone	155
Fig. V.9 - Echantillon Ozc-5. Packstone	156
Fig. V.10 - Photos a et b. F5- Photo a : Akbw-2a. Packstone ; Photo b. Akbw-2b	156
Fig. V.11 - Photo a : Akbb-10. Photo b : Akbc-5. Packstone	157
Fig. V.12 - Photo a : Gbmtc-9. Packstone ; Photo b : Ozca-4. Wackestone	157
Fig. V.13 - Photo a : Abkw-4 : Aspect micropelloïdal de la boue des faciès à stromatactis ; Photo b : Odzc-1. F6 : Ozc4. Packstone à orthocères	158
Fig. V.14 - Photo a : Akbb-15. Wackestone. Photo b : Odz-8. Wackestone, Ostracodes, Tentaculitès, oxyde de fer	158
Fig. V.15 - F8. Photo a. GB5-1. Packstone ; Photo b : Akbb-17. Grainstone. Crinoïdes et Tentaculitès complètement altérés (milieu dioxygène)	159
Fig. V.16 - Modèles de dépôt d'un cortège sédimentaire, a) d'après Haq et Vail ; b) Modèle de dépôt des marges passives développé par le groupe de Stratigraphes d'Exxon (Vail <i>et al.</i> , 1984)	160
Fig. V.17 - Tableau synthétique des différents microfaciès définis dans les sites étudiés	161-162
Fig. V.18 - Architecture d'un mud-mound : bioherme	163
Fig. V.19 - Interprétation séquentielle du LOG AKBW (région de Mékeranne)	164
Fig. V.20 - Interprétation séquentielle du LOG AKBB (région d'Akabli)	165
Fig. V.21 - Interprétation séquentielle du LOG ODZ-4 (région d'Oued Ouzdaf)	166

Fig. V.22 - Interprétation séquentielle du LOG GB5 (région de Gouiret Bou El Mout)	167
Fig. V.23 - Interprétation séquentielle du LOG GSD-18 (région de Gouiret Es Soud)	168
Fig. V.24 - Corrélation des différentes générations de constructions avec la charte eustatique Euramerica de Johnson, Kapper et Sandberg (1985)	169
Fig. V.25 - Graphe synthétique entre tranche d'eau (ou vitesse d'augmentation du niveau marin) et vitesse de construction en fonction du temps, pour la région d'Akabli.	170
Fig. V.26 - Graphe synthétique entre tranche d'eau (ou vitesse d'augmentation du niveau marin) et vitesse de construction en fonction du temps pour la région de Gouiret Es Soud	171
Fig. V.27 - Graphe synthétique entre tranche d'eau (ou vitesse d'augmentation du niveau marin) et Vitesse de construction en fonction du temps pour la région d'Oued Ouzdaf.	171
Fig. V.28 - Analyse du microfaciès MSR-1	173
Fig. V.29 - a et b. MSR-1, équivalent au microfaciès F4: Floastone	174
Fig. V.30 - MSR1-1 : 876 m, F4B	174
Fig.V.31 - Sbaa3, 1338.5 m, F7	175
Fig. V.32 - Sbaa3, 1338.5 m. Faciès F8 à Tentaculitès riches en matière organique, complètement recristallisé et dolomitisé	175
Fig. V.33 - Mjb1-1228.5. Faciès F7 à Tentaculitès et autres bioclastes, complètement recristallisé	175
Fig. V.34 - Modèle sédimentologique de la plate-forme givétienne du bassin de l'Ahnet durant un cycle transgressif	176-177
Fig. V.35 - Modèle sédimentaire proposé	179
Fig. V.36 - Principaux éléments diagénétiques, liés à la porosité, répertoriés sur les lames au microscope optique (Walls et Burrows, 1985)	182
Fig.V.37 - Photos 1 à 6 : Les phénomènes diagénétiques observées en lumière naturelle et polarisée	183-184
Fig.V.38 - Akbc-7 : Photo A. Trois réseaux de fractures F1-F2-F3 sont présents. F1, fermée par de la calcite. F2, fracture ouverte en marche d'escalier décale légèrement F1. F3, fracture ouverte oxydée évoluant vers une stylolitisation – Photo B. la porosité est colorée en bleu de méthyle et met en évidence les réseaux de fractures ouvertes.	185

Fig V.39 - Photo A. Gbmtc-11: la porosité est colorée en bleu de méthyle. Photo B. Ozna-3 : microfracture fermée soulignée en rouge. Allure en marge d'escalier	185
Fig. V.40 - Ciments calcitiques déterminés par la cathodoluminescence	188-189
Fig. V.41 - Illustration du zoning de la dolomite. 2 : Diagramme des concentrations de Mg, Mn et Fe dans la coloration de la dolomite (Pierson, 1981)	190
Fig. V.42 - Phénomènes diagénétiques liés à la porosité observés en cathodoluminescence. Ciments dolomitiques D1, D2, D3, D4	191-192
Fig. V.43 - Position temporelle des différents ciments rencontrés dans les différents sites étudiés	193
Fig. V.44 - Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des ciments calcitiques et des coquilles de Brachiopodes du bassin de l'Ahnet (Kaufmann et Wendt, 2000)	195
Fig. V.45 - Correspondance et environnement diagénétique des différents ciments rencontrés dans le bassin de l'Ahnet (Kaufmann <i>et al.</i> , 2000)	195

- *ANNEXES* -

**Annexe I**

Problématique des mud-mounds  
Zoom sur les mud-mounds de Hmar Laghdad au Maroc

**Annexe II**

Interprétation séquentielle/Analyse séquentielle  
des coupes des régions de GSD, GBMT –AKB- ET ODZ.

**Annexe III**

Cartographie du Dévonien à l'échelle des trois bassins

AIII.1 - Introduction

AIII.2 - Représentation graphique  
des différents étages du Dévonien

AIII.3 - Le logiciel Gridstat

AIII.4 - Modélisation

AIII.5 - Conclusion



## Annexe I – Problématique des mud-mounds

### Zoom sur les mud-mounds de Hmar Laghdad au Maroc

Pour avoir eu la chance, d'étudier dans un autre contexte les mud-mounds de Hmar Laghdad, situés dans l'Anti-Atlas marocain, ces derniers font ici l'objet d'une description plus détaillée que les bioconstructions citées dans le chapitre II.

Les mud-mounds de la région de Hmar Laghdad (Anti-Atlas oriental, Maroc) s'étendent du Praguien au Zlichovien (Emsien) avec une prédominance au Zlichovien supérieur (20 km au SE de la région d'Erfoud – Fig. AI.1).

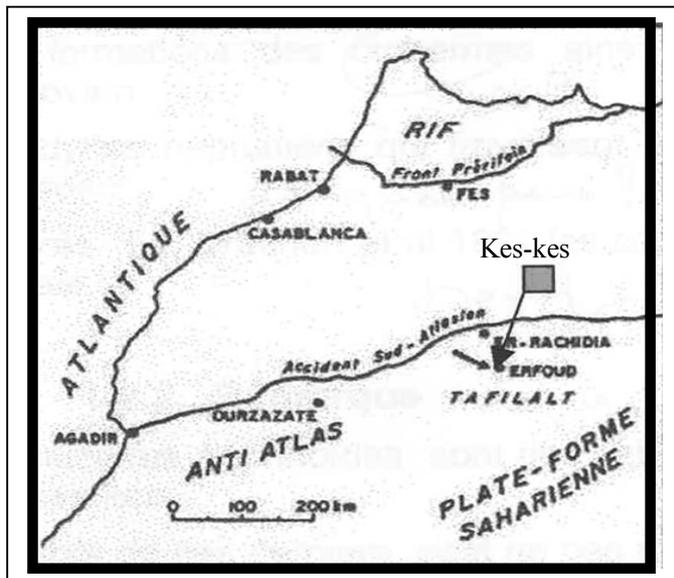


Fig. AI.1 - Carte de position des mud-mounds de Hmar Laghdad - Maroc (Brachert *et al.*, 1992)

#### a) Contexte régional

La région est située au Nord du craton saharien. La fin du Précambrien et le début du Paléozoïque : l'Emsien, l'Eifélien et le Givétien sont caractérisés par des développements récifaux.

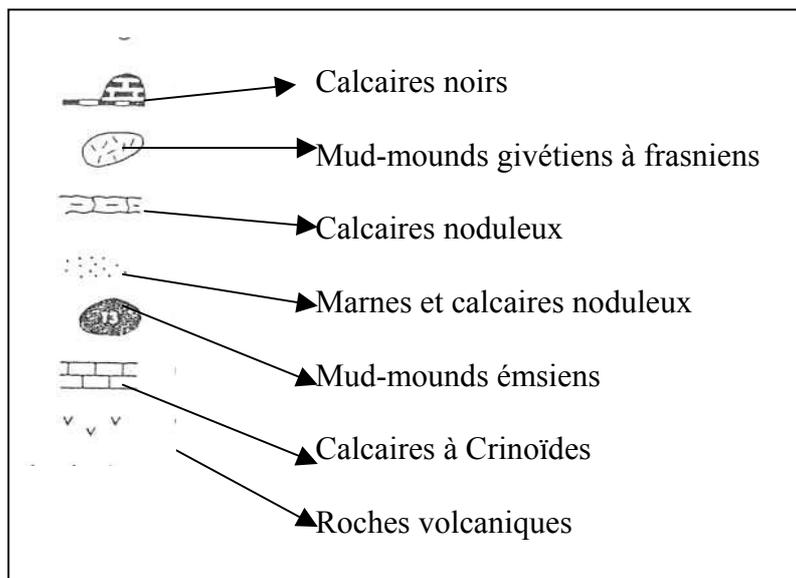
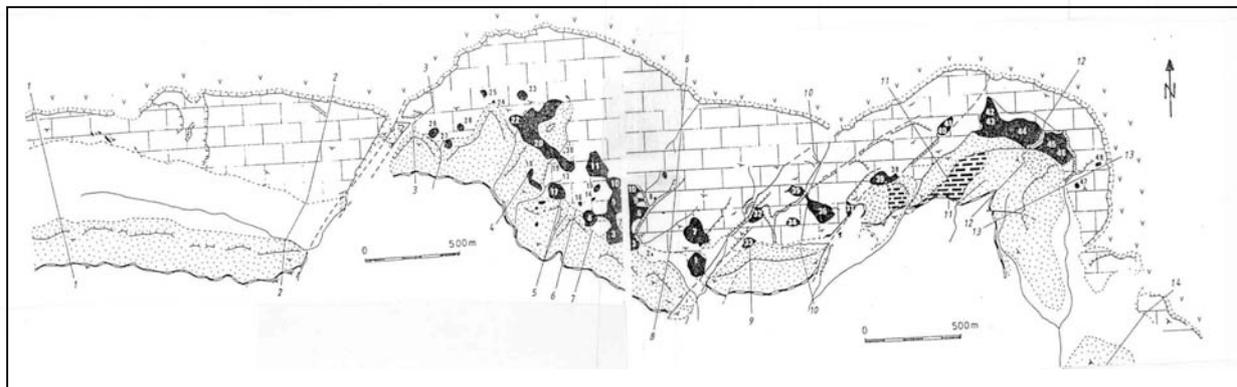


Fig. AI.2 - Carte structurale de Hmar Laghdad (Brachert *et al.*, 1992)

### b) Stratigraphie

La succession stratigraphique des séries de la région de Hmar laghdad comporte les termes suivants :

- 1 - des schistes siluriens épais avec intercalations de calcaires bleutés à Orthocères au sommet (Ludlow) ;
- 2 - au-dessus du Ludlow se superposent des volcanoclastiques qui peuvent atteindre la centaine de mètres (turbidites et coulées boueuses) ;
- 3 - les calcaires à Crinoïdes gris bleuté, divisés en bancs épais associés aux trilobites, tabulés, Tentaculitès, ... la partie sommitale est riche en Orthocères.

Ces calcaires présentent un maximum d'épaisseur dans la partie centrale du monoclinale de Hmar Laghdad. Les corps sédimentaires des calcaires à Crinoïdes sont sous forme de chenaux, de faisceaux obliques progradants, traduisant une pente sud. Les formations des mud-mounds ainsi que les calcaires à Crinoïdes sont datés Zlichovien.

### *c) Description et distribution des récifs*

Les calcaires à Crinoïdes représentent la semelle d'une cinquantaine d'édifices calcaires coniques aux morphologies diverses, très impressionnants, isolés ou coalescents. Ces calcaires présentent un maximum d'épaisseur au centre de Hamar Laghdad et s'amincissent de part et d'autre. Leur taille est très variable. La hauteur varie de 1 à 100 m et leur diamètre peut atteindre 100 m. La forme est souvent dissymétrique à flancs hauts et abrupts vers le Nord et plus doux vers le Sud.

- Constitution de la formation des Kess-Kess

La constitution de la formation des Kess-Kess peut être résumée ainsi, de la base vers le sommet (Fig. AI.3) :

- La sous-zone 1 (25 m) est caractérisée par une prédominance de calcaires bioclastiques wackestones-packstones, riches en Crinoïdes et trilobites, ostracodes et éventuellement des Eponges et parfois des algues et Coraux.
- La sous-zone 2 (10 m). Ce niveau est caractérisé par une dizaine de mètres d'épaisseur avec une dominance de coraux Favosites et Auloporides. Des veinules de calcite sont communes dans cette unité. Ce sont des packstones bioturbés avec beaucoup de Crinoïdes et trilobites. La taille des bioclastes est nettement plus petite que dans l'unité 1.
- La sous-zone 3 : les niveaux sont caractérisés par une fraction plus grossière des bioclastes. Ce sont des calcaires à Crinoïdes, ostracodes, orthocères et des Coraux solitaires ; les niveaux argileux sont riches en trilobites.
- La sous-zone 4 est constituée de calcaires à Crinoïdes et des Coraux du genre Favosites.
- La sous-zone 5 : ce sont également des calcaires à Crinoïdes, plus grossiers que précédemment, avec la présence de Coraux rugueux et solitaires.
- La sous-zone 6 : les coraux sont plus importants en nombre mais toujours associés à des calcaires à Crinoïdes.

Au-dessus des biohermes, nous retrouvons plus de 30 m de marnes riches en Coraux, trilobites, tabulés, Brachiopodes et céphalopodes ; contrairement aux calcaires à Crinoïdes les épaisseurs de ces marnes augmentent à la périphérie des constructions et peuvent atteindre 100 m.

- Enfin, la série se termine par les calcaires et argiles bitumineux du Frasnien et du Famennien.

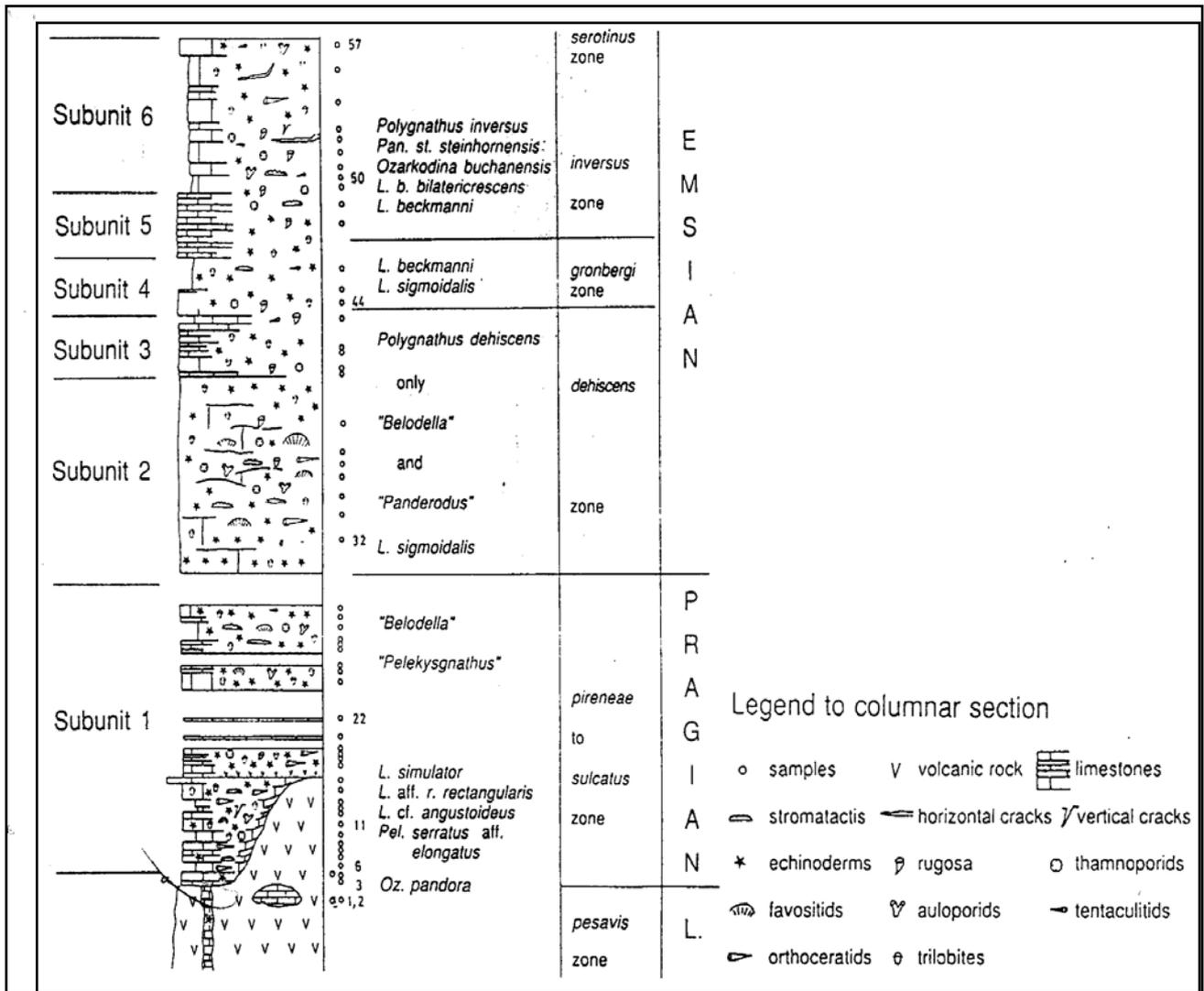


Fig. AI.3 - Coupe schématique illustrant les différentes zones d'un Kess-Kess (Brachert *et al.* 1992)

d) Modèles sédimentaires

- Le modèle de Brachert *et al.* (1992)

Selon Brachert *et al.* (1992), l'origine et le développement des mud-mounds de Hmar-Laghdad sont régis par des facteurs externes et internes. Les facteurs externes sont représentés par l'existence du paléorelief d'origine volcanique, la présence de courant de fond orientés, ainsi que la fluctuation du niveau de la mer. Les facteurs internes sont d'origine biologique : les organismes ont bénéficié de conditions écologiques favorables.

Brachert *et al.* accordaient une importance particulière aux niveaux volcano-clastiques qui auraient constitué un promontoire sous-marin (Fig. AI.4). La présence de courant de fond orientée, l'occurrence de tempêtes répétées, la fluctuation du niveau marin ainsi que les facteurs biologiques sont responsables de l'édification des récifs de Hmar Laghdad.

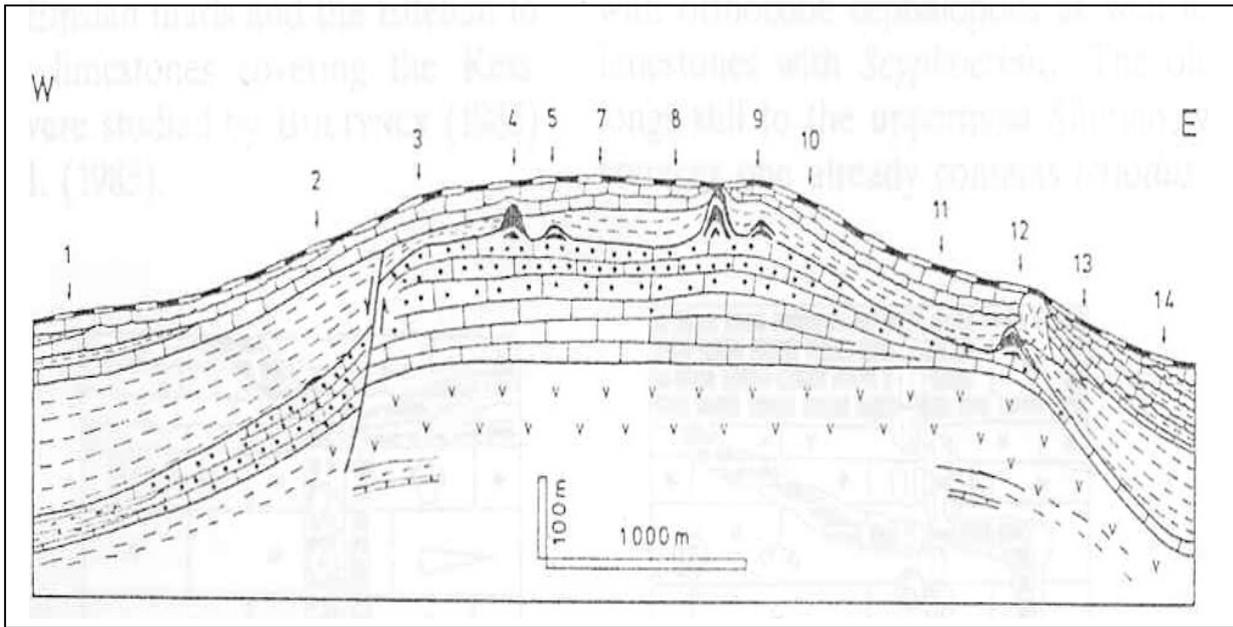


Fig. AI.4 - Coupe structurale à travers Hmar Laghdad Le trait de corrélation est le niveau volcano-clastique (Brachert *et al.*, 1992).

- Le modèle de Montenat *et al.* (1996)

Le cadre morphostructural et son évolution contemporaine ont joué un rôle prépondérant dans la formation des Kess-Kess. En fait la structuration de la région de Hmar Llaghdad est traversée par un réseau de failles orientées principalement NE-SW (Fig. AI.5). Les faisceaux F1 et F3 délimitent la partie du massif occupée par les récifs. Les volcano-clastiques mis en place sous forme d'écoulement gravitaire et parfois mobilisés par des glissements sous-marins en masse, signalent la permanence d'une pente dirigée vers le Sud. Cela veut dire que la zone d'accumulation des volcano-clastiques était en fait une zone déprimée et non un haut fond comme l'ont prôné les anciens écrits. Le réseau de failles F1 a maintenu l'existence d'une zone déprimée orientale qui permet d'expliquer l'épaississement des calcaires à Crinoïdes.

Pendant l'épisode de fracturation majeure, il y a eu flexuration de ce compartiment vers le Sud. Selon Montenat la hauteur maximum des mud-mounds est de 50 m, elle est équivalente à l'effondrement de cette partie de la région. Cette structuration a conditionné donc la construction de ces édifices.

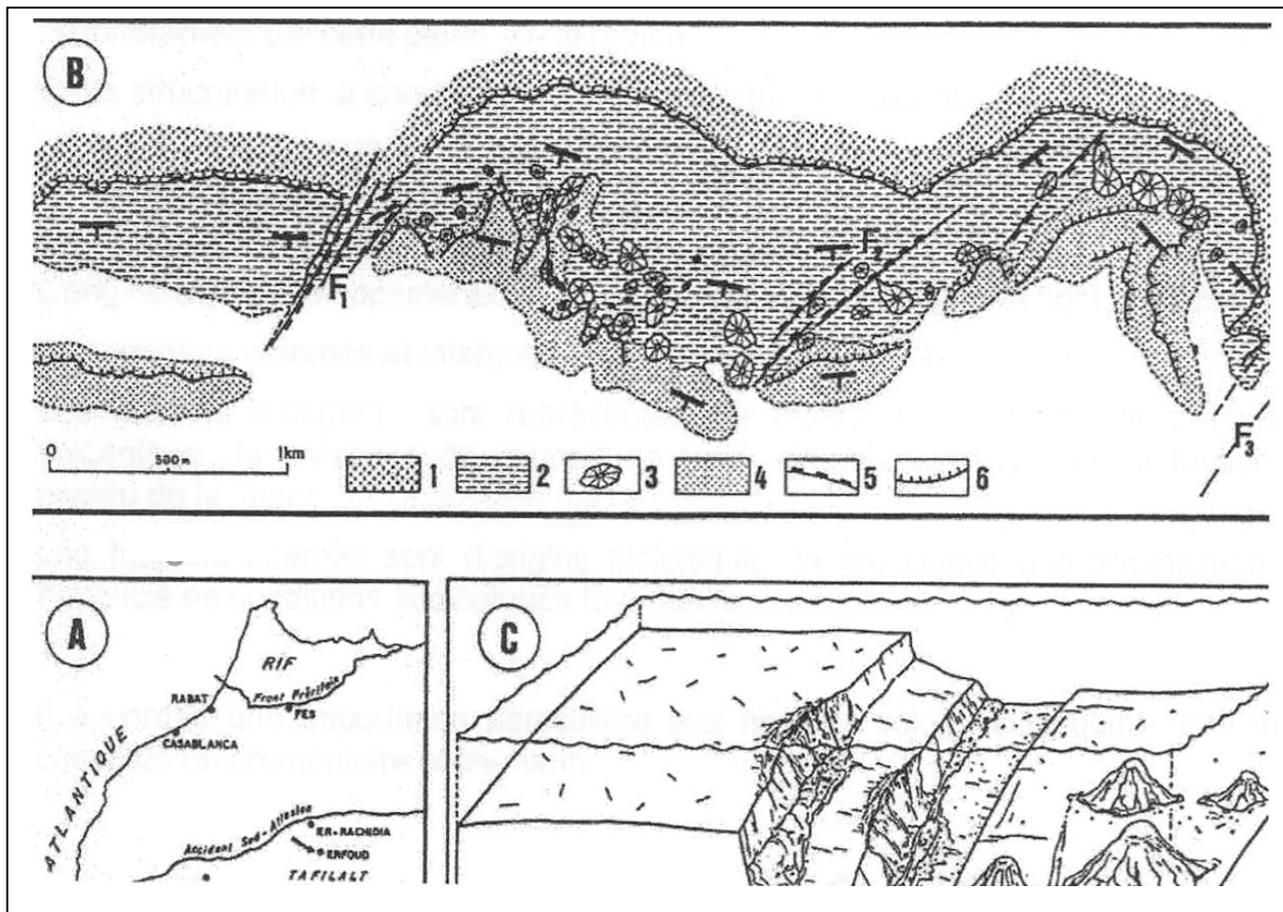


Fig. AI.5 – Modèle de construction selon Montenat *et al.* (1996)

A : Localisation du secteur - B : Schéma géologique de la partie centrale de Hmar Laghdad. - C : Représentation schématique du dispositif morphostructural lors de l'édification des mud-mounds. 1 : volcano-clastiques, 2 : calcaires à Crinoïdes, 3 : mud-mounds, 4 : dépôts dévoniens post-mounds, 5 : principales failles à jeu éo-dévonien, 6 : cuesta, F1-F2-F3 : principaux faisceaux de failles.

- Avis personnel

Sur la photo (Fig.AI.6) nous voyons, du Sud vers le Nord, grossièrement deux alignements de récifs selon une direction E-W. Les calcaires à Crinoïdes servant de couverture pour la partie sud de la région est en même temps semelle pour la partie nord. De par cette constatation nous en déduisons qu'il y a eu au minimum deux générations de construction, probablement dues aux fluctuations du niveau marin ou à l'instabilité du bâti structural. La tranche d'eau a changé pendant la construction. Cette migration des récifs constatée vers le Nord suppose l'existence d'une pente sud pour l'optimisation de la construction.

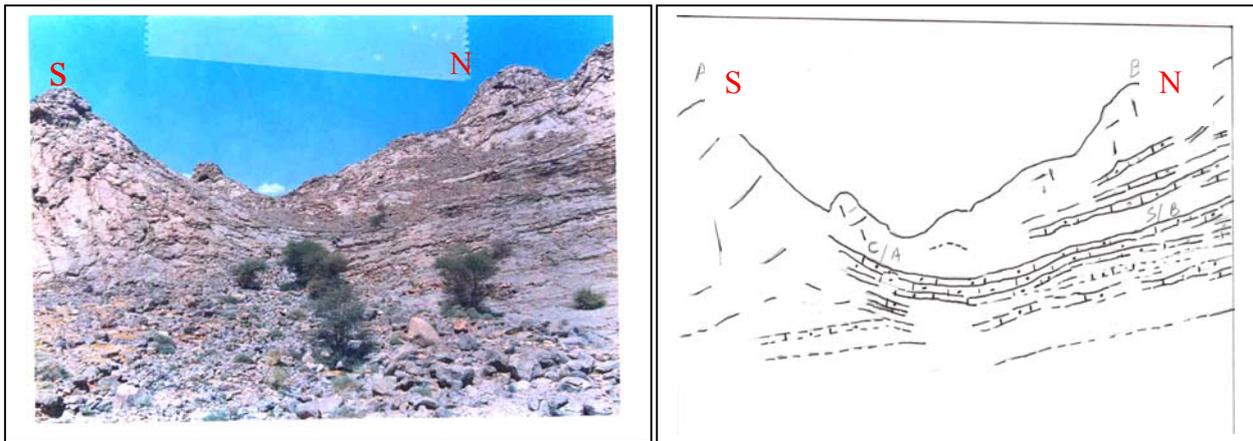


Fig. AI.6 - Affleurement et alignement des mud-mounds. Schéma interprétatif.

Une faille NE-SW cisaille un des récifs en plein centre (Fig. AI.7). Des boues micritiques de couleur rouge sont retrouvées à l'intérieur de l'édifice. La région est connue pour être un endroit à grande sismicité, comme en témoigne l'existence des séries volcano-clastiques citées précédemment. Cette instabilité favorise les injections de boue et les circulations d'eau chaude (Belka, 1998). Ces zones de circulation d'eau chaude ont également joué un rôle dans l'environnement et ont peut-être permis la prolifération des organismes constructeurs.

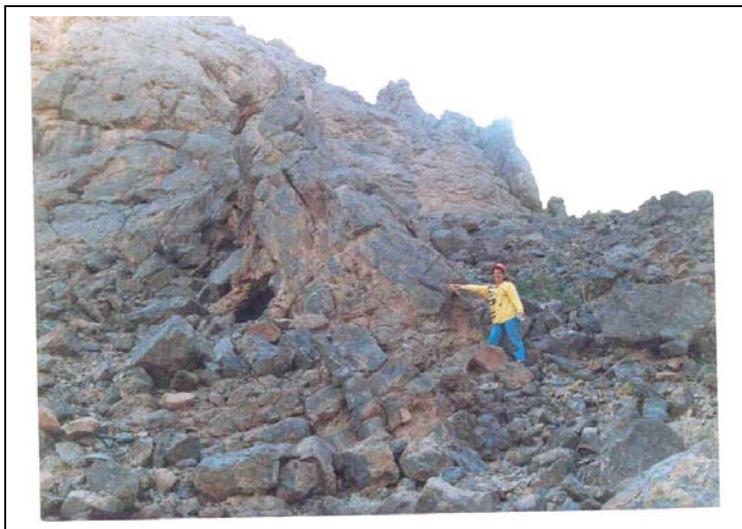


Fig. AI.7 - Injection de boue micritique à l'intérieur d'un récif.

### *e – Conclusion*

Les conditions qui ont favorisé l'installation des récifs de Hmar Laghded sont d'abord environnementales comme l'indiquent Brachert *et al.* (1992). Les organismes constructeurs, essentiellement des coraux, ont nécessité de la lumière, de la nourriture et un substrat. La tectonique synsédimentaire a également joué un rôle important :

- Existence d'une zone haute mais suffisante pour faire proliférer les organismes constructeurs.
- La tranche d'eau du niveau marin est maintenue au Zlichovien, malgré cette incessante instabilité.

## Annexe II - Interprétation séquentielle

### - Analyse des faciès et microfaciès de certains affleurements

Les résultats des coupes qui n'ont pas été intégrés dans le chapitre de l'Interprétation séquentielle sont présentés dans cette annexe II :

- pour la région d'Akabli (AKBC) nous avons défini une séquence complète et une partielle (Fig. AII.1) ;
- pour la région d'Oued Ouzdaf nous avons défini deux séquences complètes et une partielle pour ODZ-3 (Fig. AII.2), deux séquences complètes et une partielle pour ODZ-2 (Fig. AII.3), une séquence partielle pour ODZ-1 (Fig. AII.4),
- pour la région de Gouiret Bou El Mout, trois séquences complètes pour GBMTC (Fig. AII.5).

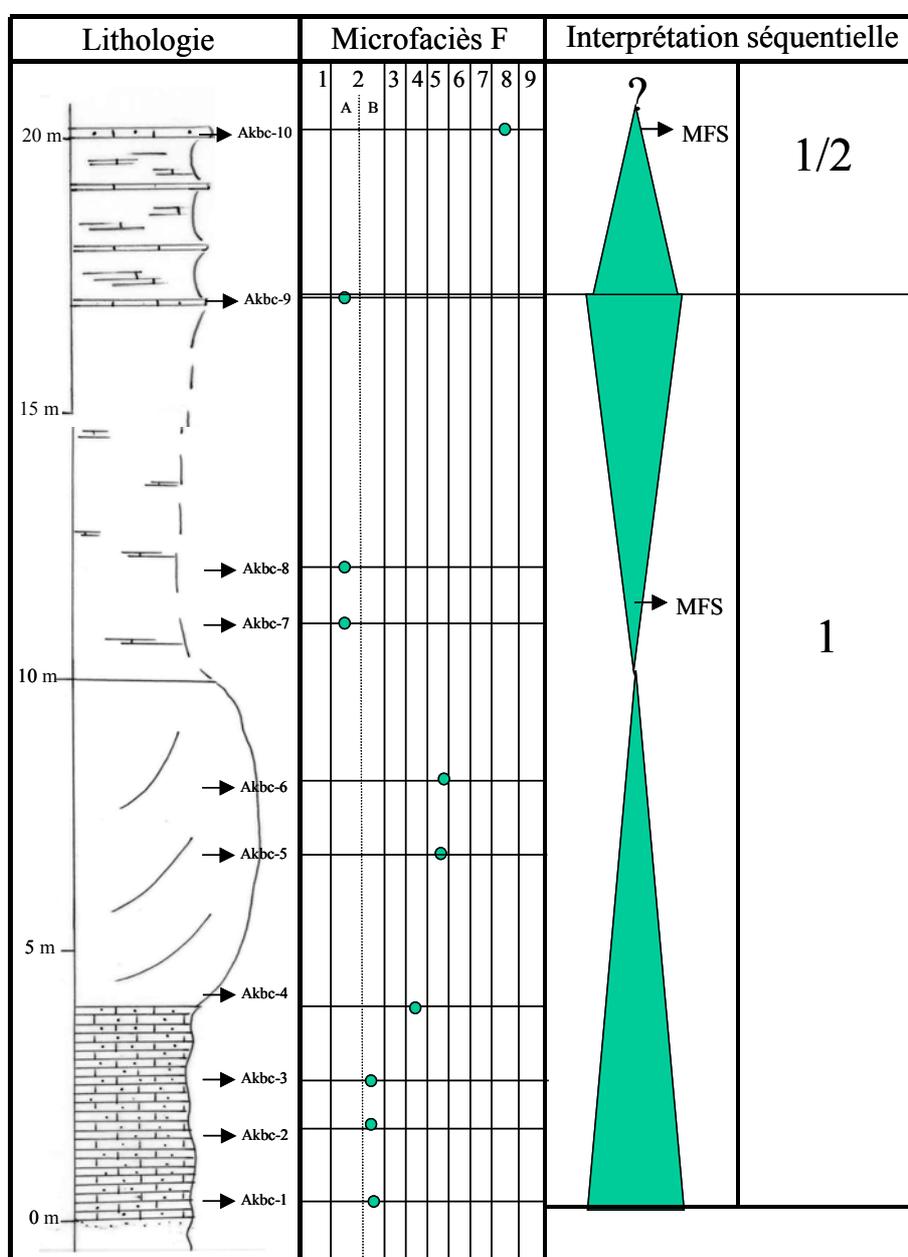


Fig. AII.1 - Interprétation séquentielle du Log AKBC.



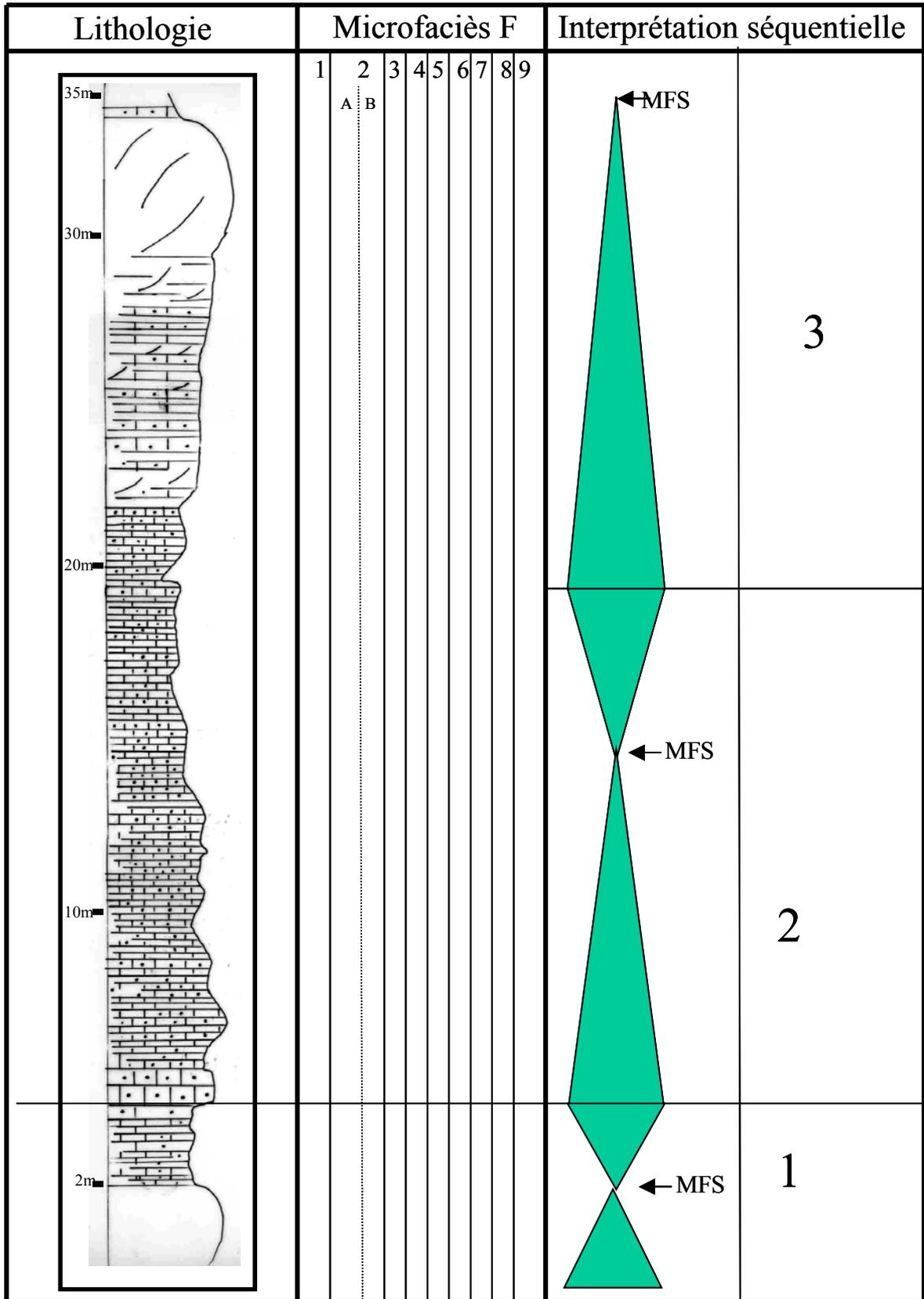


Fig. AII.3 - Interprétation séquentielle du Log ODZ-2

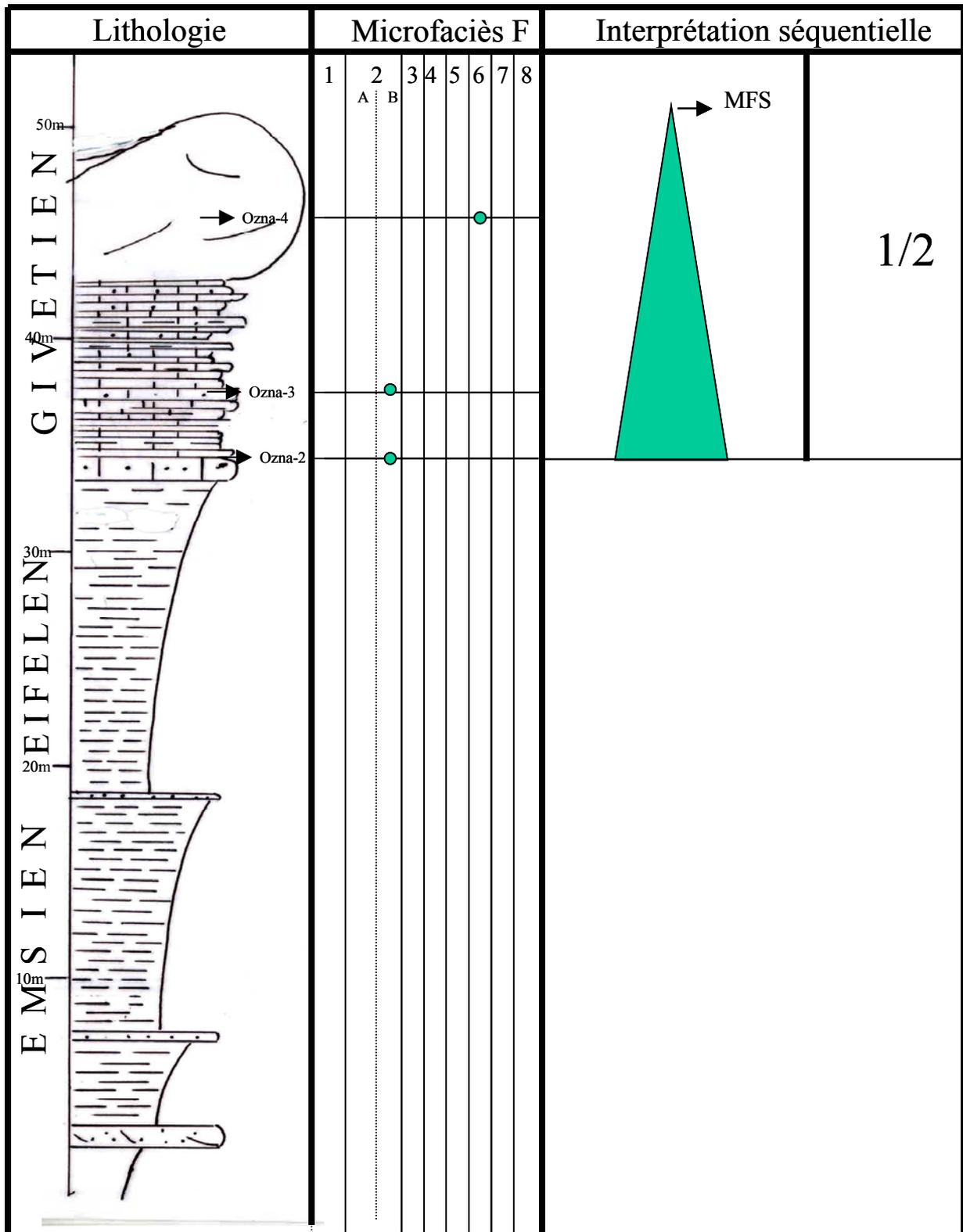


Fig. AII.4 - Interprétation séquentielle du LOG ODZ-1

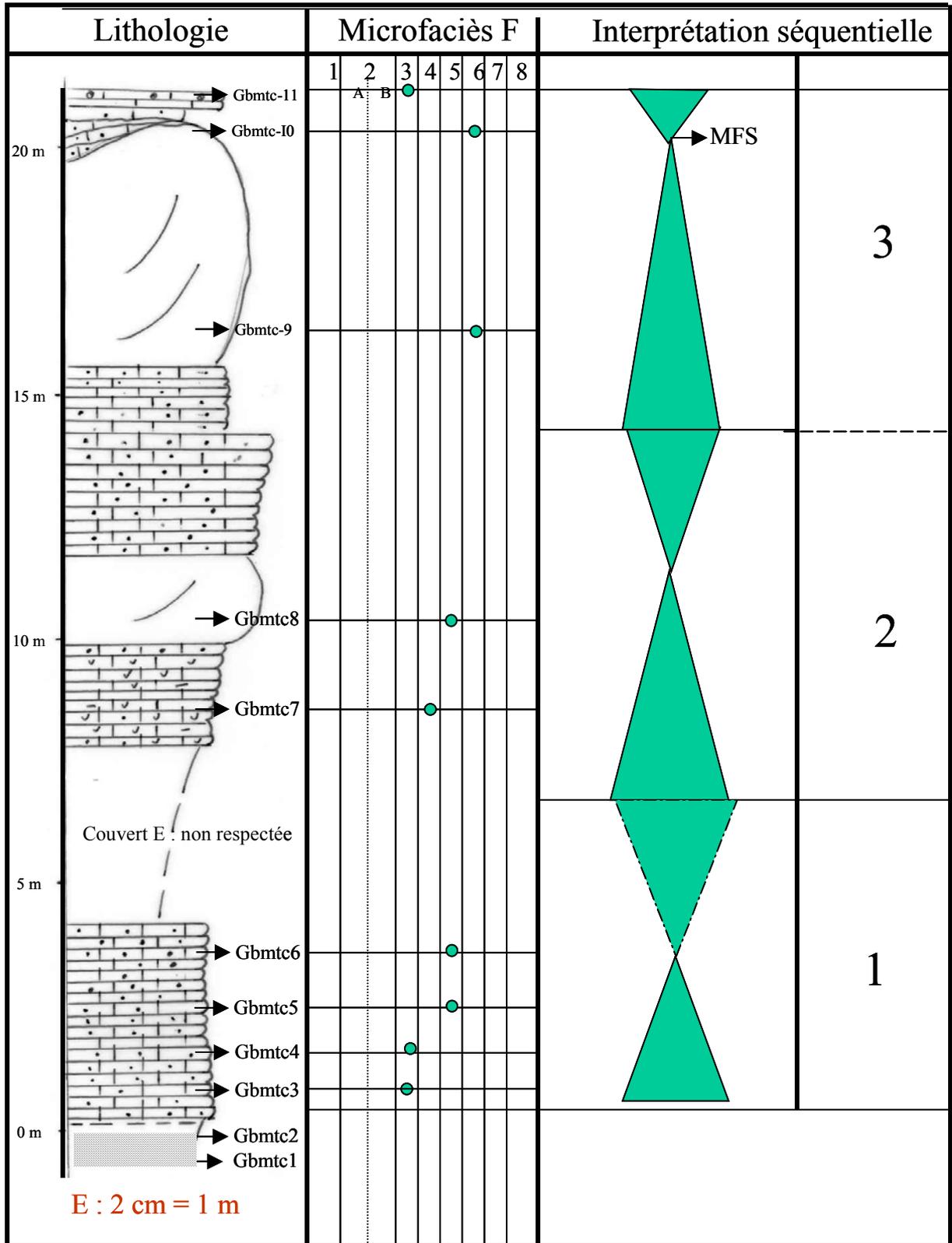


Fig. AII.5 - Interprétation séquentielle du Log GBMTC

- Analyse de faciès et microfaciès de certains sondages carottés dans le Givétien

Les carottes 36 et 37 du sondage TOT-1 sont essentiellement argileuses ; des bancs centimétriques à décimétriques de calcaire argileux ont fait l'objet d'échantillonnage. Le microfaciès F8 est largement dominant (Fig. AII.6)

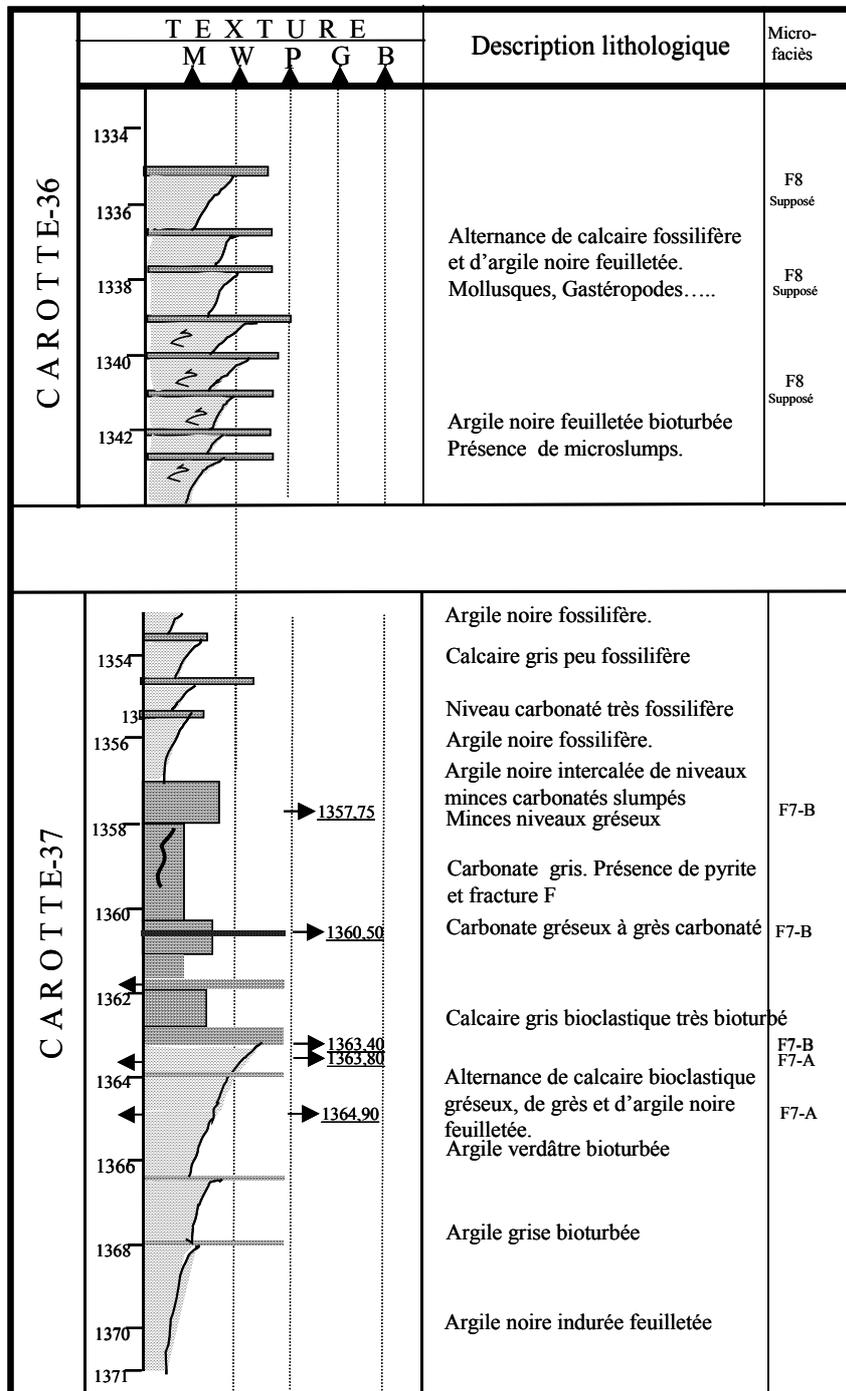


Fig. AII.6 - Description et analyse du microfaciès du sondage TOT-1

La carotte 1 du sondage MSL-1 est entièrement carbonatée et est représentée par des calcaires gris bioclastiques. Les bioclastes sont constituées d'Algues encroûtantes, Stromatopores, Bryozoaires, Coraux et bioclastes divers. Le sommet de la carotte est représenté par des calcaires grossiers à Crinoïdes, rosâtres (Fig. IIA.7).

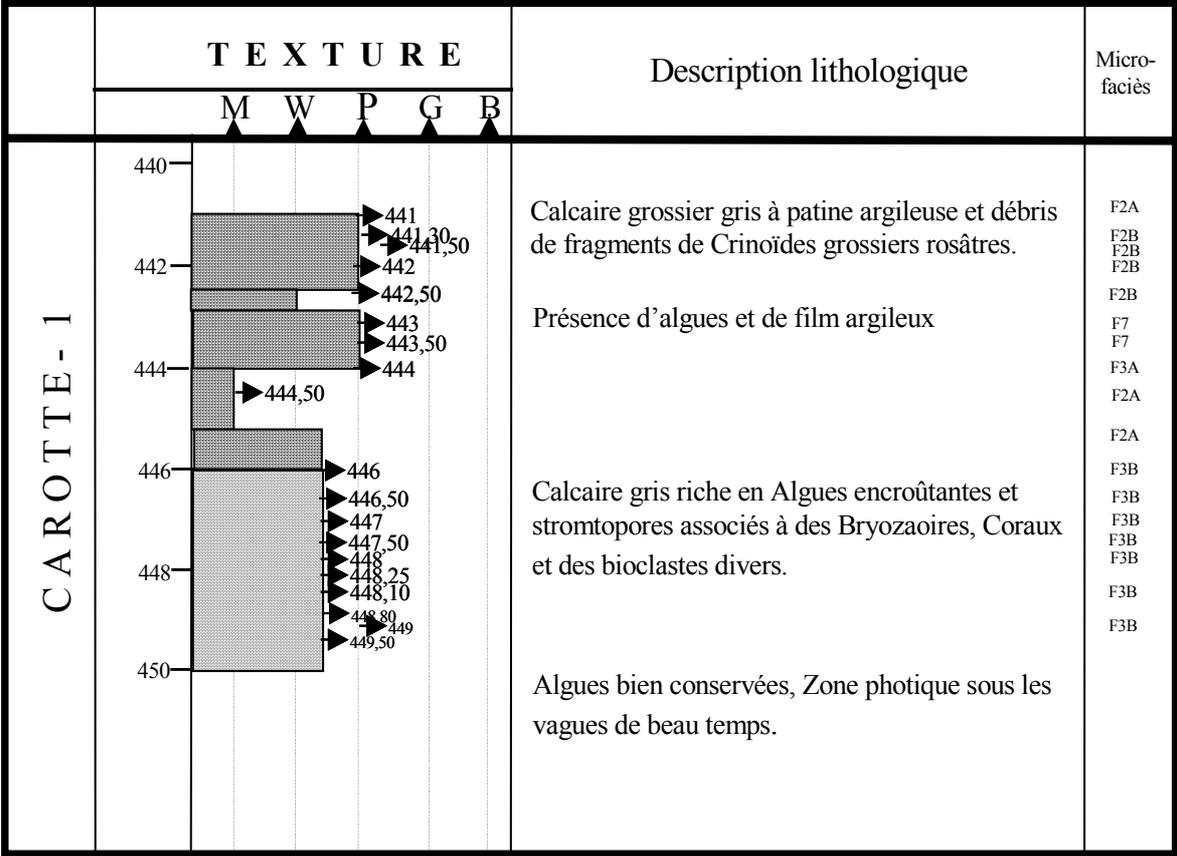


Fig. AII.7 - Description et analyse du microfaciès du sondage MSL-1.

La carotte 10 du sondage SBAA est formé d'une alternance de calcaire et d'argile. Les calcaires sont compacts et fossilifères, de taille centimétrique. sont essentiellement argileuses. Des bancs centimétriques à décimétriques de calcaire argileux ont fait l'objet d'échantillonnage ; le microfaciès F7-F8 est largement dominant (Fig. AII.8)

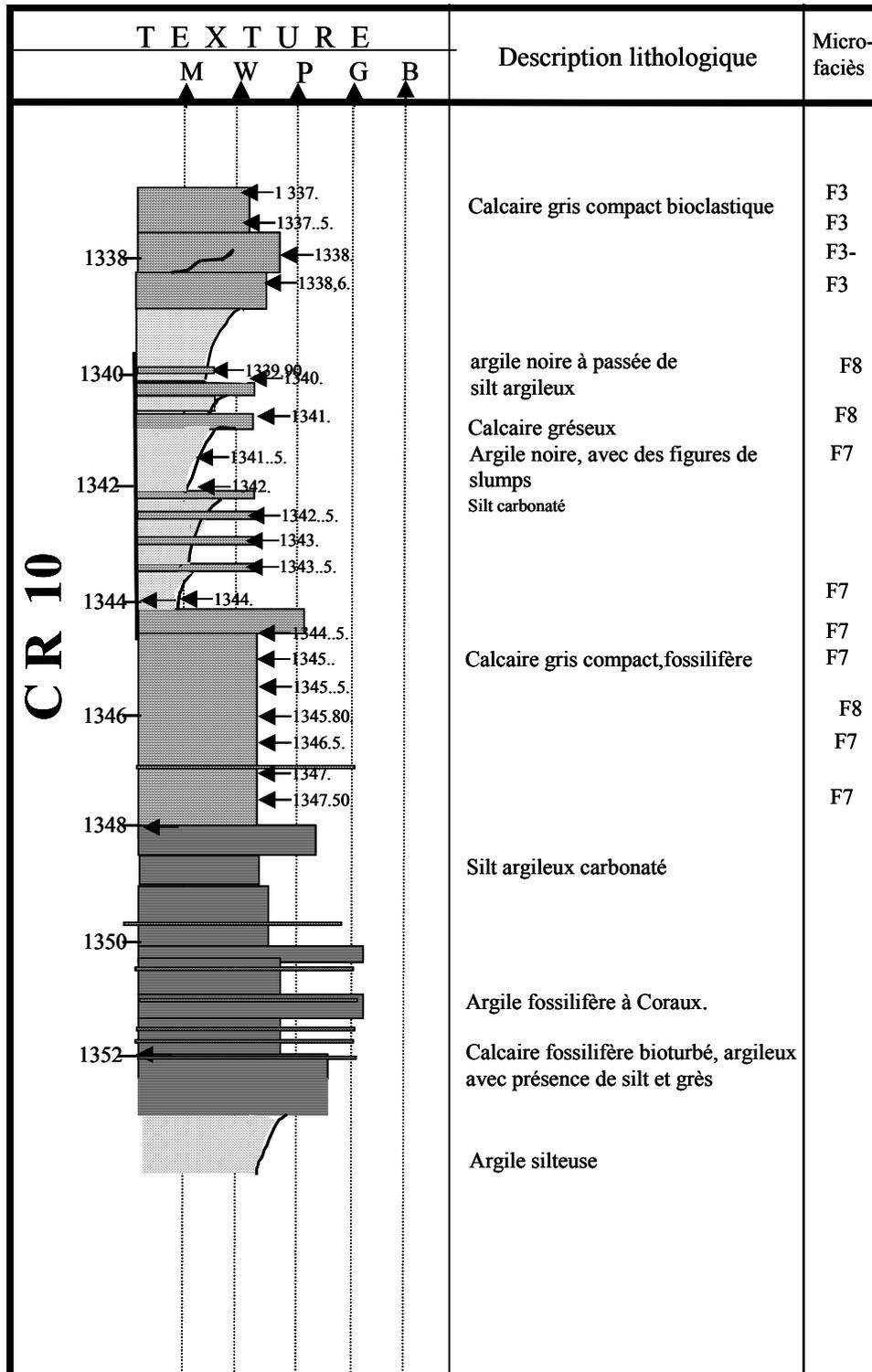


Fig. AII.8- Description et analyse du microfaciès du sondage SBAA 3

Les carottes 16-17-18 du sondage DECH-1 sont formées d'une alternance de calcaire en bancs centimétriques et d'argile. Les niveaux argileux sont dominants ainsi que le microfaciès F8 (Fig. AII.9).

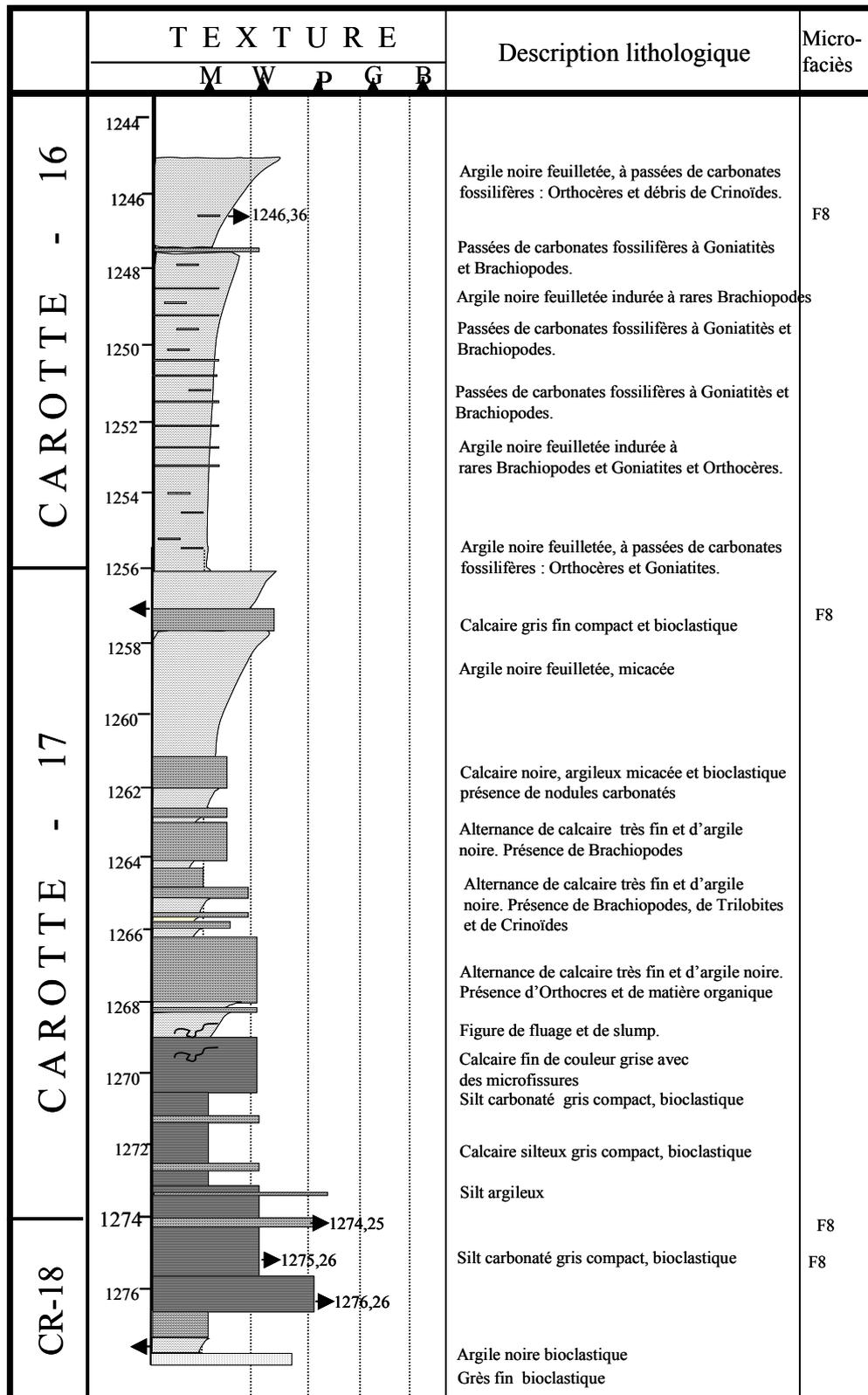


Fig. AII.9 - Description et analyse du microfaciès du sondage SBAA-3

Les carottes 8, 9 du sondage HMN-1 sont à dominance argileuse. On n'y retrouve que le microfaciès F8 (Fig. AII.10).

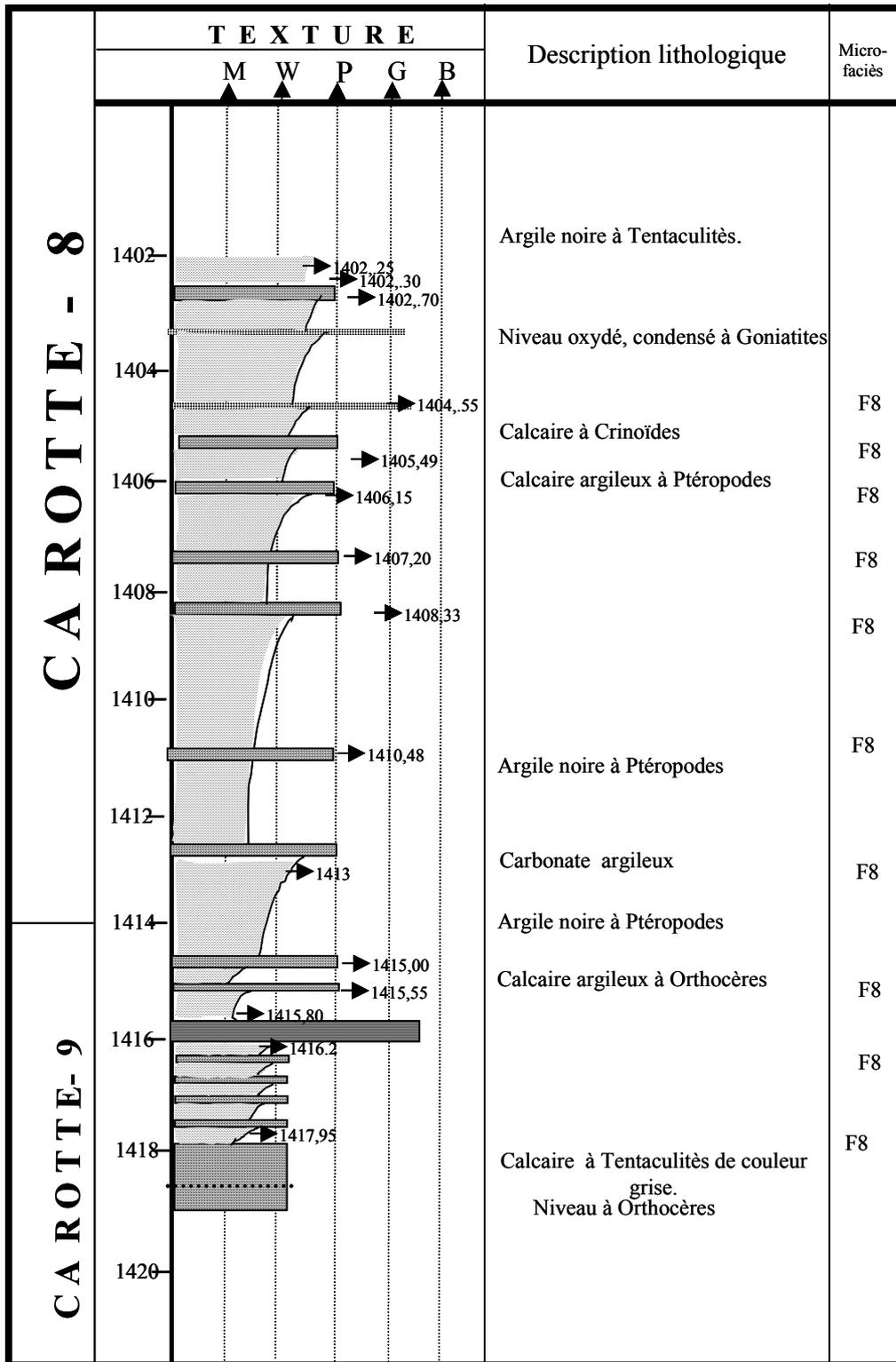


Fig. AII.10 - Description et analyse du microfaciès du sondage HMN-1

Les carottes 2 du sondage OFN-1 sont complètement carbonatées. Les bioclastes sont diversifiés et nombreux ; Mollusques, Brachiopodes, Trilobites... On retrouve essentiellement le microfaciès F7 (Fig. AII.11).

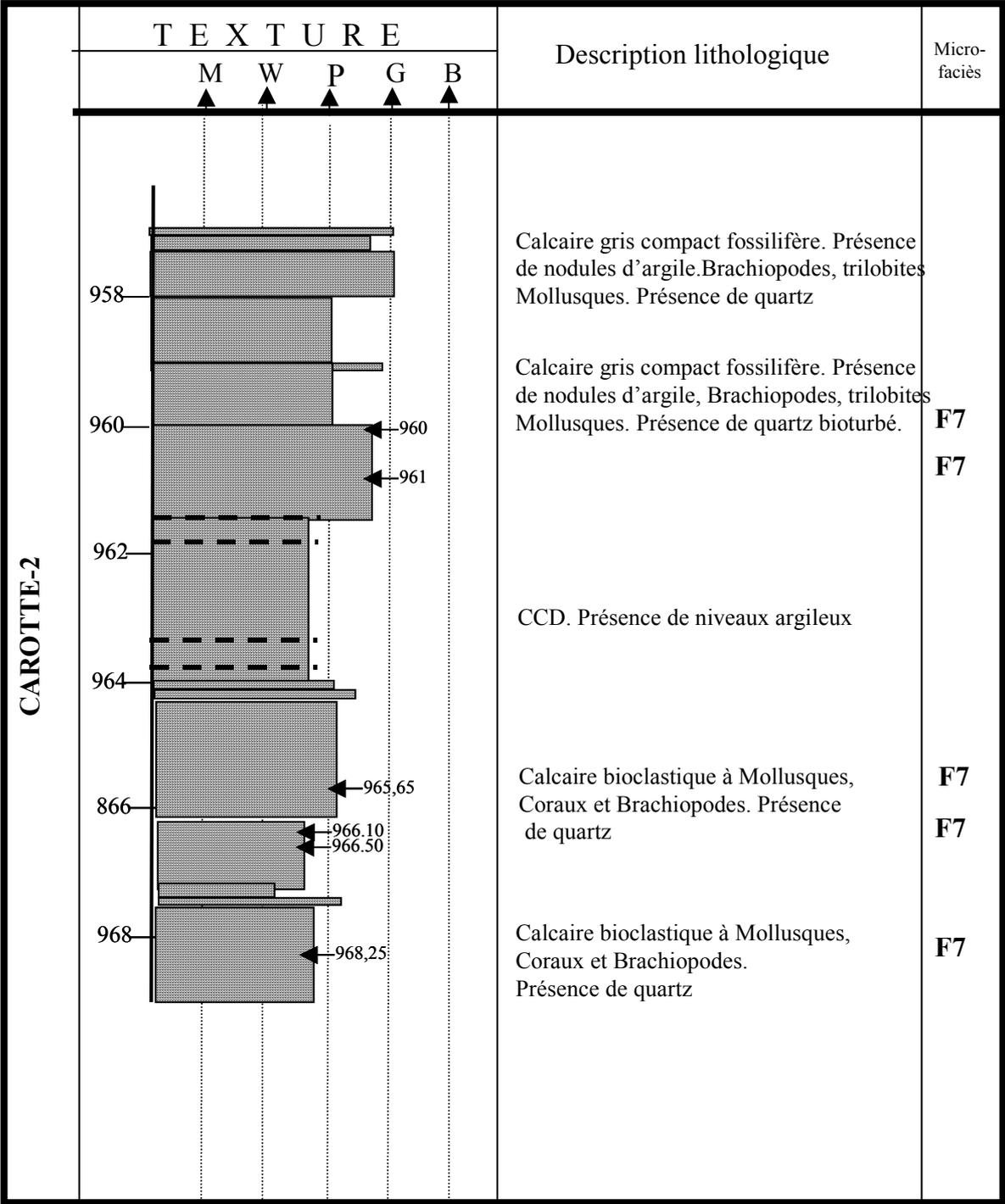


Fig. AII.11- Description et analyse du microfaciès du sondage OFN-1

Les carottes 5 et 4 du sondage OFN-1 sont à majorité argileuse. Les quelques bancs carbonatés sont analysés et les microfaciès retrouvés sont F7, et F8.

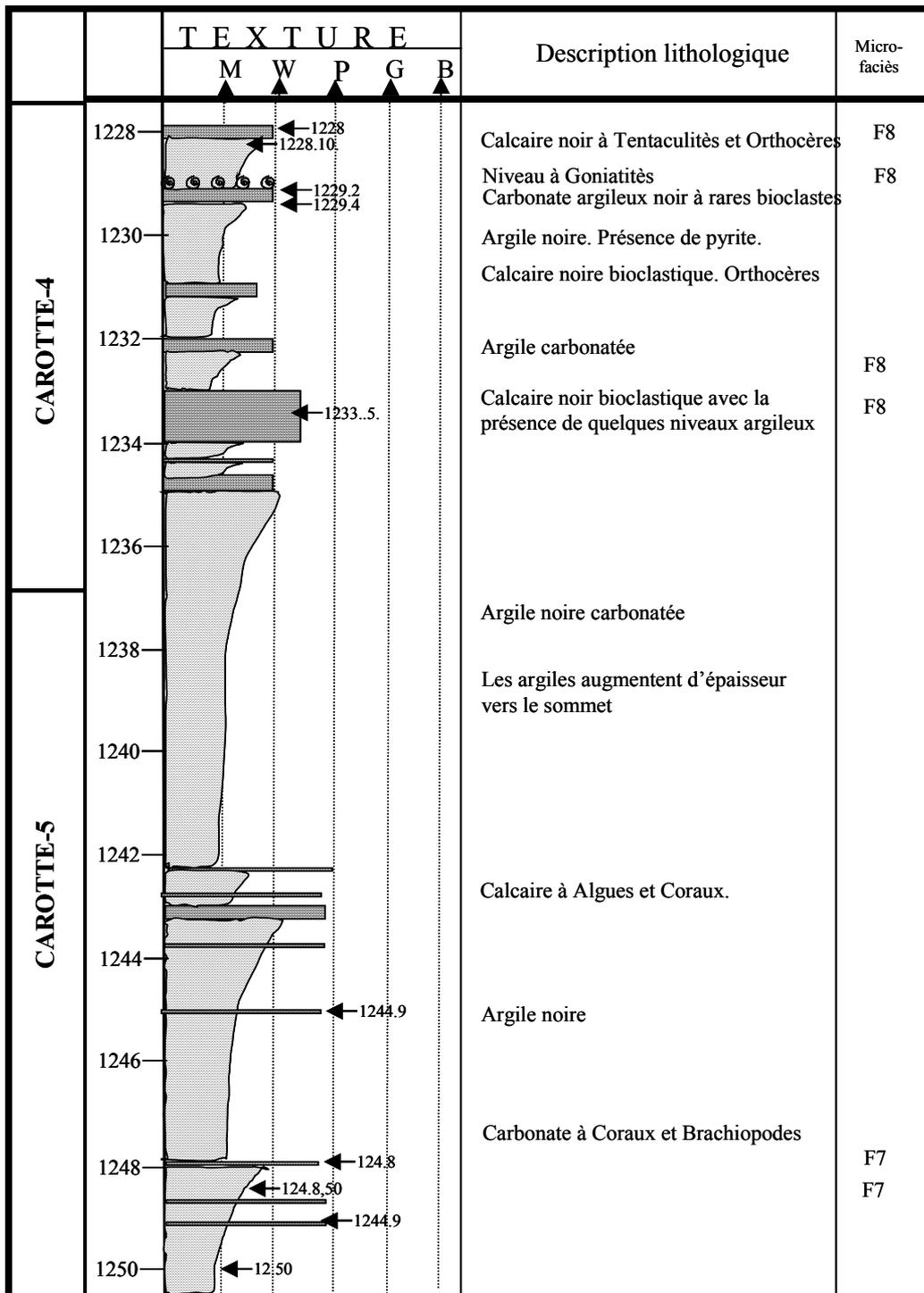


Fig. AII.12 - Description et analyse du microfaciès du sondage MJB 1.

# Annexe III - Cartographie du Dévonien à travers les bassins de l'Ahnet, Timimoune, et de Reggane

---

## *Extension des carbonates*

AIII.1 - INTRODUCTION

AIII.2 - REPRESENTATION GRAPHIQUE DES DIFFERENTS ETAGES DU DEVONIEN

AIII.3 - LE LOGICIEL GRIDSTAT

AIII.4 - MODELISATION

### Résultats

AIII.5 - CONCLUSION

## AIII.1 – INTRODUCTION

---

Ce chapitre contribue à donner une vision sur la répartition spatiale du Dévonien en générale et le Givétien en particulier dans les bassins de l'Ahnet, de Timimoun et de Reggane. La détection de niveaux à stromatactis en subsurface par la sismique 2D s'est révélée infructueuse. Comme nous l'avons signalé dans les chapitres précédents les édifices ont des épaisseurs de l'ordre du mètre à quelque dizaines de mètres (1 à 60 m), donc inférieures au pouvoir de résolution de la sismique classique et de son maillage.

Pour pallier cet inconvénient on a eu recours à une étude géostatistique afin de connaître l'extension des carbonates et savoir à quelles lois elle obéit. On a utilisé le logiciel « GRIDSTAT » qui utilise une simulation conditionnelle.

### Méthodologie

#### 1- Choix des sondages

Pour ce faire une cinquantaine de sondages ont été sélectionnés. Ces derniers ont été, dans la majorité des cas, carottés dans le Givétien. En plus de la description des carottes dans le Givétien, les diagraphies les plus usuelles (GR-DT) ont été utilisées afin de voir l'évolution spatiale des faciès au cours du Dévonien.

En fait, l'utilisation de GRIDSTAT, logiciel de statistiques, divise la région en blocs, et avec un maillage plus ou moins serré, corrèle d'un point et un autre pour en déduire la lithologie la plus fiable.

Des paramètres pondérés ont été choisis pour faire tourner le logiciel : nous savons que le gamma ray varie de 0 à 150 api, le sonic évolue de 40 à 140  $\mu\text{s}/\text{f}$ .

Pondérations des caractères : pour le gamma ray les grès propres sont évalués entre 30 et 35 API, les argiles franches au delà de 135 API.

Pour le Sonic, nous avons estimé que nous avons des carbonates purs entre 40 et 50  $\mu\text{s}/\text{f}$ . Au-delà de ces valeurs le faciès se charge de marne pour devenir franchement marno-carbonaté à franchement marneux. Le minima et le maxima des valeurs (le cut off) ont été optimisés sur la base des différents logs consultés pour la modélisation.

Les sondages utilisés sont : TIO2, TEH1, TGF1, BRDA, DJHN1, MSR1, ZRFW1, ZRF3, HMN1, AFF1, MSL1, SMH1, KB2, MSR1. (voir Fig. AIII.1).

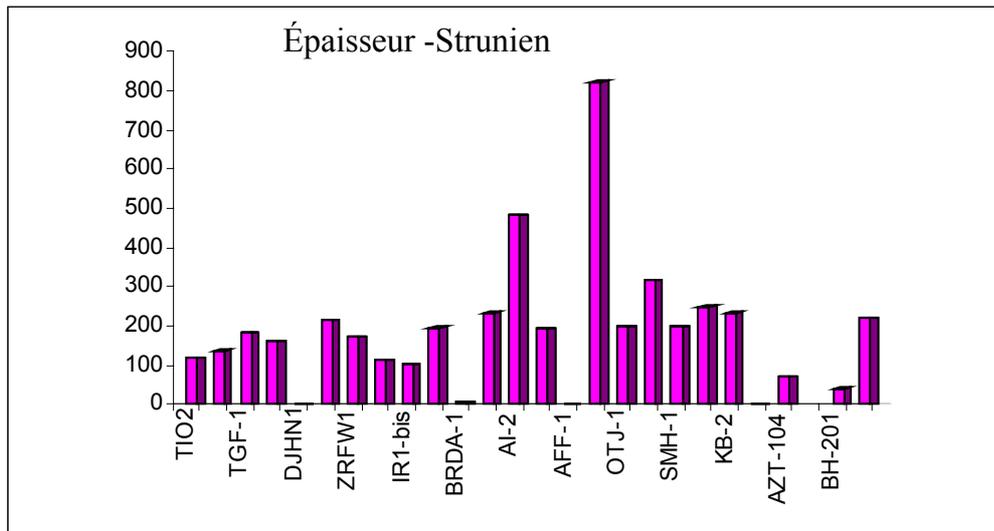
Côtes Sondages	Namurien	Strumien	Faméni en	Frasnien	Givétien	Ei ffe li en	Emsien	Si egé ni en	Gé di ni en
TIO2	1441,5	1804,5	2873,5	3033	3080	3107,5	3256	3465	
TEH1	1550	1667	2300	3099	3120	3173	3333	3450	3548
TGF-1	563	700	1548	1830	1900	1956	2019	2150	2262,5
BRDA2	1274	1455	2041	2388	2439	2558	2625	2830	3005
DJHN1	2700	2862	3550	4288	4330	4356	4631	4720	4738
MSR1			576	855	879	955	1002	1070	1221
ZRFW1	1307,5	1523,5	1978	2090	2159	2193	2250	2574	2789
ZRF-3	1168	1341	1799	1874	1967	1989	2032	2446	2656
IR1-bis	802,5	916	1486	1854,5	1885	1997,5	2052	2134	2407,5
TIO-1	1470	1572	2855	3027	3040	3096	3037	3447	
BRDA-1	1255	1450	2031	2340	2400	2537	2622,5	2303	3068
ANTE-1	0	6,5	53	403	420	427	460	543	654
AI-2	963	1197	1749	2058	2107,5	2225	2285	2497	2669
HMN-1	0	482	1162	1383	1417	1493	1495	1765	2033
AFF-1	1254	1447,5	2037	2353	2401	2520	2582,5	2791	2945
MSL-1	0	0	386,5	434,5	457	538,5	590	690	788
OTJ1		822	1228	1669	1685	1762,5	1817,5	1912	2115
DRI-1	990,5	1190	1733	2073	2138	2247	2304	2490	2668
SMH-1	152	468	1323	1502	1533	1613	1683	1967	2168
TGF-2	575	773	1617	1944,5	1961,5	2051	2113,5	2184	2369
KB-2	1770	2020	2478	2700	2743	2788	2864	3195	3365
TIT-2	1223	1457	2531	2800	2847	2993	3021	3106	3324
AZT-104	0	0	0	10	150	220	3021		
TI-1		70	300	655	710	780	880	980	1340
BH-201	0			260	310	340	400	520	640
AZT-103	10	50	70	130	162	211,2			
LTNE-1	1477	1696	1844	2025	2030	0	0	0	0

Fig. AIII.1 - Récapitulatif des côtes diagraphiques des limites d'étages

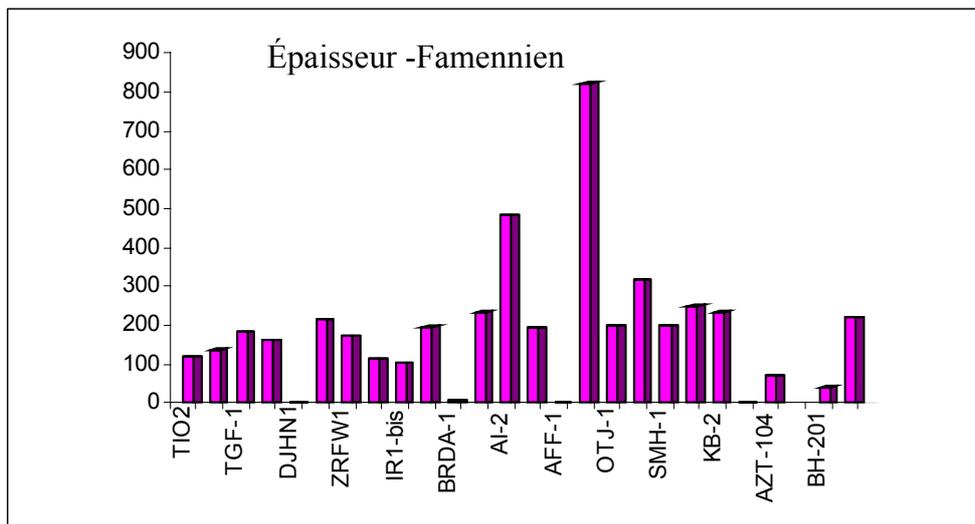
## AIII.2 - REPRESENTATION GRAPHIQUE DES DIFFERENTS ETAGES DU DEVONIEN

Pour une meilleure visualisation des fichiers numériques, les données sont présentées sous forme d'histogrammes (Fig. AIII.2).

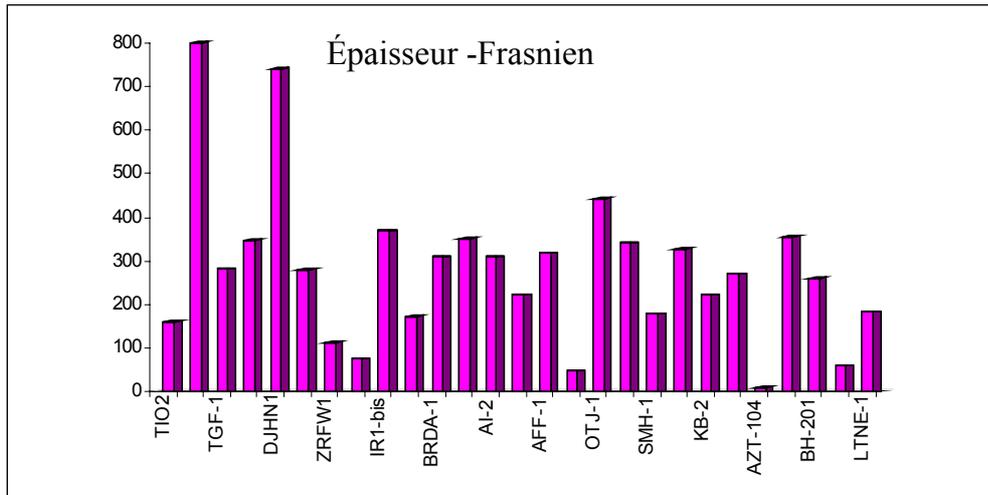
a)



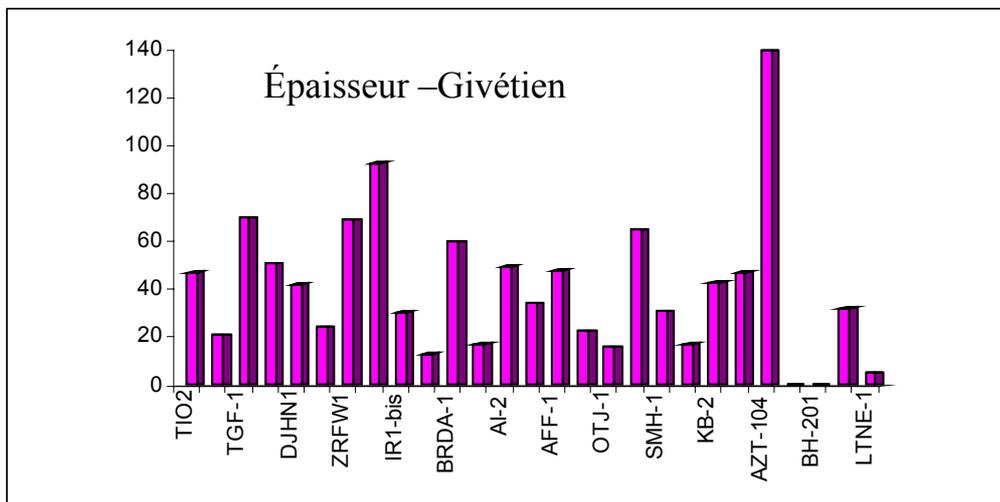
b)



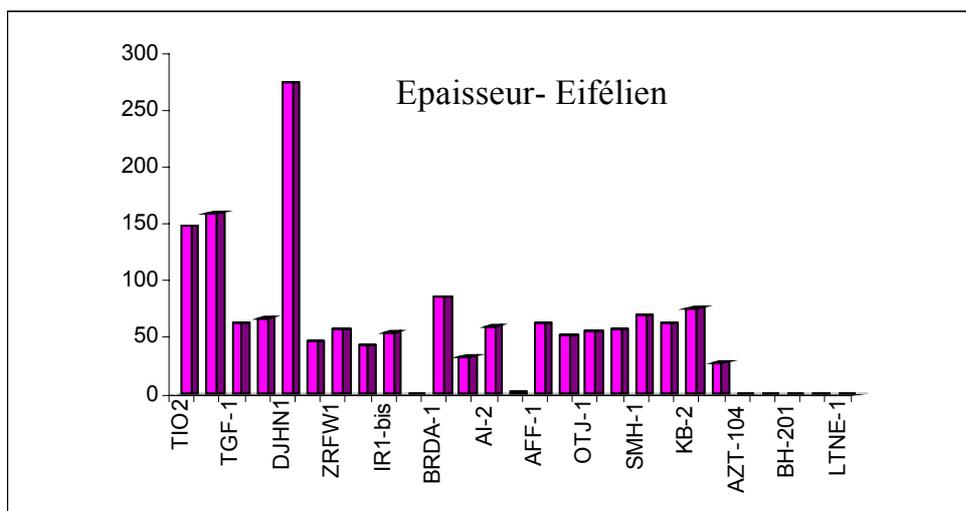
c)



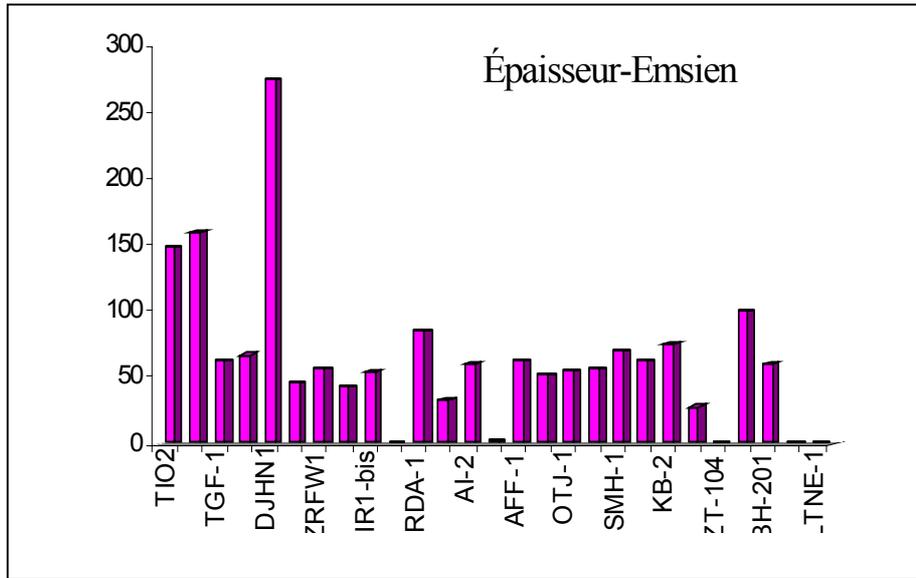
d)



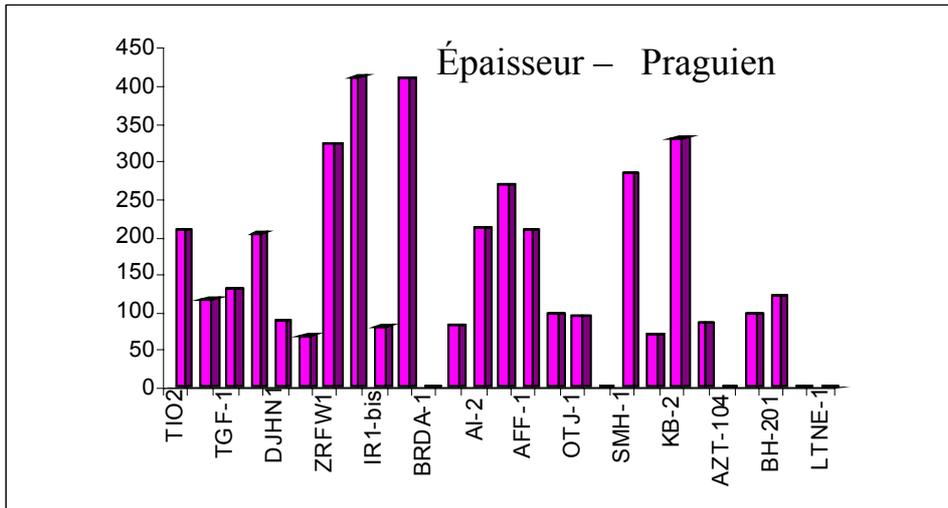
e)



f)



g)



h)

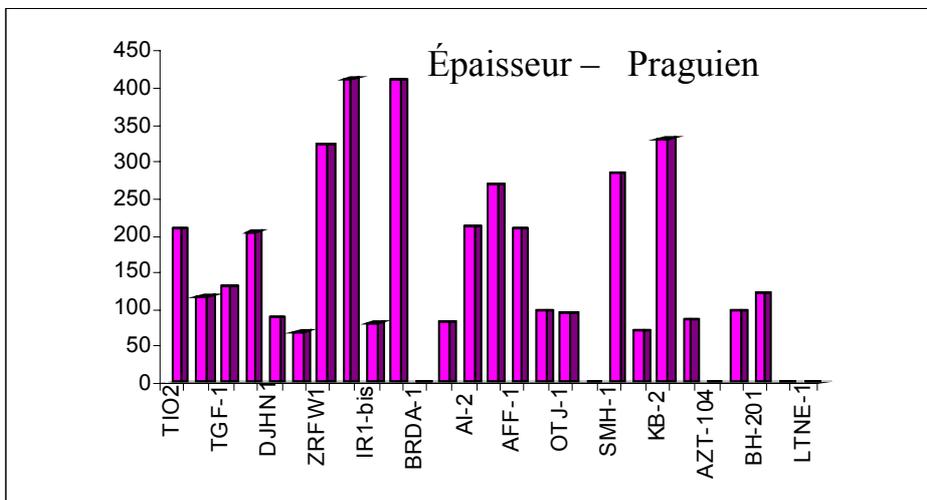


Fig. AIII.2 a à h - Représentation graphique des différents étages du Dévonien

### AIII.3 – LE LOGICIEL GRIDSTAT

---

Nous allons présenter succinctement les différentes étapes de travail du logiciel :

- La digitalisation des logs de diagraphie (Sonic et Gamma Ray), en utilisant un logiciel de numérisation de Schlumberger (NDS), Les valeurs des épaisseurs sont des valeurs actuelles .
- la préparation de la base de données,
- la préparation des fichiers de données au puits et de positionnement
- l'utilisation de l'outil de modélisation 3D

*a) Exemple de préparation du fichier DT (numérisation des diagraphies et exemple de deux sondages AFF.1-OTJ.1 )*

Le spacing de la numérisation est de 25 cm.

WELL = AFF1 EASTING =350101 NORTHING =3 167487 KB =4 36.5 LOG = DT  
DEPTH DT  
1075            108,32  
1075,25        108,849  
1075,5         108,849  
.

WELL = OTJ1 EASTING = 343231,3 NORTHING = 3139750 KB = 435.54 LOG = DT  
DEPTH DT  
1762,5328      66,913  
1762,6852      77,383  
1762,8376      78,456

*b) Exemple de préparation du fichier GR (numérisation des diagraphies et exemple de deux sondages AFF.1- OTJ.1)*

WELL = AFF1 EASTING = 350101 NORTHING = 3167487 KB = 436.5 LOG = GR  
DEPTH GR  
1075            114,6  
1075,25        117,8  
1075,5         111  
1075,75        109,8

#### Préparation des fichiers marqueurs - Dévonien supérieur, moyen et inférieur (Fig. AIII.2)

Exemple : Le Dévonien supérieur.

AFF1	DEV_sup	1254
OTJ1	DEV_sup	822
SMH1	DEV_sup	152
TGF1	DEV_sup	575
BRDA1	DEV_sup	1255
ZRF3	DEV_sup	1168
MSR1	DEV_sup	576
ZRFW1	DEV_sup	1307.5
KB#2	DEV_sup	1770

TEH1	DEV_sup	1550
TIO2	DEV_sup	1441.5
ANTE1	DEV_sup	6.5
AI2	DEV_sup	963

La même procédure a été appliquée pour le Dévonien inférieur et moyen.

c) Contrôle de la base de données (DATA QC) : Fig. AIII.3

- Vérification de la position des puits (Xmin, Ymin, Xmax et Ymax)
- Vérification des statistiques du paramètre à modéliser (Minimum, maximum, écart-type, variance)
- Vérification de l'évolution verticale du paramètre

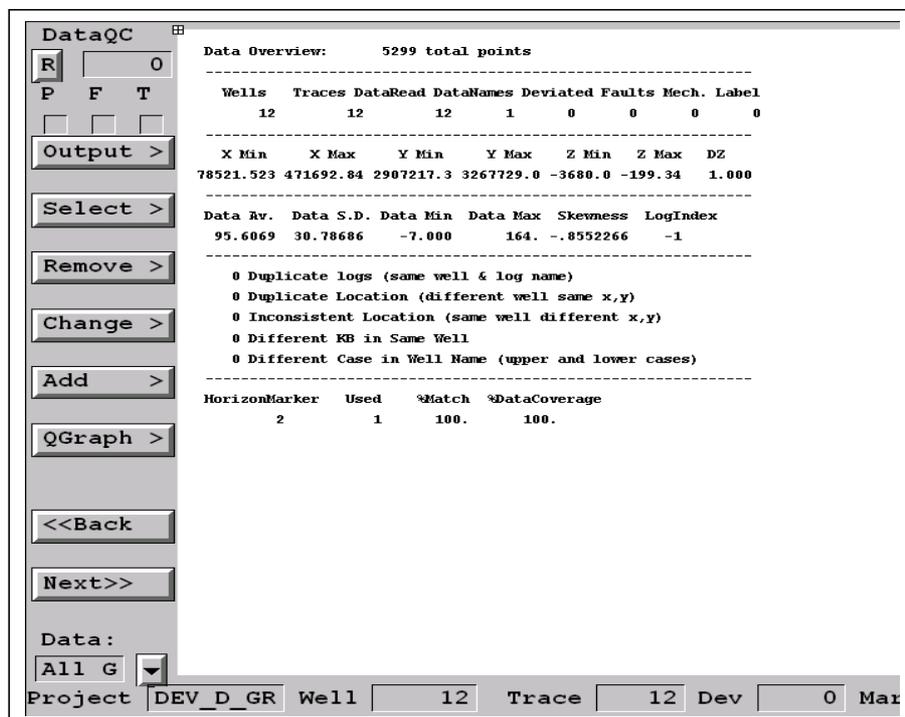


Fig. AIII.3 – Exemple de fiche de contrôle de données (DATA QC)

d) Analyse structurale des variogrammes

- Variogramme vertical
  - $\gamma(h) : 1/2N * \Sigma(X_{i+1} - X_i)^2$
  - $\gamma(h)$  : variance
  - N : Lag (m)
  - $X_{i+1}$  : Variable dans la position i+1

Le calcul des variogrammes expérimentaux des différents paramètres (GR et DT) pour les différents niveaux (Dévonien inférieur, moyen et supérieur) a été fait en utilisant l'équation citée ci-dessus dans le but de déduire les paramètres palier et portée qui traduisent la variabilité spatiale.

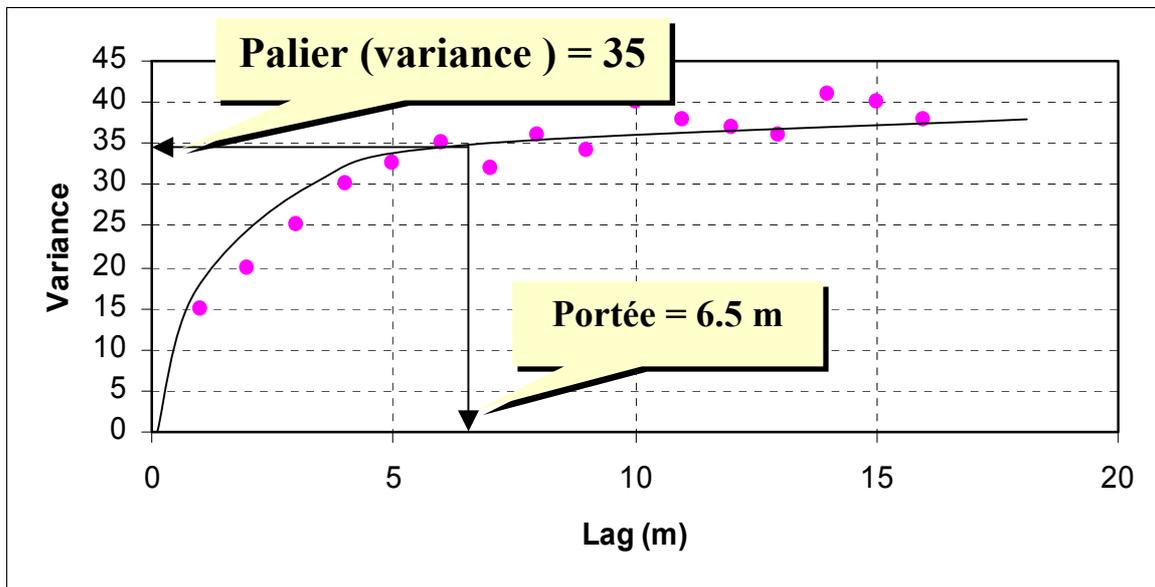


Fig. AIII.4 - Exemple de variabilité spatiale du Dévonien moyen (palier et portée)  
La variance traduit le degré d'hétérogénéité et la portée à partir de laquelle on n'observe plus de variabilité. Cela se traduit géologiquement par l'apparition d'un même faciès.

*e) Interprétation des variogrammes*

• Variogramme vertical (Fig. AIII.5)

L'analyse du variogramme a montré trois micro-structures :

- une stabilité vers 22 m
- la seconde à 40 m
- la troisième à 70 m

La succession des structures se traduit géologiquement par une hétérogénéité due à la variation de faciès. Un second phénomène est remarquable sur le variogramme de GR : c'est un effet de trou très accentué apparaissant entre 85 et 110 m. Géologiquement cela se traduit par une très grande variabilité spatiale.

- Variogramme horizontal (Fig. AIII.5)

L'analyse du variogramme horizontal a montré une stabilité vers 3500 m ; cela signifie une homogénéité latérale.

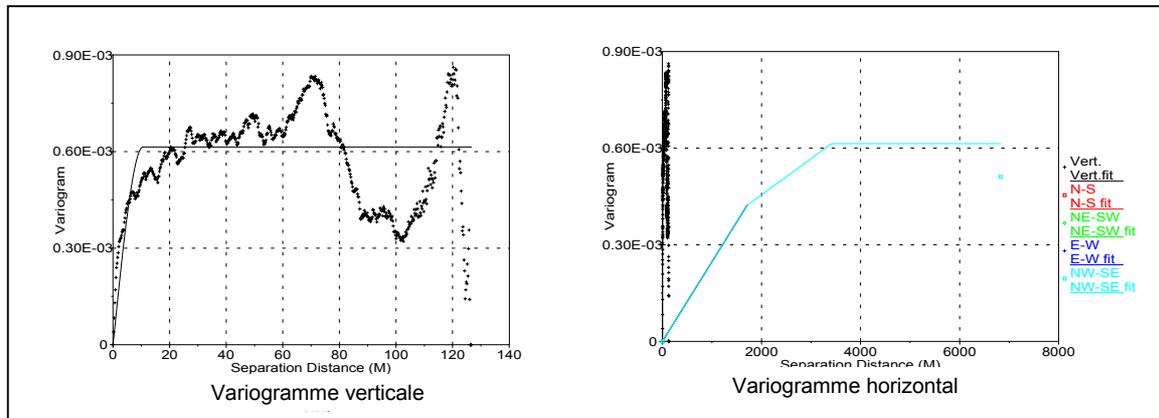


Fig. AIII.5 – Représentation graphique des variogrammes vertical et horizontal

f) Calcul de la fonction de distribution (Fig. AIII.6)

- Calcul des fréquences par classe
- Etablissement de la fonction de distribution CDF.

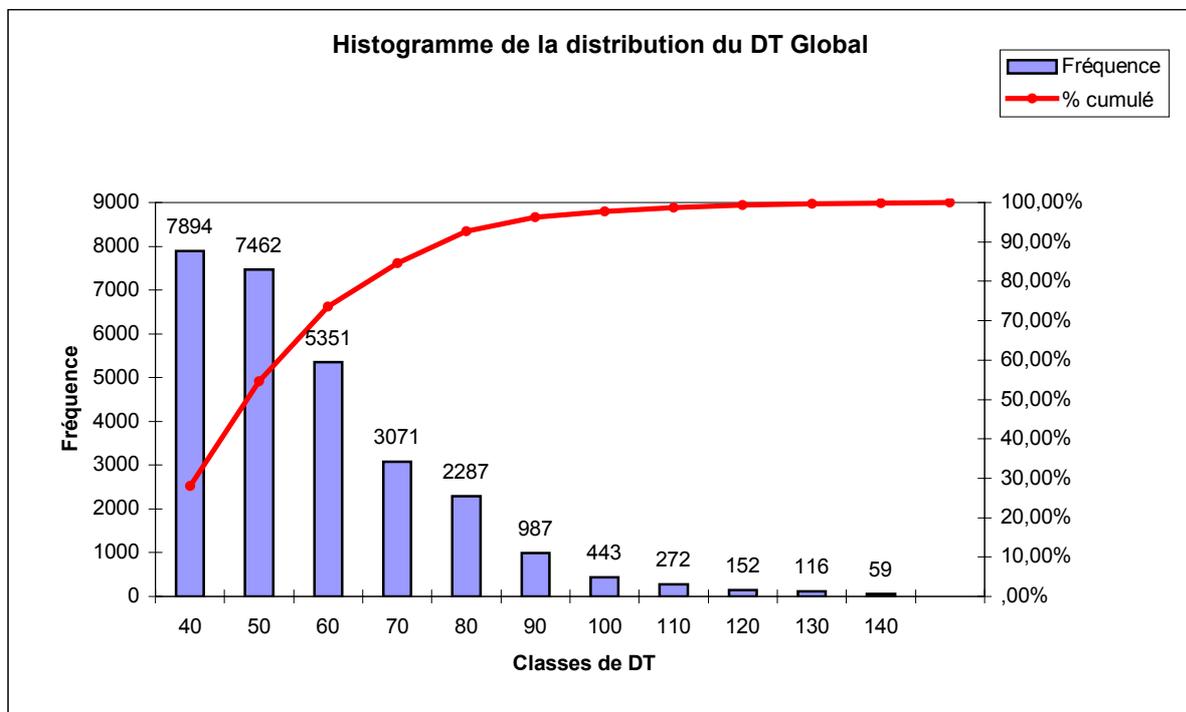


Fig. AIII.6 - Histogramme de la distribution du DT Global

### g) Maillage (Gridding)

La taille des blocs est fonction de la taille du champ.

Xmin = 1355718      Xmax = 1374050  
Ymin = 3493000      Ymax = 3508266

Taille des blocs : la taille des blocs requise pour ce champ a été choisie selon un maillage serré (Fig. VIII.7) :

**Dans la direction des X : 1500 m.**

Dans la direction des Y : 1500 m.

Dans la direction des Z : 5 m.

Nombre de blocs dans la direction des X : 263

Nombre de blocs dans la direction des Y : 241

Nombre de blocs dans la direction des Z : 400

Nombre de blocs total : 25400086

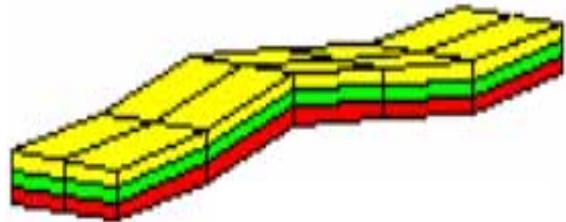


Fig. AIII.7 - Exemple de maillage des blocs 3D

## AIII.4 - MODELISATION

---

La modélisation consiste à établir les modèles 3D des différents paramètres en utilisant les informations des paramètres structuraux (variogrammes) à savoir :

- Paliers et portées.
- Statistiques (fonction de distribution CDF).

Au cours de la simulation on génère des données dans les zones non échantillonnées, tout en reproduisant la fonction de distribution et les paramètres structuraux.

### - Résultats

Trois intervalles ont été modélisés, à savoir le Dévonien inférieur, le Dévonien moyen et le Dévonien supérieur (Fig. VII.8 à VII.11). Les différentes planches sont établies à partir de couleurs différentes qui vont du rouge au violet. Chaque couleur correspond à une valeur numérique de GAMMA RAY ou SONIC.

- **Interprétation des valeurs du gamma-ray** : le spectre de la couleur varie de 0.126 API à 217API.

Grès propre : rouge

Grès moins propre : jaune

Alternance grès-argile : vert-bleu clair

Argile : bleu -violet

- **Interprétation des valeurs du DT** :

Carbonate pur : rouge

Carbonate argileux : jaune-vert

Marne argileuse-Argile : bleu- violet.

- **Exploitation des résultats**

Dans un bloc-diagramme, on observe sur plusieurs plans la variation des faciès Z, X et Y.

- Fig. AIII.8- modélisation GR suivant Z - X et Y Dévonien inférieur.  
Les plans 1-2-3 nous donnent l'image du Dévonien inférieur suivant Z. Le plan 4 suivant X et enfin le plan 5 suivant Y. Le faciès est essentiellement argilo-silteux. Les barres de grès propres sont rares, et sont essentiellement d'orientation N-S. Sur le plan 1 on observe une variation importante de faciès selon une direction W-E.
- Fig. AIII.9: modélisation GR et DT suivant Z - X - Y : Dévonien moyen.  
Le cut off pour l'argilosité est de 135 API.  
Les valeurs affichées du GR se situent entre 20 et 100 API, cela traduit une alternance de faciès gréseux, argilo-silteux, et argilo-carbonatés.  
Les valeurs affichées du DT varient entre 52 et 100  $\mu\text{s}/\text{f}$ . Le cut off pour les carbonates purs se situe entre 50 et 60  $\mu\text{s}/\text{f}$ .  
en combinant l'interprétation du gr et du dt nous déduisons que les carbonates se sont étalés sur une grande surface. et que les directions préférentielles sont N-S et W-E comme le suggèrent les différents plans de cette planche.
- Fig. AIII.10 : modélisation GR suivant X - Y - Z : Dévonien supérieur.  
Cette variation de faciès est toujours présente, selon une direction N-S. Des niveaux gréseux s'identifient entre les plans 1 – 3 et 4 : Les résultats affichés par le logiciel semblent conformes aux résultats trouvés dans les autres chapitres.

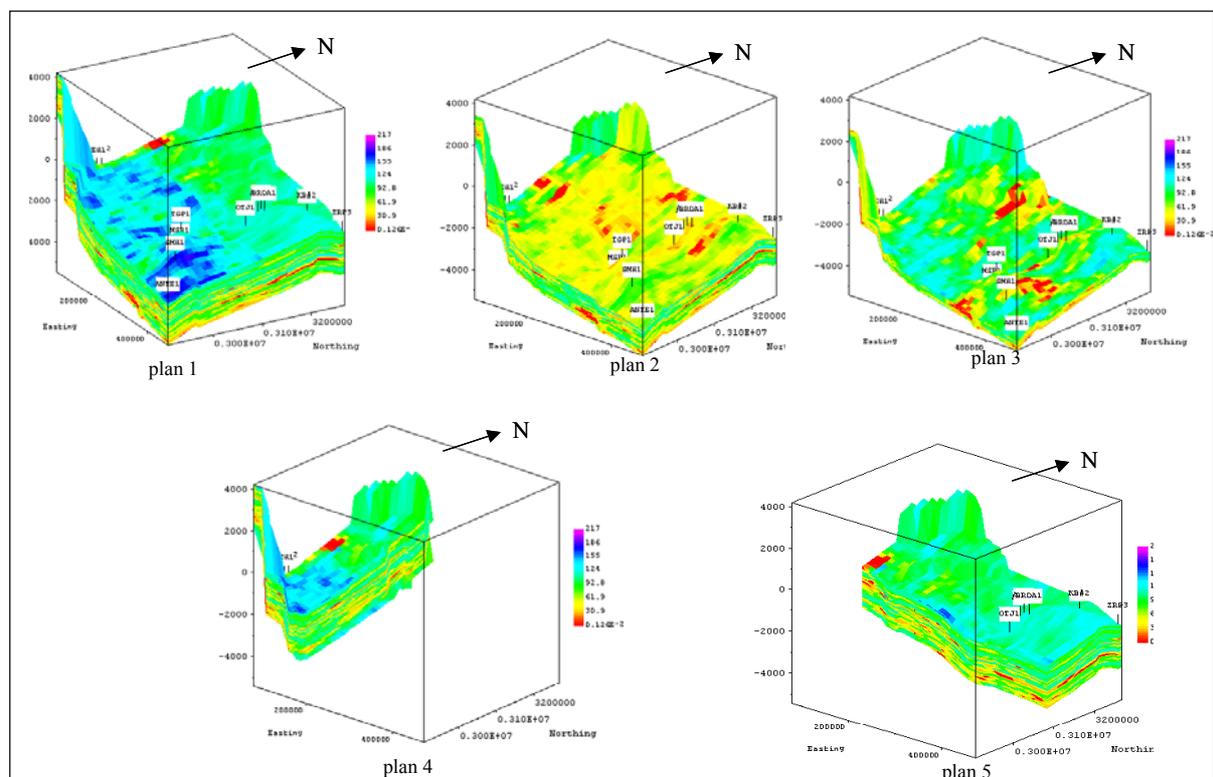


Fig. AIII.8 – Dévonien inférieur – GAMMA-RAY

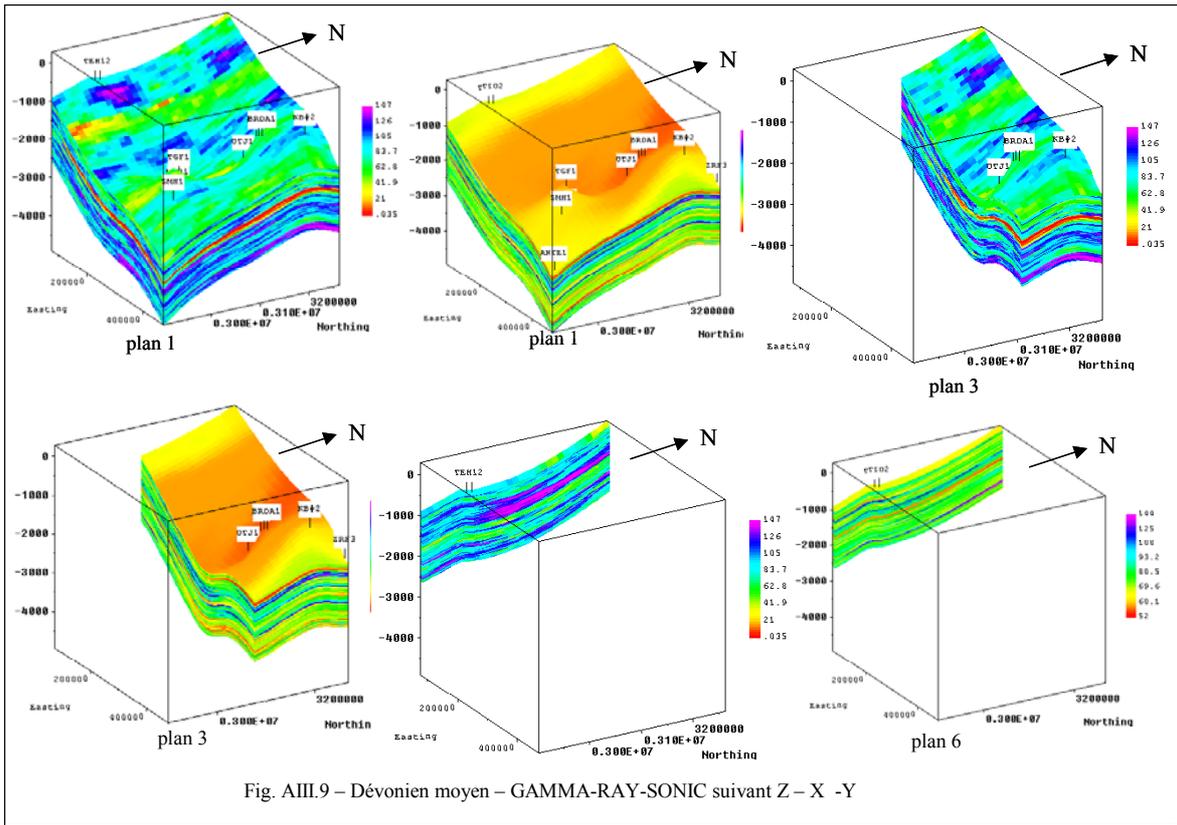


Fig. AIII.9 – Dévonien moyen – GAMMA-RAY-SONIC suivant Z - X - Y

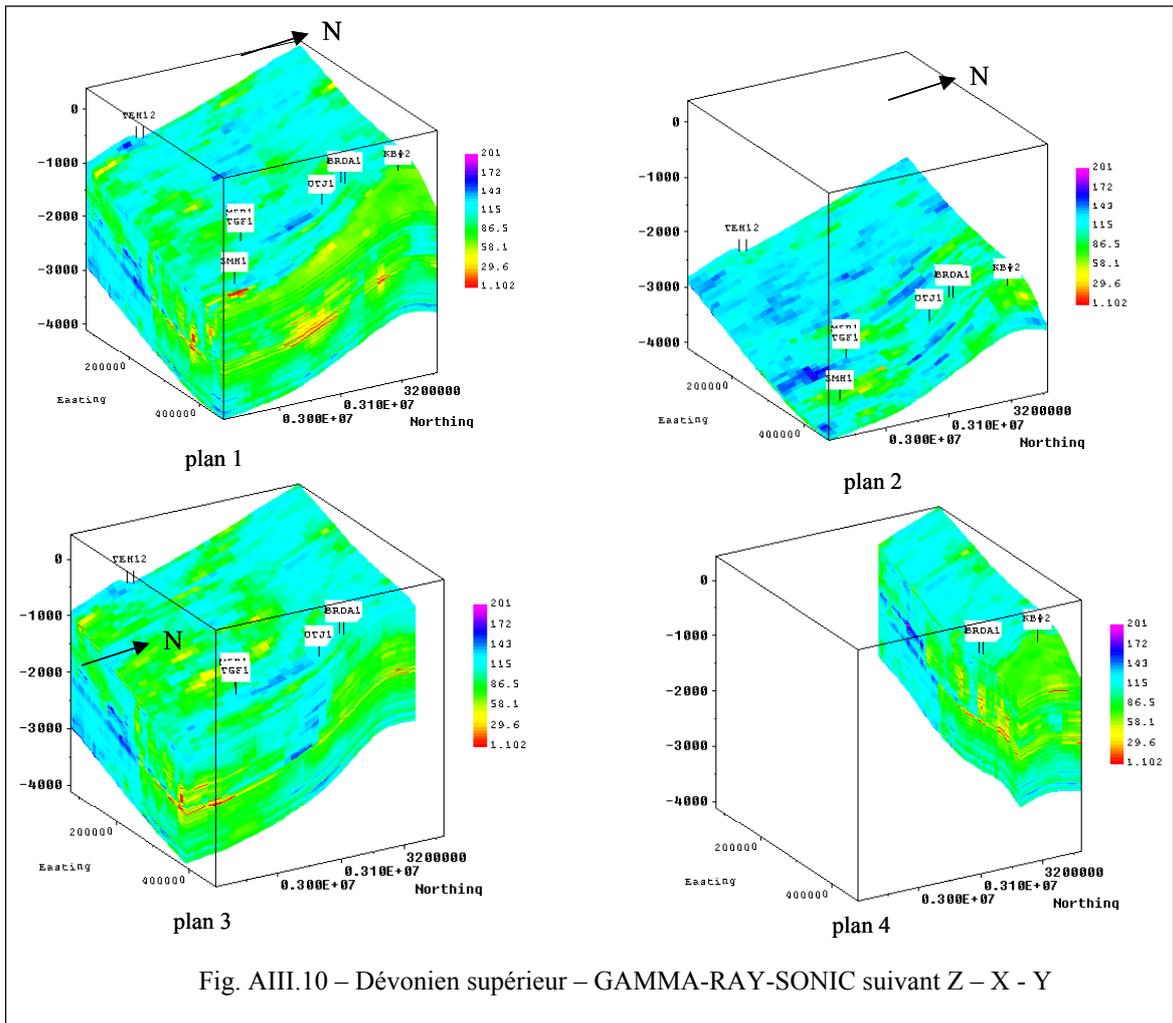


Fig. AIII.10 – Dévonien supérieur – GAMMA-RAY-SONIC suivant Z - X - Y

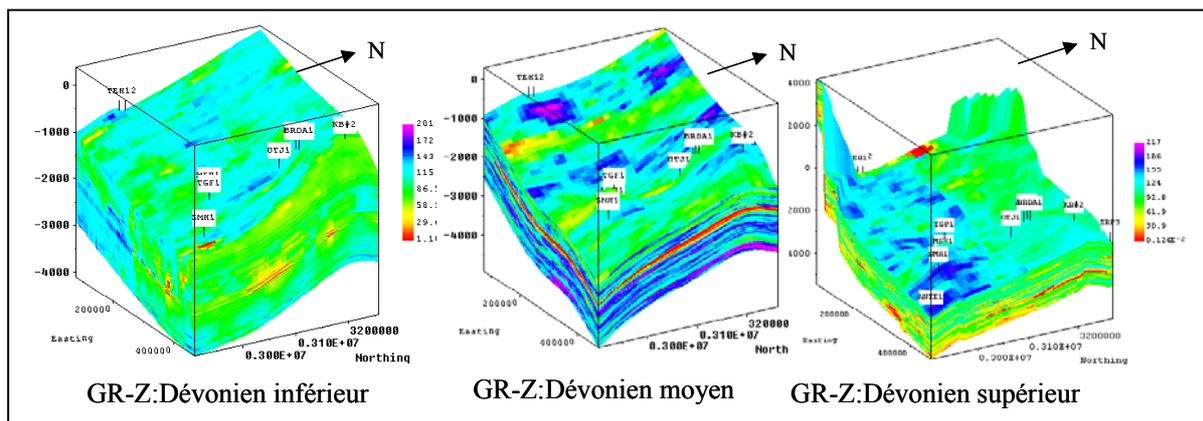


Fig. AIII.11 - Récapitulatif du GR suivant Z dans le Dévonien.

### AIII.5 - CONCLUSION

De cette modélisation, il ressort que la sédimentation au Dévonien est essentiellement régie par des directions N-S, liées à la phase précambrienne et réactivées au cours du Paléozoïque. L'appui de ce travail confirme les tendances paléogéographiques et structurales de la région. Les variations de faciès se font essentiellement selon une direction N-S mais aussi parfois E-W. Les niveaux carbonatés sont peu nombreux et ont pu s'étaler sur une grande surface. Ils présentent des épaisseurs peu importantes par rapport aux faciès argilo-gréseux. Notre ambition de modéliser une grande surface a perdu de sa pertinence car il aurait fallu un maillage plus serré, nécessitant plus de données.

L'utilisation de ce logiciel est conseillée pour modéliser des régions en 3D. La recherche des réservoirs est possible si l'on utilise plusieurs diagraphies (gamma ray – neutron – sonic – densité - résistivité). Dans notre travail la précision des faciès à stromatactis ne peut être obtenue car ces niveaux ne se sont pas retrouvés en subsurface et leur identification électrique n'est actuellement pas possible.