



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Laboratoire « Paléontologie stratigraphique & Paléoenvironnements

THESE

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat en Sciences
En Sciences de la Terre

**Paléobiodiversité et événements eustatiques
du Dévonien supérieur de Ben-Zireg et Gourara
(Sahara nord ouest ; Algérie)**

Présentée et soutenue publiquement par :
Mr ABBACHE Abdelkader

Devant le jury composé de :

BELKEBIR Lahcene	Professeur	Université d'Oran 2	Président
OUALI MEHADJI Abdelkader	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
CRONIER Catherine	Professeur	Université de Lille 1	Co-rapporteur
BENHAMOU Miloud	Professeur	Université d'Oran 2	Examineur
BENYAHIA Mohamed	Professeur	Université de Bel Abbes	Examineur
HAMDIDOUCHE Rachid	MCA	Université USTHB Alger	Examineur

Année 2019

Résumé :

Sur la partie NW du Sahara algérien (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara), le Dévonien supérieur est marqué par une sédimentation mixte argilo-gréso-carbonatée. Cette série, du Dévonien supérieur, montre des variations latérales de faciès et des épaisseurs entre les trois bassins (Bechar, Saoura et Gourara).

La lithostratigraphie montre : (i) A Ben-Zireg, on a la Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg ; (ii) A Marhouma, la série comporte le sommet la Formation du Cheffar El Ahmar, la Formation des Argiles de Marhouma et enfin la Formation des Grès de Ouarourout ; (iii) Au Gourara, la série lithostratigraphique est représentée dans la Formation des Argiles de Kahla.

Les différents faciès correspondent à un environnement allant d'une rampe peu profonde jusqu'au bassin. Les faciès carbonatés griottes, de rampe distale, caractérisent la région de Ben-Zireg. A Marhouma, les faciès mixtes correspondent d'abord à une rampe distale (griottes slumpés du Frasnien) dans la Formation de Cheffar El Ahmar. Ensuite un environnement de bassin (argiles à grumeaux du Famennien II), puis un retour aux conditions de rampe proximale à distale (Famennien III, IV et V) suivie par un approfondissement de l'environnement sédimentaire dans un bassin turbiditique (alternance argilo-gréseuse du Famennien VI) dans la Formation des argiles de Marhouma. A la fin, on assiste à l'installation d'une sédimentation argilo-sableuse fini-dévonienne marquant une phase de comblement (Formation des grès de Ouarourout). Enfin, vers Gourara, les argiles du bassin (hémipélagites) dominent la sédimentation (Formation des argiles de Kahla).

Les calcaires noduleux de type « griottes » constituent une part importante du remplissage sédimentaire, et qui s'échelonnent depuis le Frasnien la jusqu'au Famennien. Il s'agit d'alternances (rythmique ou non) argilo-calcaires riches en faune d'ammonoïdes. Les variations latérales de faciès et des épaisseurs sont rapides et observées dans les trois bassins. Les variations faciologiques sont directement liées aux conditions de sédimentations (calmes vs agités), aux effets de la diagenèse précoce liée à la présence de matière organique et aux circulations des fluides hydrothermaux. La faune d'ammonoïdes (goniatites et clymenies) nous a permis de compléter la liste des taxons présents et les différentes biozones identifiés.

La ségrégation d'aires sédimentaires à faciès griottes au Nord par rapport aux ensembles argilo-gréseux, équivalents, de la frange méridionale de la plateforme saharienne, semble bien calquer sur un morcellement du socle. En effet, les faciès griottes suivent de près la suture panafricaine. Dans l'Ougarta, l'accident sud Ougarta ne serait que le prolongement du mégalinéament du Tibesti. La réactivation au Dévonien supérieur des fractures, du socle précambrien, serait responsable de ce contraste des faciès.

L'instabilité tectonique (orogénèse varisque) est souvent mise en cause pour interpréter ces variations de faciès et des épaisseurs par la réalisation d'une physiographie « insulaire » en blocs basculés.

Enfin, quelques analyses géochimiques réalisées sur la coupe de Ben-Zireg, associées aux observations de terrain et aux caractères des microfaciès, suggèrent l'hypothèse d'un « gazo-hydrothermalisme » qui serait responsable de la pigmentation griotte. La biodiversité (faible diversité, grande abondance) appuie l'idée d'une oasis faunique.

Mots clés : Algérie NW, Griottes, Dévonien supérieur, faciès, environnement, rythmites, instabilité

Abstract :

On the NW Sahara of Algeria (Ben-Zireg, Ougarta and Gourara), the Upper Devonian is marked by a mixed clay-sandstone-carbonate sedimentation. This series, from the Upper Devonian, shows lateral variations of facies and thicknesses between the three basins (Bechar, Saoura and Gourara).

The lithostratigraphy shows: (i) At Ben-Zireg, we have the griottes limestone of Ben-Zireg Formation; (ii) At Marhouma, the series includes the upper part of Cheffar El Ahmar Formation, the clays of Marhouma Formation and finally the sandstone of Ouarourout Formation; (iii) In the Gourara, the lithostratigraphic series is represented in the clays of Kahla Formation.

The different facies in the study areas correspond to an environment ranging from a shallow ramp to the basin. The limestone griottes facies, of distal ramp, characterize the region of Ben-Zireg. In the Marhouma region, the mixed facies represented early to a distal ramp (slumped griottes of the Frasnian) in the Cheffar El Ahmar Formation. Then a basin environment (lumpy clays of Famennian II), then a return to the proximal to distal ramp conditions (Famennian III, IV and V). This succession is followed by a deepening of the sedimentary environment in a turbiditic basin (alternating of clay-sandstone of Famennian VI) in the clays of Marhouma Formation. At the end, we are witnessing the installation of a late Devonian clay-sandy sedimentation marking a phase of filling (Sandstones of Ouarourout Formation). Finally, towards Gourara, the clays of the basin (hemipelagites) dominate the sedimentation (Clays of Kahla Formation).

The nodular limestones “griottes facies” constitute an important part of the sedimentary filling, and which extend from the Frasnian Ia to the Famennian. These are alternations (rhythmic or not) Clayey-limestone rich in fauna of ammonoids. The lateral variations of facies and thicknesses are rapid and observed in the three basins. The faciological variations are directly related to the sedimentation conditions (calm vs. agitated), to the effects of early diagenesis related to the presence of organic matter and to the circulation of hydrothermal fluids. The fauna of ammonoids (goniatites and clymenies) allowed us to complete the list of taxa represented in the region and the different biozones identified.

The segregation of sedimentary zones with griottes facies in the North than the equivalent clay-sandstone assemblages in the southern fringe of the Saharan platform seems to be modeled on a fragmentation of the basement. Indeed, the griottes facies closely follow the Pan-African flexure. In Ougarta, the southern ougartian accident corresponds to the extension of the mega-lineament of Tibesti. The Upper Devonian reactivation of fractures, from the Precambrian basement, would be responsible for the facies contrast.

Tectonic instability (Variscan orogeny) is often implicated to interpret these variations of facies and thicknesses by the realization of an “insular” physiography and / or in tilted blocks.

Finally, some geochemical analyzes carried out on the Ben-Zireg section, associated with field observations and microfacies characters, suggest the hypothesis of “gaso-hydrothermal” which is responsible for the griotte pigmentation. The biodiversity (low diversity, high abundance) supports the idea of a faunal oasis.

Keywords : Algeria NW, Griottes, upper Devonian, facies, environment, rhythmites, instability

ملخص :

في الجزء الشمالي الغربي من الصحراء الجزائرية (بن زيرق "Ben-Zireg"، أوقارتا "Ougarta"، قورارة "Gourara") تميزت حقبة الديفوني العلوي « Upper Devonian » برسوبيات مختلطة من الطين، الحجر الرملي و الحجر الكلسي. هذه الحقبة تميزت بتغيرات أفقية في طبيعة السحن وسمك الطبقات المكونة بين الأحواض الرسوبية الثلاثة (بشار "Bechar"، ساورة "Saoura"، قورارة "Gourara").

طبيعة الصخور « lithostratigraphy » المكونة لهذه الحقبة تظهر: (i) في منطقة بن زيرق « Ben-Zireg » تكوينة كلسية حمراء لبن زيرق، (ii) في منطقة المرحومة « Marhouma » الجزء العلوي لتكوينة الشفار الأحمر « Cheffar El Ahmar » ثم التكوينة الطينية للمرحومة « Marhouma » و أخيرا تكوينة الحجر الرملي لوروروت « Ouarourout »، (iii) في منطقة القورارة « Gourara » التركيبية الصخرية تتمثل في الطين لتكوينة الكحلاء « Kahla ».

مختلف السحن « Facies » تتمثل في أوساط رسوبية تمتد ابتداء من أوساط أقل عمقا إلى أوساط جد عميقة وهذا حسب خصائص كل حوض رسوبي.

وتميز سحن الحجر الجيري العقدي الكربوناتيّة "Griottes" المنحدرات البعيدة لمنطقة بن زيرق "Ben-Zireg". في المرحومة "Marhouma"، السحن المختلطة تميز أولاً منحدرًا بعيدا (الحجر الجيري العقدي الفزانيني "Frasnian") في تشكيلة شفار الأحمر "Cheffar El Ahmar". ثم بيئة حوض عميق (الطين ذو العقد "Clayey with nodules" للفاميني الثاني Famennian II)، للتكوينة الطينية للمرحومة "Marhouma clayey Formation"، ثم العودة إلى ظروف تمتد من المنحدر القريب حتى البعيد (الفاميني الثالث، الرابع والخامس "Famennian III, IV & V")، يليه تعميق البيئة الرسوبية في حوض مضطرب "Turbidic" عميق (الطين والحجر الرملي "Clayey and sandstone" بالتناوب اثناء الفاميني السادس "Famennian VI") وهذا كله في التكوينة الطينية للمرحومة "Marhouma clayey Formation". في النهاية، هناك تموضع لتركيبية الحجر الرملي و الطين بالتناوب للديفوني الاخير "Terminal Devonian" مترافقة مع مرحلة ملء الحوض الرسوبي (الحجر الرملي لوروروت "Ouarourout sandstone Formation". وأخيرا، من جهة قورارة "Gourara"، الطين المتوضع في حوض رسوبي عميق "Hemipelagites" يهيمن على التكوينة الطينية للكحلة "Kahla clayey Formation".

يشكل الحجر الجيري العقدي لنوع « Griottes » جزءا مهما من التركيبية الرسوبية و التي تمتد من الفزانيني Ib « Frasnian » إلى الفاميني « Famennian » هذه الصخور الغنية بالمستحاثات (رأسيات الأرجل أو الأمونويدات) تتمثل أساسا في تناوب بين الطين و الحجر الكلسي. التغير جد سريع في هذه الصخور من حيث السحن و السطح و هادئة أو مضطربة)، التغيرات المبكرة « Diagenese precoce » بسبب المواد العضوية و كذا حركة السوائل. سمحت لنا المستحاثات الحيوانية للأمونويدات « Goniatites & Clymenies » باستكمال قائمة الأصناف الحالية و البيولوجية المختلفة التي تم تحديدها.

يبدو أن الفصل بين المناطق الرسوبية و وجود الحجر الكلسي المحمر « Griottes » في الشمال مقارنة بالمجمعات الصخرية الرملية أو ما يعادل ذلك في الطرف الجنوبي من المنصة الصحراوية « Saharian Plate Forme »، يستند في الواقع إلى تجزؤ في القاعدة السفلية. في الحقيقة تتبع الصخور الكلسية المحمرة عن كتب الحدود لحواف بنافريكا « Panafrican ». في منطقة أوقارتا، سيكون حادث جنوب أوقارتا مجرد إمتداد للشق الضخم لتبستي « Tibesti ». إعادة التنشيط أثناء حقبة الديفوني الأعلى « Upper Devonian » لكسور عصر ما قبل الكامبري « Precambrian » سيكون مسؤولا عن هذا التباين على السطح لهذه الصخور الكلسية المحمرة.

غالبا ما يكون عدم الاستقرار التكتوني « Tectonic Instability » سببا في تفسير هذه التباينات و سمكها. و أخيرا تشير بعض التحاليل الجيوكيميائية التي أجريت على عينات من بن زيرق و المرتبطة بالملاحظات الميدانية و طبيعة السحن على المقياس الميكروسكوبي « Microfacies » إلى فرضية وجود غاز حراري « Gazo-hydrothermal » مسؤول و مسبب لهذه الصخور الكلسية المحمرة. يدعم التنوع البيولوجي (التنوع المنخفض و الوفرة العالية) فكرة وجود واحة للحياة الحيوانية.

كلمات مفتاحية : شمال غرب الجزائر، حجر كلسي محمر، الديفوني العلوي، سحن، أوساط رسوبية، تناوب، عدم استقرار.

DEDICACES

D'abord dieu merci pour l'achèvement de ce modeste travail.

L'année 2018 a été très longue et douloureuse, la perte de mon « ***Père*** » et de mon très cher neveu « ***Abdo*** » disparu trop tôt, m'a beaucoup marqué et la surmonter me sera très difficile.

Je dédie cet événement marquant de ma vie à leurs mémoires. Cher ***Père***, j'espère que ton âme apprécie cet humble geste comme preuve de reconnaissance de la part d'un fils qui a toujours prié pour toi. Que Dieu, le tout puissant, t'accepte en son paradis.

Je dédis ce modeste travail à ma grande famille (ma « ***Mère*** », mes « ***Frères*** » et mes « ***Sœurs*** ») ; ma petite famille (ma « ***Femme*** » ; mes filles « ***Alâa*** », « ***Djihane*** » et mon fils « ***Mohamed Anes*** »).

Mes sincères remerciements s'adressent aussi à ma belle famille en particulier ma « ***Belle Mère*** » pour sa présence dans les moments de mes longues absences durant la période de ma formation en France et sur terrain et au cours de la rédaction de ma thèse, qu'ils trouvent ici mes sincères excuses.

Abdelkader

Avants propos

Ce travail, mené dans le cadre d'une coopération Algéro-Française entre l'Université d'**Oran 2** (Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers) et l'Université de **Lille1** (UMR8198, EvoEcoPaleo-CNRS, UFR Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France), fut l'occasion de rencontrer un grand nombre de personnes, qui ont contribué, de près ou de loin, à sa réalisation.

Ma reconnaissance va à **Ouali Mehadji Abdelkader** Professeur à l'Université d'Oran 2 et à **Crônier Catherine** Professeur à l'Université de Lille 1 qui ont accepté la lourde charge d'être les rapporteurs de mon travail, ils ont aimablement accepté de m'encadrer, je les remercie de m'avoir guidé tout au long de ces années, d'avoir partagé avec moi leur expérience et de m'avoir accordé leur soutien.

Je souhaite exprimer toute ma gratitude envers les membres du jury pour avoir bien voulu consacrer à ma thèse une partie de leur temps extrêmement précieux. Je remercie en particulier monsieur **Belkebir Lahcene**, Professeur à l'Université d'Oran 2 pour avoir accepté de présider ce jury. Mes vifs remerciements vont également aux messieurs **Benhamou Miloud** (Professeur à l'Université Oran 2), **Benyahia Mohamed** (Professeur à l'Université de Sidi Bel Abbès) et **Hamdidouche Rachid** (Professeur à l'Université USTHB Alger) pour m'avoir fait l'honneur de participer au jury.

En France, à l'Université de Lille 1 et l'Université Catholique de Lille, un grand remerciement aux professeurs et enseignants-chercheurs (**Jean Pierre Nicollin, Claire Derycke, Claude Monnet, Ninon Allaire, Olivier Averbuch**) pour les moments de discussions sur certains aspects de mes résultats (biodiversité). Mes sincères reconnaissances s'adressent également aux personnels administratifs et aux techniciens des laboratoires (Lille 1, ISA-Lille) pour les procédures d'accueil durant mon séjour scientifique à Lille.

En Algérie, je tiens vivement à remercier mes collègues géologues de l'Université de Mascara (**Zaagane Manssour, Benyoucef Madani**), de l'Université d'Oran 2 (**Mansour Bouhameur, Bouterfa Boumedienne, Atif Kheireddine Toufik, Ablaoui Halima**), de l'Université de Bechar (**Fellah Hamza, Mekkaoui Abderrahmane et Malti Fatima Zohra**), de l'Université de Djelfa (**Khaldi Yacine**) pour leur soutien moral ; leurs encouragements m'ont beaucoup été utiles surtout durant les moments difficiles, qu'ils trouvent ici l'expression de ma sincère gratitude.

Nous remercions infiniment le Professeur **Axel Munnecke** (Friedrich-Alexander-University of Erlangen-Nürnberg ; Allemagne) ainsi que **Nemra Abdelkrim** et **Belkhedim Salim** pour leurs précieuses aides à l'acquisition et réalisations des analyses géochimiques.

Une pensée particulière au défunt **Mekahli Larbi** (Professeur à l'Université d'Oran) qui nous quitté en 2008 ; Tous mes enseignants de l'Université d'Oran ; Mes amis (**Zahafi Bachir, Bourahla Lame, Mekkri Azziz, Bellil Ali, Neffous Abdelkader, Boukhari Yahia, Bengarnia Merine, Belkacemi Kada, Zemmouri Azzeddine, Cheikh Abderrezek, Amrani Khaled, Charef Abdelkrim**). Ce travail fut aussi facilité grâce aux aides fournies sur terrain par **Zakaria** et **Benahmed** et son fils **Samir**, par leur assistance technique (hébergement, véhicule...).

A toutes les personnes (amis, collègues, ...) que j'aurais pu par mégarde oublier, pardon... et merci !

TABLE DE MATIERE

Résumé	I
Abstract	II
ملخص	III
Dédicaces	IV
Avant propos.....	V
Table de matière	VI
Liste des figures	XIX
Liste des tableaux	XXVIII

INTRODUCTION

Introduction	2
Les données disponibles	3
Les objectifs	4

PARTIE « A ». CONTEXTE GENERAL

Chapitre « I » Cadre général régional

I. Introduction	8
II. Cadre stratigraphique et morpho-structural des secteurs d'étude	9
II.1. Secteur de Ben-Zireg	9
A. Cadre stratigraphique	9
B. Cadre morpho-structural	9
II.2. Secteur d'Ougarta	10
A. Cadre stratigraphique	10
B. Cadre morpho-structural	12
II.3. Secteur de Gourara	12
A. Cadre stratigraphique	12
B. Cadre morpho-Structural	13
III. Prolongement de la région d'étude vers le NW et le SE	13
IV. Genèse et géodynamique du bassin d'Ougarta	14
V. Le Paléozoïque des secteurs d'étude	15
V.1. Secteur de Ben-Zireg	15
A. Le Cambro-Ordovicien	16
B. Le Silurien	16
C. Le Dévonien	16
D. Le Carbonifère	16
V.2. Secteur de l'Ougarta (Saoura)	18
A. Le Cambrien	19
B. L'Ordovicien	19
C. Le Silurien	20
D. Le Dévonien	20
E. Le Carbonifère	20
V.3. Secteur de Gourara	23
A. Le Cambrien	24
B. L'Ordovicien	24
C. Le Silurien	24
D. Le Dévonien	24

E. Le Carbonifère	24
VI. Le Dévonien des secteurs d'étude	26
VI.1. Le Dévonien de Ben-Zireg	26
A. Le Dévonien inférieur	27
B. Le Dévonien moyen	27
C. Le Dévonien supérieur	28
VI.2. Le Dévonien d'Ougarta	30
A. Le Dévonien inférieur	30
1. La Formation de Zeimlet	30
2. La Formation de Saheb El Djir	30
3. La Formation du Dkhissa	31
4. La Formation de Teferguenite	31
- Un ensemble basal	31
- Un ensemble sommital	32
B. Le Dévonien moyen	34
C. Le Dévonien supérieur	34
1. La Formation du Cheffar El Ahmar	34
2. La Formation des argiles de Marhouma	35
3. la Formation des grès de Ouarourout ou de Marhouma	37
D. Passage du Dévonien-Carbonifère (Strunien)	37
VI.3. Le Dévonien de Gourara	39
A. Le Dévonien inférieur	39
B. Le Dévonien moyen	40
C. Le Dévonien supérieur	40
VII. Historiques des travaux	42
VII.1. Ben-Zireg	42
VII.2. Ougarta	43
VII.3. Gourara	46
VIII. Méthodologie	47
VIII.1. Sur le terrain	47
VIII.2. Au laboratoire	48
Chapitre « II » Cadre général sur le Dévonien	
I. Contextes paléogéographique, paléoclimatologique et biologique	50
I.1. Contexte paléogéographique	50
I.2. Contexte paléoclimatologique	53
A. Les variations des teneurs atmosphériques en CO ₂ et en O ₂	53
B. Le climat et les températures	54
I.3. Contexte eustatique	56
I.4. Contexte biologique	57
II. Les crises biologiques	57
II.1. La limite Frasnien/Famennien	59
A. Age de la limite	59
B. Extinctions / survies et radiations	61
B.1. Extinctions	61

B.2. Survies et radiations	62
C. Changements morphologiques	63
D. Les causes possibles de la crise F/F	63
E. Conséquences biologiques	64
II.2. Synthèse sur le Dévonien supérieur et la limite F/F	64

PARTIE « B ». RESULTATS

Chapitre « 1 » : Description lithostratigraphique

I. Introduction	69
II. Le Dévonien supérieur dans le secteur de Ben-Zireg	70
II.1. Coupe « I » appelée coupe des Trois palmiers	71
II.2. Coupe « II »	72
II.3. Coupe « III »	73
II.4. Description de la coupe des trois palmiers	74
1. Le membre inférieur : <i>Griottes calcaires</i>	75
2. Le membre médian : <i>Griottes argilo-calcaires</i>	77
3. Le membre supérieur : <i>Argiles à passées griottes</i>	79
III. Le Dévonien supérieur dans le secteur de l'Ougarta	80
III.1. Région de Marhouma	81
A. La Formation de Cheffar El Ahmar	83
1. <i>Argiles à rares passées calcaires</i>	83
2. <i>Calcaires griottes slumpés</i>	83
3. <i>Argiles rouges</i>	83
B. La Formation de Marhouma	85
B.1. <i>Formation des argiles de Marhouma</i>	85
Partie basale « Argileuse »	85
1. <i>Argiles vertes à grumeaux</i>	85
Partie médiane « Argilo-calcaire »	87
2. <i>Calcaires à entroques</i>	87
3. <i>Griottes calcaires</i>	87
4. <i>Griottes argilo-calcaires</i>	87
5. <i>Argiles rouges</i>	87
6. <i>Argiles vertes à passées de grès et de griottes</i>	88
Partie sommitale « Argilo-gréseuse »	89
7. <i>Alternance argilo- gréseuse</i>	89
8. <i>Argiles vertes</i>	90
B.2. <i>Formation des grès de Ouarourout</i>	92
1. <i>Un membre inférieur</i>	92
2. <i>Un membre supérieur</i>	92
III.2. Région de Ouarourout	95
A. La Formation des argiles de Marhouma	97
Partie médiane « Argilo-calcaire »	97
1. <i>Calcaires à entroques</i>	97
2. <i>Griottes calcaires</i>	97
3. <i>Griottes argilo-calcaires</i>	97

4. Argiles rouges	98
5. Argiles vertes à passées de grès et de griottes	98
Partie sommitale « Argilo-gréseuse »	101
6. Alternance argilo- gréseuse	101
a. Ensemble inférieur « Argilo-gréso-calcaire »	101
b. Ensemble supérieur « Argilo-gréseux »	101
7. Argiles vertes	101
B. La Formation des grès de Ouarourout	103
1. Argiles à passées gréseuses	103
2. Argiles à barres gréseuses	104
III.3. Comparaison entre les régions de Marhouma et de Ouarourout	106
III.4. Région de l'Erg El Djamel	108
La coupe d'Erg El Djamel	108
IV. Le Dévonien Supérieur de Gourara	110
IV.1. Région de Charouine	110
La coupe de Charouine	111
1. Argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes	111
2. Argiles à passées de grès en plaquettes	112
3. Argiles à passées de calcaires silteux	112
IV.2. Région de Sebkha de Fégaguira	114
A. La coupe de piedmont méridional de Djebel Hêche	115
1. Argiles à passées de grès en plaquettes et de calcaires silteux	115
2. Argiles à passées de grès slumpés	115
3. Argiles à passées de calcaires bioclastiques	115
B. La coupe de Haci-Fégaguira	117
1. Les Argiles vertes	117
2. Les Argiles rouges à nodules	117
V. Attribution biostratigraphique	119
V.I. Secteur de Ben-Zireg	119
V.II. Secteur d'Ougarta	122
A. Coupe de Marhouma	122
B. Coupe de Ouarourout	128
V.III. Secteur de Gourara	130
A. Coupe de Charouine	130
B. Coupe de Haci Fégaguira	132
VI. Conclusion	134
Chapitre « 2 » : Sédimentologie	
I. Introduction	136
II. Faciès et environnement	136
A. Introduction	136
B. Les environnements sédimentaires	136
B.1. Les milieux de plates-formes	136
B.1.1. Les plates-formes siliciclastiques à influence de tempêtes	136
<i>Les tempestites</i>	137

a. Foreshore (= Estran)	138
b. Shoreface (= Avant plage)	138
c. Offshore transition (= Zone de transition shoreface-offshore)	138
d. Offshore (= Large)	139
B.1.2. Les plates-formes détritiques à appareil deltaïques	139
B.1.3. Les plates-formes carbonatées de type rampe	141
a. Rampe proximale (interne)	141
b. Rampe médiane (intermédiaire)	141
c. Rampe distale (externe)	141
B.2. Les milieux bassins	142
B.2.1. Les bassins de type ombilic	142
B.2.2. Les bassins de type sillon (turbidites et hémipélagites)	142
<i>Les Turbidites</i>	143
a. Faciès de turbidites proximales (haute densité s.s.)	143
b. Faciès de turbidites distales (basse densité s.s.)	143
B.3. Les milieux de pente	143
III. Faciès et interprétation	144
A. Introduction	144
B. Notion de faciès et de microfaciès	144
C. Description et interprétation des faciès	145
C.1. Pôle détritique	146
C.1.1. Les faciès argileux	146
- <i>Faciès (F1) : Argiles rouges et/ou vertes</i>	146
Description	146
Interprétation	147
- <i>Faciès (F2) : Argiles noires</i>	147
Description	147
Interprétation	147
- <i>Faciès (F3) : Argiles à grumeaux</i>	148
Description	148
Interprétation	148
C.1.2. Les faciès gréseux	150
- <i>Faciès (F4) : Grès massifs</i>	150
Description	150
Interprétation	150
- <i>Faciès (F5) : Grès en plaquettes</i>	151
Description	151
Interprétation	151
- <i>Faciès (F6) : Grès à stratification oblique en mamelons « HCS »</i>	151
Description	151
Interprétation	151

- <i>Faciès (F7) : Grès à laminations horizontales et convolutées</i>	153
- <i>Sous faciès (F7-a) : Grès à laminations horizontales</i>	153
Description	153
Interprétation	153
- <i>Sous faciès (F7-b) : Grès à laminations convolutées</i>	153
Description	153
Interprétation	153
- <i>Faciès (F8) : Grès à laminations obliques</i>	154
Description	154
Interprétation	154
- <i>Faciès (F9) : Grès à laminations entrecroisées</i>	155
Description	155
Interprétation	156
- <i>Faciès (F10) : Grès bioclastiques</i>	156
Description	156
Interprétation	156
C.1.3. Le faciès conglomératique « en puzzle »	156
- <i>Faciès (F11) : Conglomérat</i>	156
Description	156
Interprétation	156
C.2. Pôle carbonaté	157
- <i>Faciès (F12) : Calcaires à entroques</i>	157
Description	157
Interprétation	158
- <i>Sous faciès (F12-a) : Mudstone à crinoïdes</i>	158
Description	158
Interprétation	158
- <i>Sous faciès (F12-b) : Packstone à crinoïdes</i>	158
Description	158
Interprétation	158
- <i>Sous faciès (F12-c) : Grainstone à crinoïdes</i>	159
Description	159
Interprétation	159
- <i>Faciès (F13) : Calcaires à ooïdes et à encroûtements stromatolithiques</i>	161
- <i>Sous faciès (F13-a) : Calcaires à encroûtements stromatolithiques</i>	161
Description	161
Interprétation	161
- <i>Sous faciès (F13-b) : Calcaires à ooïdes</i>	162
Description	162
Interprétation	162
- <i>Faciès (F14) : Calcaires à filaments</i>	164
Description	164
Interprétation	164

- <i>Faciès (F15) : Calcaires à brachiopodes</i>	164
- <i>Sous faciès (F15-a) : Calcaires lenticulaires à brachiopodes</i>	164
Description	164
Interprétation	164
- <i>Sous faciès (F15-b) : Calcaires compacts à brachiopodes</i>	165
Description	165
Interprétation	165
- <i>Faciès (F16) : Calcaires noduleux « griottes »</i>	166
Description	166
Interprétation	169
- <i>Calcaires à tentaculites</i>	170
Description	170
- <i>Sous faciès (F16-a) : Mudstone - wackestone à tentaculites</i>	170
- <i>Sous faciès (F16-b) : Packstone – grainstone à tentaculites</i>	170
Interprétation	170
- <i>Calcaires à ostracodes</i>	171
Description	171
- <i>Sous faciès (F16-c) : Mudstone-wackestone à ostracodes</i>	171
- <i>Sous faciès (F16-d) : Packstone à ostracodes</i>	171
Interprétation	171
- <i>Sous faciès (F16-e) : Mudstone microbréchique</i>	172
Description	172
Interprétation	172
- <i>Sous faciès (F16-f) : Wackestone-packstone à céphalopodes</i>	172
Description	172
Interprétation	172
- <i>Faciès (F17) : Calcaires silteux</i>	174
Description	174
Interprétation	174
C.3. Pôle chaotique	175
- <i>Faciès (F18) : Flots de débris (debris flow) et olistolithes</i>	175
Description	175
Interprétation	175
IV. Association de faciès et environnement de dépôt	177
A. Notion de l'association de faciès	177
B. Notion de milieu de dépôt	177
C. Les environnements et les associations	178
C.1. Milieu de dépôt de type rampe carbonatée	178
C.1.1. Association « A » : Rampe proximale (inner-ramp)	179
C.1.2. Association « B » : Rampe médiane (mid-ramp)	179
C.1.3. Association « C » : Rampe distale : (outer-ramp)	179
C.2. Milieu de dépôt de type plate-forme détritique à influence des tempêtes	180
Association « D » : Plate-forme détritique à influence des tempêtes	180

C.3. Milieu de dépôt de type pente	180
Association « E » : Pente (slope)	180
C.4. Milieu de dépôt bassin de type sillon (turbidites et hémipélagites)	181
Association « F » : Bassin de type sillon ; Turbidites et hémipélagites	181
C.5. Milieu de dépôt bassin de type ombilic (hémipélagites)	181
Association « G » : Bassin de type ombilic et Hémipélagites	181
C.6. Milieu de dépôt de type plate-forme détritique à appareil deltaïque	182
Association « H » : Plate-forme détritique à appareil deltaïque	182
V. Distribution de faciès et modèle de dépôts en 3D	183
VI. Conclusion	184
Chapitre « 3 » : Faciès noduleux « Griottes »	
I. Inventaire faciologique	186
A. Introduction	186
B. Description	186
C. Modèle de dépôt	186
II. Synthèses des travaux sur les faciès noduleux	187
A. Aspects des calcaires noduleux rouges et des griottes	187
B. Définition et spécificités des faciès noduleux	187
B.1. Typologie de faciès noduleux	187
<i>B.1.1. Faciès griottes</i>	187
<i>B.1.2. Marbre de Guillestre</i>	187
<i>B.1.3. Ammonitico-Rosso</i>	187
B.2. Bioturbation	188
B.3. Couleur du faciès noduleux	188
C. Aperçu sur le faciès griottes	188
D. Conclusions relatives aux faciès rouges	189
E. Classifications et caractéristiques générales des calcaires noduleux	189
E.1. Les théories de la diagenèse des calcaires noduleux	189
E.2. Les classifications des faciès rouges noduleux	190
E.2.1. Classification de Aubouin	190
E.2.2. Classification de Szulczewski	191
E.2.3. Classification de Elmi	191
<i>a. Les facteurs fondamentaux</i>	191
<i>b. Les facteurs importants</i>	192
<i>c. Les facteurs accessoires</i>	192
F. Typologie des nodules	193
F.1. Les contacts francs	193
F.2. Les contacts nuageux ou filamenteux	193
F.3. Les contacts à passage progressif	193
F.3.1. Les nodules à contours flous	193
F.3.2. La matrice fluidale	193

III. Les alternances marnes calcaires et/ou argiles calcaires	193
A. Origine	193
B. Contexte géologique	194
IV. Modèle et aspect génétiques du faciès noduleux	197
A. Aspect génétique général des faciès noduleux	197
A.1. Formation des nodules par les processus de solution	197
A.2. Formation des nodules par cimentation	198
A.3. Formation des nodules par les processus mécaniques	198
B. Modèle des faciès griottes de Ben-Zireg et Ougarta	198
B.1. Chromofaciès	198
B.2. Contacts entre les nodules	199
B.2.1. Les nodules à contacts francs	199
B.2.2. Les nodules à aspects nuageux ou filamenteux	200
B.2.3. Les nodules à contacts progressifs	200
C. Les principaux faciès noduleux et leurs genèses au Sahara NW de l'Algérie	202
V. Discussion géodynamique : signification des griottes sur la frange nord saharienne	204
VI. Conclusion	207
Chapitre « 4 » : Stratigraphie séquentielle et cortèges sédimentaires	
I. Interprétation séquentielle	209
A. Introduction	209
B. Notions	209
1. La stratigraphie séquentielle	209
2. Séquence	210
3. Limites des séquences	211
4. Cortèges sédimentaires	211
5. Types de séquences	214
6. Ordre des séquences	214
II. Inventaire des discontinuités sédimentaires	215
A. Dans le secteur de Ben-Zireg	215
- La discontinuité « D1 »	215
- La discontinuité « D2 »	215
- La discontinuité « D3 »	215
- La discontinuité « D4 »	215
B. Dans le secteur d'Ougarta	216
B1. Les surfaces à plaquages de faunes	216
- La discontinuité « D1 » : Niveau à tentaculites	216
- La discontinuité « D6 » : Niveau à brachiopodes	216
B2. Les surfaces bioturbées et sculptées	216
- La discontinuité « D2 »	216
- La discontinuité « D3 »	216
- La discontinuité « D7 »	216
- La discontinuité « D8 »	216

B3. Les surfaces lithologiques	217
- La discontinuité « D4 »	217
- La discontinuité « D5 »	217
B4. Les surfaces à rides	217
- La discontinuité « D9 »	217
- La discontinuité « D10 »	217
- La discontinuité « D11 »	217
- La discontinuité « D13 »	217
- La discontinuité « D14 »	217
B5. Les surfaces d'érosion et de ravinement	218
- La discontinuité « D12 »	218
B6. Les surfaces ferrugineuses	218
- La discontinuité « D14 »	218
C. Dans le secteur du Gourara	218
- La discontinuité « D1 »	218
- La discontinuité « D2 »	218
- La discontinuité « D3 »	218
- La discontinuité « D4 »	218
III. Organisation séquentielle et empilements des séquences	219
A. Les séquences de 2^{ème} ordre	219
A1. Dans le secteur de Ben-Zireg	219
A1.1. La séquence « S1 »	219
A1.2. La séquence « S2 »	219
A1.3. La séquence « S3 »	219
A2. Dans le secteur d'Ougarta	221
A2.1. La séquence « S1 »	221
A2.2. La séquence « S2 »	222
A2.3. La séquence « S3 »	222
A2.4. La séquence « S4 »	222
A3. Dans le secteur de Gourara	224
A3.1. Dans la région de Charouine	224
A3.1.1. La séquence « S1 »	224
A3.1.2. La séquence « S2 »	224
A3.1.3. La séquence « S3 »	224
A3.1.4. La séquence « S4 »	224
A3.2. Dans la région de Djebel Hêche	225
A3.2.1. La séquence « S2 »	225
A3.2.2. La séquence « S3 »	225
A3.2.3. La séquence « S4 »	225
B. Les séquences de 1^{er} ordre et corrélation	227
B1. Cortège transgressif « CT »	227
B2. Prisme de haut niveau « PHN »	227
B3. Cortège régressif « CR »	227

C. Evolution eustatique et cortèges sédimentaires	227
IV. Conclusion	230
A. Cycle transgressif	230
B. Cycle régressif	230
Chapitre « 5 » : Biodiversité	
I. Généralités	232
1. Définition	232
2. Les types de biodiversité	232
2.1. La diversité génétique	232
2.2. La diversité spécifique	232
2.3. La diversité écosystémique	232
3. La richesse taxonomique	232
4. Diversité alpha et indices paléoécologiques	233
4.1. L'indice de Richesse de Menhinick	234
4.2. L'indice de Richesse de Margalef	234
4.3. L'indice de Diversité de Simpson	234
4.4. L'indice de Diversité de Shannon & Weaver	235
4.5. L'indice d'Equitabilité	235
4.6. L'indice de Dominance	235
5. Problème d'échantillonnage, biais taxonomiques	236
5.1. Biais probables dans l'évaluation de la biodiversité	236
5.2. Méthodes des courbes de raréfaction	236
A. Méthodes	236
B. Analyses de raréfaction	236
II. La biodiversité des ammonoïdes dans les secteurs d'étude	237
1. Etude qualitative et quantitative	237
1.1. Etude qualitative	239
1.2. Etude quantitative	239
2. Répartition spatiale	241
2.1. Les familles des ammonoïdes	241
2.2. Les genres des ammonoïdes	241
2.3. Les espèces des ammonoïdes	242
3. Interprétation	244
4. Influence des biais et courbe de raréfaction	244
4.1. Au niveau spécifique	244
4.2. Au niveau générique	245
5. Richesse taxonomique, dominance et abondance	246
5.1. Secteur de Ben-Zireg	246
5.2. Secteur d'Ougarta (région de Ouarourout)	248
5.3. Secteur de Gourara (région de Charouine)	251
5.4. Comparaison des trois secteurs d'études	253
A. Répartition des espèces	253
B. Répartition des genres	254

6. Indices paléoécologiques	256
6.1. Au niveau d'espèce	256
6.2. Au niveau du genre	257
III. Conclusion	258
PARTIE « C ». CONCLUSION GENERALE	
I. Conclusion de l'étude classique (faciologie et géodynamique) = Paléogéographie	261
1. Sur le plan lithostratigraphique	262
1.1. Une alternance des argiles et des calcaires griottes	262
1.2. Une alternance des argiles et des grès	262
A. Dans l'Ougarta	262
A.1. Une dominance des argiles	262
A.2. Une dominance des grès	262
B. Dans le Gourara	262
2. Sur le plan Biostratigraphique	262
3. Sur le plan sédimentologique	263
3.1. Dans des plateformes détritiques	263
A. Plateformes détritiques à influences de tempêtes	263
B. Plateformes détritiques à influence deltaïque	263
3.2. Dans des environnements de type pente	264
3.3. Dans des environnements de type bassin	264
A. Environnement bassin de type sillon turbiditique	264
B. Environnement bassin de type ombilic	264
3.4. Dans des environnements de plateformes carbonatées de type rampe	264
4. Sur le plan paléogéographique	264
5. Sur le plan tectono-sédimentaire	266
II. Conclusion et hypothèse d'un phénomène de type « gazo- hydrothermalisme	267
1. Biodiversité	267
2. Géochimie (Ben-Zireg)	267
3. Caractéristiques de l'hydrothermalisme	268
4. Relation hydrothermalisme – carbonates – faune	269
5. Le scénario et résumé	270
III. Conclusion	270
Référence bibliographique	272
Annexe	313
Liste des planches	314
Sommaire	345

LISTE DES FIGURES

PARTIE « A ». CONTEXTE GENERAL

Chapitre « 1 » : Cadre général régional

Figure 1 : Carte schématique du Craton Ouest Africain avec l’Anti-Atlas et l’Ougarta dans leur contexte régional (Ennih & Liégeois, 2001) (Modifiée) 08

Figure 2 : Schéma structural montrant le raccordement de la chaîne d’Ougarta avec l’Anti-Atlas (Choubert, 1963 pour l’Anti-Atlas ; Donzeau & Zellouf, 1973 pour l’Ougarta ; Pareyn, 1961 pour le bassin de Béchar) (Modifié) 10

Figure 3 : Carte géologique de la chaîne d’Ougarta et colonne synthétique (Chikhaoui & Donzeau, 1972 ; Ghienne *et al.*, 2007) (Modifiée) 11

Figure 4 : Schéma montrant le prolongement NW-SE des grands ensembles paléozoïques du Sahara algérien Nord –occidental 14

Figure 5 : Localisation du secteur de Ben-Zireg 15

Figure 6 : Carte géologique de la structure de Ben-Zireg (Pareyn, 1961) (Modifiée) 15

Figure 7 : Succession lithostratigraphique du Paléozoïque de Ben-Zireg (Pareyn, 1961) (Modifiée) 17

Figure 8 : Carte géologique de l’Ougarta (N° NH-30-X, 1/200 000) avec le trait de coupe de la série Paléozoïque 18

Figure 9 : Succession lithostratigraphique du Paléozoïque de l’Ougarta (Gomez Silva *et al.*, 1963 ; Legrand, 1967 ; Bastien, 1967 ; Donzeau, 1971) (Modifiée) 22

Figure 10 : A- Carte géologique de Kerzaz (1/500 000); B- Carte géologique de la région du Gourara (Modifiée) 23

Figure 11 : Succession lithologique du Paléozoïque du Gourara (Brid, 1989 ; Beghloul, 1991) 25

Figure 12 : Localisation des affleurements du Dévonien dans la région de Ben-Zireg (en jaune) 26

Figure 13 : Vue panoramique du Dévonien de Ben-Zireg 26

Figure 14 : Succession lithologique du Dévonien de Ben-Zireg (Pareyn, 1961) (Modifiée) 29

Figure 15 : Planche photographique montrant la Formation du Dkhissa et la Formation de Teferguenite à abondance d’orthocères (Dévonien inférieur) 33

Figure 16 : Planche photographique montrant la succession du Dévonien moyen-supérieur et la discordance angulaire avec le Néogène 36

Figure 17 : Coupe de référence et carte de faciès de l’Ougarta (Secteur de Marhouma) durant le Dévonien (Bastien, 1967) et le Famennien (Ouali Mehadji *et al.*, 2012) (Modifiée) 38

Figure 18 : Localisation des affleurements du Dévonien dans la région de Gourara (en jaune) 39

Figure 19 : Planche photographique montrant les affleurements du Dévonien inférieur (fin Pragnien et base Emsien) dans la Formation de Garet El Adeb 40

Figure 20 : Succession lithostratigraphique du Dévonien de Gourara. In : Kadi ; Aït Ouali & Zazoun, 2014 41

Chapitre « 2 » : Cadre général sur le Dévonien

Figure 1 : Paléogéographie et répartition des continents au Dévonien (Blakey, 2007 ; Dercourt, 2002 ; Scotese *et al.*, 1979 ; Sintubin, 2008) 52

Figure 2 : Evolution des teneurs atmosphériques (A) en CO₂ et (B) en O₂ au cours du Phanérozoïque (Bernier *et al.*, 2003) (Modifiée) 54

Figure 3 : Zones paléoclimatiques au Dévonien (Scotese *et al.*, 1999). A : Dévonien inférieur ; B : Dévonien moyen ; C : Dévonien supérieur 55

Figure 4 : Paléotempératures moyennes au Dévonien (Joachimski *et al.*, 2009) 56

Figure 5 : Courbe des variations eustatiques du Dévonien (Jonhson *et al.*, 1985) 57

Figure 6 : Un graphique montre les particularités et les différents cycles de l'histoire naturelle au Phanérozoïque : la biodiversité, les extinctions, les glaciations, les paléotempératures moyennes, les fluctuations du niveau marin et les principaux évènements anoxiques (d'après Spiridon Manoliu et Monica Rotaru) 58

Figure 7 : Comparaison des âges absolus, obtenus entre 1990 et 2012, pour les étages du Frasnien et du Famennien (Modifié d'après Riquier 2005) 60

Figure 8 : Zonations à conodontes pour le Dévonien supérieur (Ziegler *et al.*, 1976 ; Ziegler & Sandberg, 1990). Sous étages proposés par (Sandberg & Ziegler, 1998) 61

Figure 9 : Carte palinspatique avec les traces d'impacts extraterrestres (cercle rouge) à la limite Frasnien Famennien (d'après Scotese & McKerrow, 1990) 63

PARTIE « B ». RESULTATS

Chapitre « 1 » : Description lithostratigraphique

Figure 1 : Localisation des secteurs d'étude pour une description lithostratigraphique. Vue aérienne Google Earth 69

Figure 2 : Localisations des coupes dans le secteur de Ben-Zireg. Vue aérienne Google Earth 70

Figure 3 : Succession lithostratigraphique de la coupe « I » (coupe des Trois palmiers) de Ben-Zireg 71

Figure 4 : Succession lithostratigraphique de la coupe « II » de Ben-Zireg 72

Figure 5 : Succession lithostratigraphique de la coupe « III » de Ben-Zireg 73

Figure 6 : Caractéristiques lithologiques du membre inférieur « Griottes calcaires » 75

Figure 7 : Corrélation du membre inférieur « Griottes calcaires » entre les trois coupes « I », « II » et « III » du secteur de Ben-Zireg 76

Figure 8 : Caractéristiques du membre médian « Griottes argilo-calcaires » 77

Figure 9 : Corrélation du membre médian « Griottes argilo-calcaires » entre les trois coupes « I », « II » et « III » du secteur de Ben-Zireg 78

Figure 10 : Caractéristiques du membre supérieur « Argiles à passées griottes »	79
Figure 11 : Corrélation du membre supérieur « Argiles à passées griottes » entre les deux coupes « I » et « II » du secteur de Ben-Zireg	79
Figure 12 : Localisation des régions d'étude dans le secteur de l'Ougarta. Vue aérienne Google Earth	80
Figure 13 : Localisation de la région de Marhouma. Vue aérienne Google Earth	81
Figure 14 : Succession lithostratigraphique du Dévonien supérieur dans la région de Marhouma	82
Figure 15 : Succession lithostratigraphique de la « Formation de Cheffar El Ahmar » du « Frasnien » dans la région de Marhouma	84
Figure 16 : Caractéristiques des calcaires griottes slumpés et des argiles rouges de la « Formation de Cheffar El Ahmar » au « Frasnien Ib » dans la région de Marhouma	84
Figure 17 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien II dans la région de Marhouma <i>Partie basale « Argileuse »</i>	86
Figure 18 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien III, IV, V et base de VI dans la région de Marhouma <i>Partie médiane « Argilo-calcaire »</i>	88
Figure 19 : Caractéristiques des membres de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien III, IV, V et base de VI, dans la région de Marhouma <i>Partie médiane « Argilo-calcaire »</i>	89
Figure 20 : Caractéristiques des membres de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien VI, dans la région de Marhouma <i>Partie sommitale « Argilo-gréseuse »</i>	90
Figure 21 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien VI, dans la région de Marhouma : <i>Partie sommitale « Argilo-gréseuse »</i>	91
Figure 22 : Succession lithostratigraphique de la Formation des grès de Ouarourout au Strunien, dans la région de Marhouma	93
Figure 23 : Caractéristiques des membres de la Formation des grès de Ouarourout, au Strunien, dans la région de Marhouma	94
Figure 24 : Localisation de la région de Ouarourout. Vue aérienne Google Earth	95
Figure 25 : Succession lithostratigraphique du Dévonien supérieur dans la région de Ouarourout	96
Figure 26 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien III, IV, V et base de VI, dans la région de Ouarourout <i>Partie médiane « Argilo-calcaire »</i>	99
Figure 27 : Caractéristiques des membres de la « Formation des argiles de Marhouma » durant le « Famennien III, IV, V et base de VI » dans la région de Ouarourout <i>Partie médiane « Argilo-calcaire »</i>	100

Figure 28 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien VI dans la région de Ouarourout <i>Partie sommitale</i> « Argilo-gréseuse »	102
Figure 29 : Caractéristiques des membres de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien VI, dans la région de Ouarourout <i>Partie sommitale</i> « Argilo-gréseuse »	103
Figure 30 : Succession lithostratigraphique de la Formation des grès de Ouarourout au Strunien, dans la région de Ouarourout	104
Figure 31 : Caractéristiques des membres de la Formation des grès de Ouarourout au Strunien, dans la région de Ouarourout	105
Figure 32 : Localisation de la région de l'Erg El Djamel. Vue aérienne Google Earth	108
Figure 33 : Succession lithostratigraphique de la coupe de Erg El Djamel au Dévonien supérieur	109
Figure 34 : Localisation de la région de Charouine (zone d'étude en rectangle jaune). Vue aérienne Google Earth	110
Figure 35 : Coupe du synclinal au SW de Charouine ; In Gautier, 1906 (Modifiée)	111
Figure 36 : Succession lithostratigraphique de la coupe de Charouine au Dévonien supérieur	113
Figure 37 : Localisation de la région de Sebkhâ Fégaguira. Vue satellitaire Google Earth	114
Figure 38 : Coupe du synclinal de Fégaguira ; in Gautier, 1902 (Modifiée)	114
Figure 39 : Succession lithostratigraphique de la coupe du pied méridional du Djebel Hêche au Dévonien supérieur	116
Figure 40 : Succession lithostratigraphique de la coupe de Hacı Fégaguira au Dévonien supérieur	118
Figure 41 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg » (Coupe « I », Coupe « II », Coupe « III »)	120
Figure 42 : Les affleurements du Dévonien et la zonation du Dévonien supérieur dans la région de Marhouma (Image Google Earth)	122
Figure 43 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation de Cheffar El Ahmar » (Coupe de Marhouma)	123
Figure 44 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Partie basale « Argileuse »), (Coupe de Marhouma)	124
Figure 45 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Partie médiane « Argilo-calcaire »), (Coupe de Marhouma)	125
Figure 46 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Partie sommitale « Argilo-gréseuse »), (Coupe de Marhouma)	126
Figure 47 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Partie médiane « Argilo-calcaire »), (Coupe de Ouarourout)	128

Figure 48 : Répartition des ammonoïdes dans le membre inférieur des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes de la Formation des argiles de Kahla (Coupe de Charouine) 131

Figure 49 : Répartition des ammonoïdes dans le membre supérieur des argiles rouges du Famennien à la base de la « Formation des argiles de Kahla » (Coupe de Haci Fégaguira) 133

Chapitre « 2 » : Sédimentologie

Figure 1 : Les principaux faciès des tempestites (Seilacher & Aigner, 1982 ; Cheel & Leckie, 1993) 137

Figure 2 : Modèle de dépôt sur les plates-formes : transport des débris en début par des tempêtes et redistribution par des écoulements turbiditiques (Mangano & Buatois, 1996) 138

Figure 3 : Profil de la plateforme (nomenclature en fonction de l'hydrodynamisme, subdivision (A) de Guillocheau *et al.*, 1981, Plint *et al.*, 1992, et la subdivision (B) de Komar, 1976 ; Bourgeois & Leithold, 1984 ; Reading & Collinson, 1996) 139

Figure 4 : Zonation et dynamique sédimentaire d'un système deltaïque ... 140

Figure 5 : Zonation et distribution des faciès de rampe carbonatée (Wilson, 1975) 141

Figure 6 : Les environnements de dépôts marins (Flügel, 2004) 142

Figure 7 : Séquence de dépôt d'une turbidite proximale (haute densité s.s.) suivant le modèle de Lowe (1982) et d'une turbidite distale (faible densité s.s.) suivant les modèles de Bouma (1962) et Stow & Shanmugma (1980) 143

Figure 8 : Présentation photographique montrant les structures de « cône-in-cône » 146

Figure 9 : Présentation photographique des faciès argileux (F1, F2 et F3) ... 149

Figure 10 : Présentation photographique des faciès gréseux (F4, F5 et F6) .. 152

Figure 11 : Présentation photographique des faciès gréseux (F7 et F8) 155

Figure 12 : Présentation photographique des faciès gréseux (F9, F10) et conglomératiques (F11) 157

Figure 13 : Présentation photographique du faciès de calcaires à entroques (F12) et les sous-faciès (F12-a, F12-b, F12-c) 160

Figure 14 : Présentation photographique du faciès de calcaires à ooïdes et à encroûtements stromatolithiques (F13) et les sous-faciès (F13-a, F13-b) 163

Figure 15 : Présentation photographique du faciès de calcaires à filaments (F14) et de calcaires à brachiopodes (F15) 166

Figure 16 : Présentation photographique du faciès de calcaires noduleux « griottes » (F16) 167

Figure 17 : Présentation photographique des différents phénomènes tectoniques (plissements et failles) dans les faciès « griottes » (F16) 168

Figure 18 : Présentation photographique des sous-faciès « Microfaciès » (F16-a, F16-b, F16-c, F16d, F16-e, F16-f) des calcaires noduleux « griottes » (F16) 173

Figure 19 : Présentation photographique du faciès de calcaires silteux (F17) et des faciès chaotiques (F18) 176

Figure 20 : les principaux milieux de dépôts (Elf aquitaine, 1977 ; Yapaudjian, 1987) 177

Figure 21 : Bloc diagramme de la distribution des associations de faciès .. 183

Chapitre « 3 » : Faciès noduleux « Griottes »

Figure 1 : Différents types de porosité (en bleu) 189

Figure 2 : Phénomènes de pression-dissolution 190

Figure 3 : Synoptique des principaux aspects de la « diagenèse noduleuse » (Elmi, 1981) 192

Figure 4 : Planche photographique montrant les alternances argilo-calcaires dans le Dévonien supérieur du secteur de Ben-Zireg et de Saoura 194

Figure 5 : Diagramme simplifié du modèle de diagénèse pour les successions calcaires rythmiques Munnecke & Samtleben (1996) et Munnecke (1997), illustrant la redistribution diagénétique du carbonate : Zone de la dissolution de l'aragonite et de la précipitation de la calcite (Comparer Eder, 1982) 195

Figure 6 : Diagramme schématisé du modèle de diagénèse pour la formation rythmique de couches de nodules calcaires Jenkyns (1974) 197

Figure 7 : Chromofaciès des formations « des calcaires griottes » à Ben-Zireg et Saoura 199

Figure 8 : Planche photographique montrant à l'échelle microscopique les contacts francs entre les nodules 200

Figure 9 : Planche photographique montrant à l'échelle microscopique les contacts filamenteux, progressifs et la matrice fluidale entre les nodules 201

Figure 10 : Modèle génétiques des faciès noduleux appliqués aux faciès de Ben-Zireg et de Saoura (hypothétique) 203

Figure 11 : Planche photographique montrant le modèle génétique des faciès noduleux appliqués aux faciès de Ben-Zireg et de Saoura 203

Figure 12 : Développement et répartition spatio-temporelle des griottes par rapport aux faciès silico-clastiques dans le Sahara nord-ouest de l'Algérie 204

Figure 13 : A- Image satellitaire (Google Earth) montrant la localisation des affleurements du Dévonien supérieur dans les bassins sahariens : 1- Béchar (Ben-Zireg), 2- Ougarta (Marhouma), 3- Gourara (Charouine), 4- Reggane, 5- Ahnet, 6- Mouydir, 7- Tindouf (Sud), 8- Anti-Atlas. B- Corrélation des formations et des faciès du Dévonien supérieur dans les bassins sahariens occidentaux 205

Figure 14 : Relation entre la distribution de faciès du Dévonien supérieur saharien et l'écorché structural de l'héritage panafricain 206

Chapitre « 4 » : Stratigraphie séquentielle et cortèges sédimentaires

Figure 1 : L'espace disponible ou d'accommodation dans in bassin sédimentaire (Cross, 1988 et Homwood *et al.*, 1992) 210

Figure 2 : Les différents types des limites de séquence et les cortèges de dépôts (d'après Homewood *et al.*, 2000) 211

Figure 3 : La géométrie des cortèges sédimentaires en relation avec les variations du niveau marin (Catuneanu, 2002) 213

Figure 4 : Successions des séquences progradante, aggradante, rétrogradante par rapport à la paléo-ligne de rivage (Van Wagoner *et al.*, 1990) 214

Figure 5 : Empilement des séquences de dépôts et cortèges sédimentaires dans le Dévonien supérieur de Ben-Zireg 220

Figure 6 : Séquence de 3^{ème} ordre avec des indices d'émersion dans le microfaciès du membre des calcaires griottes slumpés du Frasnien Ib « Formation de Cheffar El Ahmar » 221

Figure 7 : Empilement des séquences de dépôts et cortèges sédimentaires dans le Dévonien supérieur de l'Ougarta 223

Figure 8 : Empilement des séquences de dépôts et cortèges sédimentaires dans le Dévonien supérieur de Gourara 226

Figure 9 : Les séquences du 1^{er} ordre et corrélation entre les secteurs d'étude (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara) 229

Chapitre « 5 » : Biodiversité

Figure 1 : Répartition des familles des ammonoïdes dans les trois secteurs d'étude (Ben-Zireg, Ougarta, Gourara) 241

Figure 2 : Répartition des genres des ammonoïdes dans les trois secteurs d'étude (Ben-Zireg, Ougarta, Gourara) 242

Figure 3 : Répartition des espèces des ammonoïdes dans les trois secteurs d'étude 243

Figure 4 : Courbe de raréfaction au niveau spécifique 245

Figure 5 : Courbe de raréfaction au niveau générique 246

Figure 6 : Histogramme de fréquence relative des espèces dans le secteur de Ben-Zireg 247

Figure 7 : Histogramme de la fréquence relative des genres dans le secteur de Ben-Zireg 248

Figure 8 : Histogramme de fréquence relative des espèces dans le secteur de Ouarourout 250

Figure 9 : Histogramme de fréquence relative des genres dans le secteur de Ouarourout 250

Figure 10 : Histogramme de fréquence relative des espèces dans le secteur de Charouine 252

Figure 11 : Histogramme de fréquence relative des genres dans le secteur de Charouine 252

Figure 12 : Histogramme de comparaison des trois secteurs ou niveau d'espèces 254

Figure 13 : Histogramme de comparaison des trois secteurs ou niveau de genres 255

Figure 14 : Comparaison au niveau spécifique respectivement pour Ben-Zireg, Ouarourout et Gourara [(M), (J'), (D), (H')] 256

Figure 15 : Comparaison au niveau générique respectivement pour Ben-Zireg, Ouarourout et Gourara [(M), (J'), (D), (H')] 257

PARTIE « C ». CONCLUSION GENERALE

Figure 1 : Isopaques du Dévonien total dans le Nord Ouest de l'Afrique (In : Fabre, 1988 ; Modifiée) 261

Figure 2 : Evolution tectono-sédimentaire du Dévonien supérieur dans les secteurs d'étude (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara) 266

Figure 3 : Analyses géochimiques des δC_{13} et δO_{18} dans les calcaires griottes de Ben-Zireg : A- Tableau montre les valeurs de δC_{13} et δO_{18} ; B- les fluctuations des valeurs de δC_{13} et δO_{18} 267

LISTE DES TABLEAUX

PARTIE « A ». CONTEXTE GENERAL

Chapitre « 1 » : Cadre général régional

Tableau 1 : Variations des estimations de l'épaisseur de la « Formation des argiles de Marhoua » et la « Formation des grès de Ouarourout » (région de Marhouma) 37

Chapitre « 2 » : Cadre général sur le Dévonien

Tableau 1 : Les subdivisions chronologiques du Dévonien 50

Tableau 2 : Les cinq grandes crises biologiques du Phanérozoïque (d'après : Benton & Twitchett, 2003 ; Erwin, 1993 ; Grasby *et al.*, 2011 ; MacLeod, 1998 ; MacLeod *et al.*, 1997 ; Renne *et al.*, 2013 ; Sepkoski, 1981, 1984 ; Sheehan, 2001) 58

Tableau 3 : Tableau récapitulatif des biozones du Dévonien supérieur : -Les biozones de conodontes (Sandberg & Ziegler, 1996) ; - Les sub-étages proposées par Sandberg & Ziegler (1998) ; - Les biozones de goniatites (Becker, 1993 ; House, 1996 ; Walliser, 1996) ; - Les événements hypotoxiques (House, 1983, 1985 ; Walliser, 1985) ; - Les variations du niveau marin et cycle transgressif-régressif Joachimski *et al.*, 2004 65

PARTIE « B ». RESULTATS

Chapitre « 1 » : Description lithostratigraphique

Tableau 1 : Les variations des épaisseurs et caractéristiques des membres du Dévonien supérieur de Ben-Zireg 74

Tableau 2 : Variations des épaisseurs de la Formation des argiles de Marhouma et de la Formation des grès de Ouarourout, entre la région de Marhouma et celle de Ouarourout. (Comparaison entre ce travail et les travaux de Bendella, 2012) 106

Tableau 3 : Comparaison des structures, des figures sédimentaires et des faciès dans la partie sommitale « *Partie argilo-gréseuse* » de la Formation des argiles de Marhouma et de la Formation des grès de Ouarourout, entre la région de Marhouma et la région de Ouarourout 107

Tableau 4 : Les ammonoïdes dans la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg » au Dévonien supérieur (Coupe « I », Coupe « 2 », Coupe « III ») 121

Tableau 5 : Les ammonoïdes dans la « Formation de Cheffar El Ahmar » et la « Formation des argiles de Marhouma » au Dévonien supérieur (Coupe de Marhouma) 127

Tableau 6 : Les ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Partie médiane « Argilo-calcaires ») au Dévonien supérieur (Coupe de Ouarourout) 129

Tableau 7 : Les ammonoïdes dans les argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes de la « Formation des argiles de Kahla » au Dévonien supérieur (Coupe de Charouine) 132

Tableau 8 : Les ammonoïdes dans le membre supérieur des argiles rouges à la base de la « Formation des argiles de Kahla » au Dévonien supérieur (Coupe de Haci Fégaguira) 134

Chapitre « 2 » : Sédimentologie

Tableau 1 : Tableau récapitulatif des différents types de faciès et sous-faciès 145

Tableau 2 : Tableau récapitulatif des associations de faciès et des environnements de dépôts 178

Chapitre « 4 » : Stratigraphie séquentielle et cortèges sédimentaires

Tableau 1 : Les différents ordres des séquences de dépôts (d'après Guillocheau *et al.*, 1999 ; Einsele, 1992) 215

Chapitre « 5 » : Biodiversité

Tableau 1 : Abondance et état de conservation des ammonoïdes et de la faune associée dans les trois secteurs d'étude 238

Tableau 2 : Répartition des ammonoïdes (espèces et genres) dans les trois secteurs d'étude 240

Tableau 3 : Nombre des ammonoïdes avec la fréquence relative (espèce et genre) et l'indice de Diversité de Shannon (H') dans le secteur de Ben-Zireg 247

Tableau 4 : Nombre des ammonoïdes avec la fréquence relative (espèce et genre) et l'indice de Diversité de Shannon (H') dans le secteur de Ouarourout (Ougarta) 249

Tableau 5 : Nombre des ammonoïdes (Gourara) avec la fréquence relative (espèce et genre) et l'indice de Diversité de Shannon (H') dans le secteur de Charouine 251

Tableau 6 : Tableau montre les valeurs des différents indices de la biodiversité (espèces et genres) 256

PARTIE « C ». CONCLUSION GENERALE

Tableau 1 : Tableau montrant les zones à ammonoïdes dans le Sahara NW de l'Algérie (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara) et comparaison avec les travaux de : Petter (1959) dans la Saoura et de Becker (1993), (House) 1996, Walliser (1996) en Allemagne 263

INTRODUCTION

Introduction :

Le Dévonien est une période charnière pour l'Ere Paléozoïque car il représente l'une des cinq grandes crises biologiques (Benton & Twitchett, 2003 ; Erwin, 1993 ; Grasby *et al.*, 2011) du Phanérozoïque (i.e. la crise Frasnien–Famennien). L'époque du Dévonien supérieur, où des mouvements épirogéniques importants se sont produits, est caractérisée par le développement d'un faciès noduleux particulier de type « griottes » comparable à celui des « Ammonitico-Rosso » pour l'Ere Mésozoïque (Cecca *et al.*, 1992). Elle est aussi marquée par l'apparition et l'évolution d'un groupe faunique à valeur stratigraphique extrêmement importante pour les subdivisions chronostratigraphiques. Ce groupe représenté par les ammonoïdes (goniatites et clyménies) a permis aux stratigraphes et aux paléontologues de mettre en place des biozonations biostratigraphiques (Becker, 1993 ; House, 1996 ; Walliser, 1996). Cette biozonation est en partie comparable et corrélable avec celle du groupe des conodontes.

Dans le Sahara nord ouest de l'Algérie, cette période et selon l'environnement sédimentaire des secteurs étudiés, est marquée par le développement des griottes à ammonoïdes. Ce dernier est comparable à celui de l'Anti-Atlas au Maroc (Wendt, 1985, 1988), la Montagne Noire en France (Crilat, 1983 ; Feist, 1985 ; Klapper, 1988 ; House *et al.*, 2000) et le Massif Rhénan en Allemagne (Becker, 2000 ; Korn, 1981, 2002).

Du Nord au Sud, différents faciès dans le Dévonien supérieur ont été déterminés d'après les environnements et les configurations physiographiques distincts suggérés par les griottes.

Au Nord, le secteur de Ben-Zireg occupe la marge nord-occidentale de la plate-forme saharienne par sa position dans un domaine mobile en situation d'avant-fosse (Kazi-Tani *et al.*, 1991), dans une zone tectonique qui sépare le domaine de l'Anti-Atlas-Ougarta et le domaine mésétien (Michard *et al.*, 2010). Il correspond à une structure hercynienne sub-cratonique (Houari & Hoepffner, 2003) reprise par l'orogénèse alpine, et affleure à la faveur d'une boutonnière dans la couverture secondaire. A cause de cette position, il représente une des régions clefs pour la reconstitution paléogéographique du Sahara nord occidental durant le Paléozoïque, ainsi qu'au Mésozoïque. Cette région est marquée durant toute l'époque du Dévonien supérieur par le développement de faciès noduleux de type « griottes » dans un environnement de type rampe.

Plus au Sud, l'Ougarta (Saoura) formait une zone mobile (aulacogène) située entre le craton ouest africain et le Hoggar, le long de la suture centrale africaine. Dans cette région, la période du Dévonien est soumise à une succession de phases de subsidence extensive avec une sédimentation allant d'une plate-forme peu profonde à un sillon profond. Cette sédimentation est marquée au Frasnien (Zone Ib) et au Famennien (zones III, IV et V) par le développement des faciès condensés de type « griottes ». L'évènement fini-dévonien est marqué par un régime de sédimentation compressif attesté principalement par des dépôts siliciclastiques. Ces derniers sont dus aux activités des failles d'escarpement qui engendrent éventuellement les dépôts turbiditiques sur la bordure du bassin (Fabre, 2005 ; Nedjari *et al.*, 2007). Le mécanisme qui déclenche l'écoulement et/ou l'effondrement de grandes masses est dû probablement aux mouvements brusques de failles qui ont joué pendant la surrection de l'orogénèse hercynienne dans cette zone (Benhamou *et al.*, 2004). Le même phénomène à « débris flow » a été décrit au Maroc en 1977 par Padgett *et al.*, dans le Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur.

Dans le Gourara à l'extrême Sud du Sahara nord occidental, la série du Dévonien montre une certaine ressemblance avec celle de l'Ougarta. Mais le faciès change au cours du Dévonien supérieur et occupe de vastes dépressions à dominance argileuse. Le milieu de dépôts de ces faciès silteux fins devient plus subsident et marque le maximum de l'approfondissement d'environnement sédimentaire.

La valeur géodynamique des « griottes » est sans doute dans leur caractère « phase de vacuité » qui implique une activité tectonique particulière et contemporaine d'une phase distensive (Wendt, 1985) qui la relie à l'effritement de la marge nord-ouest du Gondwana.

L'environnement des faciès « griottes » correspond à un milieu marin profond (tranche pélagique) soumis à des restrictions de la circulation des eaux comme semble le montrer les organismes pyritisés, mais sans aucune valeur bathymétrique car ces faciès se développent aussi sur les hauts fonds (Elmi & Ameur, 1984) et sur les pentes des plates formes (type rampe carbonatée).

La genèse des calcaires noduleux est liée à des divers phénomènes responsables de la nodularisation au cours de l'évolution du bassin (Aubouin, 1964 ; Mirouse, 1966 ; Jenckys, 1974 ; Elmi, 1981 ; Bourbon, 1982 ; Franke & Walliser, 1983). Selon les auteurs, les interprétations sont multiples : la bioturbation, la subsolution, le boudinage, la diagenèse différentielle, le tri mécanique et le remaniement.

Généralement, il a été conclu que les « griottes » apparaissent pendant la réalisation de la physiographie du bassin et disparaissent lors des contraintes hercyniennes (Benhamou *et al.*, 2000). Ces griottes sont liées à des marges instables en extension comme il a été souligné au Tafilalt (Massa *et al.*, 1965).

Les objectifs de cette thèse sont de répondre à certaines questions qui dépendent des données disponibles et des moyens :

Les données disponibles :

Les régions d'étude (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara) couvrent une grande superficie dans le sud ouest algérien, cette énorme surface est souvent très difficile d'accès avec des distances considérables. Ceci rend l'étude et même la visite de tous les localités et les affleurements difficile voir impossible parfois.

Le thème principal de ce travail de thèse se rapporte à l'étude lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique des dépôts du Dévonien supérieur qui affleurent dans les régions citées dans un but d'enrichir les représentations des données géologiques régionales. Les données utilisées sont principalement basées sur les travaux effectués sur le terrain lors de plusieurs missions durant 5 années. Toutefois, les travaux réalisés notamment dans l'Anti Atlas marocain, ont été utilisées pour mieux comprendre l'histoire sur la marge nord gondwanienne, pour des reconstitutions paléogéographiques, pour des corrélations stratigraphiques et enfin pour des interprétations géodynamiques

Les objectifs :

Les objectifs de cette thèse sont d'étudier et de caractériser les différents faciès et en particulier le faciès « griottes » sur les plans lithologique, sédimentologique et faunique, suivant un transect NW-SE (Ben-Zireg, Ougarta, Gourara). Ils sont résumés dans les points suivants :

- Analytique à base des données lithologiques ;
- Sédimentologique pour identifier les discontinuités et séquences sédimentaires et de comprendre leurs répartitions en fonction des conditions contrôlant leur développement afin de suivre l'évolution spatio-temporelle des paramètres étudiés, de percevoir la dérive générale de chacune d'elles et de mettre en évidence les différents cycles transgressifs-régressifs, pour interpréter les différents faciès en termes de processus de dépôt et les regrouper en associations de faciès, pour reconstituer les conditions des dépôts dévoniennes et la zonation des milieux paléoenvironnementaux à l'aide de l'analyse sédimentologique de macrofaciès et de microfaciès ; ainsi que de proposer un découpage au sein des formations dévoniennes ;
- Diagenétique avec l'étude des nodules et la nodularisation dans les faciès griottes ;
- Eustatique pour avoir l'action conjuguée entre les variations du niveau marin et le contrôle de la sédimentation. Une approche par la stratigraphie séquentielle (Homewood *et al.*, 2000 ; Vail *et al.*, 1997 ; Plint & Nummedal, 2000 ; Catuneanu 2002 ; Catuneanu *et al.*, 2009 ; Catuneanu *et al.*, 2011) appuyée par les données de la biostratigraphie et de la sédimentologie permet de suivre dans le temps et dans l'espace les niveaux lithologiques et d'arriver à construire une architecture géologique la plus proche possible de la réalité.
- Tectonique pour discuter un éventuel contrôle tectonique sur la répartition des griottes et faciès associés ;
- Paléogéographique pour établir des corrélations stratigraphiques dans les secteurs et entre les différentes régions et les intégrer à l'échelle régionale (domaines paléogéographiques avoisinants).

A travers de cette thèse, nous cherchons à répondre aux questions scientifiques suivantes :

- 1- Quelles sont les principaux faciès et leurs modalités d'évolution de la série du Dévonien supérieur au Sahara NW de l'Algérie,
- 2- Quelles sont la distribution et l'évolution spatio-temporelle des faciès « griottes » au Dévonien supérieur ?
- 3- Quelle est la signification sédimentologique des faciès « griottes » ? Est-elle conforme avec les avancées actuelles sur les carbonates ?
- 4- Quelles sont les principales caractères et environnements des griottes ?
- 5- Quelles sont les principaux cortèges eustatiques dans le Dévonien supérieur ?
- 6- Quelle est la résolution biostratigraphique du Paléozoïque supérieur de l'Ougarta ?
- 7- Quelles sont les fluctuations de la biodiversité au Dévonien supérieur ?
- 8- Les fluctuations de la biodiversité dépendent-elles des différents faciès griottes ?

Afin de répondre au mieux à ces différentes questions, ce travail de thèse a été divisé en trois parties et en chapitres.

Une **première partie « A »** (Généralités) se compose de deux chapitres synthétisant l'état des connaissances actuelles sur le Dévonien en Algérie (Sahara NW) et plus particulièrement le long d'un transect NW-SE (Ben-Zireg-Saoura-Gourara) ainsi que sur les faciès noduleux.

Le chapitre « 1 » – Cadre général régional » est une synthèse stratigraphique et morpho-structurale des différents secteurs étudiés : Ben-Zireg, Ougarta, Gourara. Il fait le point sur la genèse et la géodynamique du bassin d'Ougarta et détaille les successions lithostratigraphiques du Paléozoïque des secteurs étudiés.

Le chapitre « 2 » – Cadre général sur le Dévonien » donne les contextes paléogéographique, paléoclimatologique et biologique, et en particulier lors de la crise biologique majeure à la limite Frasnien-Famennien, et pour les trois secteurs étudiés : Ben-Zireg, Ougarta, Gourara.

Une **deuxième partie « B »** (Données, résultats et discussions), subdivisée en cinq chapitres, comprend les résultats.

Le chapitre « 1 » – Description lithostratigraphique

Le chapitre « 2 » – Sédimentologie

Le chapitre « 3 » – Faciès noduleux « Griottes »

Le chapitre « 4 » – Stratigraphie séquentielle et cortèges sédimentaires

Le chapitre « 5 » – Biodiversité

Une **dernière partie « C »** (Conclusion générale) donne la synthèse des résultats majeurs obtenus au cours de ce travail.

I. Conclusion de l'étude classique (faciologie et géodynamique) = Paléogéographie

II. Conclusion et hypothèse d'un phénomène de type « gazo-hydrothermalisme »

III. Conclusion

PARTIE « A »
CONTEXTE GENERAL

Chapitre « 1 »

Cadre général régional

PARTIE « A ». CONTEXTE GENERAL

Chapitre « 1 » : Cadre général régional

I. Introduction :

La plateforme saharienne occidentale et ses chaînes résiduelles paléozoïques, de faible altitude, se dressent au Sud des reliefs atlasiques. Ces chaînes de direction NW-SE vont de l'Anti-Atlas marocain (Tafilalt et Maïder) aux chaînes algériennes de l'Ougarta, de la région de Béchar et son extension méridionale du Touat-Gourara et, enfin, au Tassili avec sa branche occidentale représentée par l'Ahnet et ses ramifications vers Bled El Mass. Ces régions se localisent de part et d'autre de la suture panafricaine (Figure 1) produite lors de la collision entre le craton ouest africain et le bouclier Toureg.

Le Dévonien supérieur, sur un transect Gourara-Ougarta-Ben-Zireg, est représenté par des faciès particuliers (faciès noduleux rougeâtres, faciès à céphalopodes, faciès « griottes » et « Goniatico-Rosso ») qui semblent jalonner de près cette suture « diffuse », qui serait localisée au Nord de la plateforme, soit au pied des reliefs du sud de la Daoura (Fabre, 1976) soit encore elle correspondrait à l'anomalie gravimétrique de la Saoura (Ennih & Liégeois, 2001).

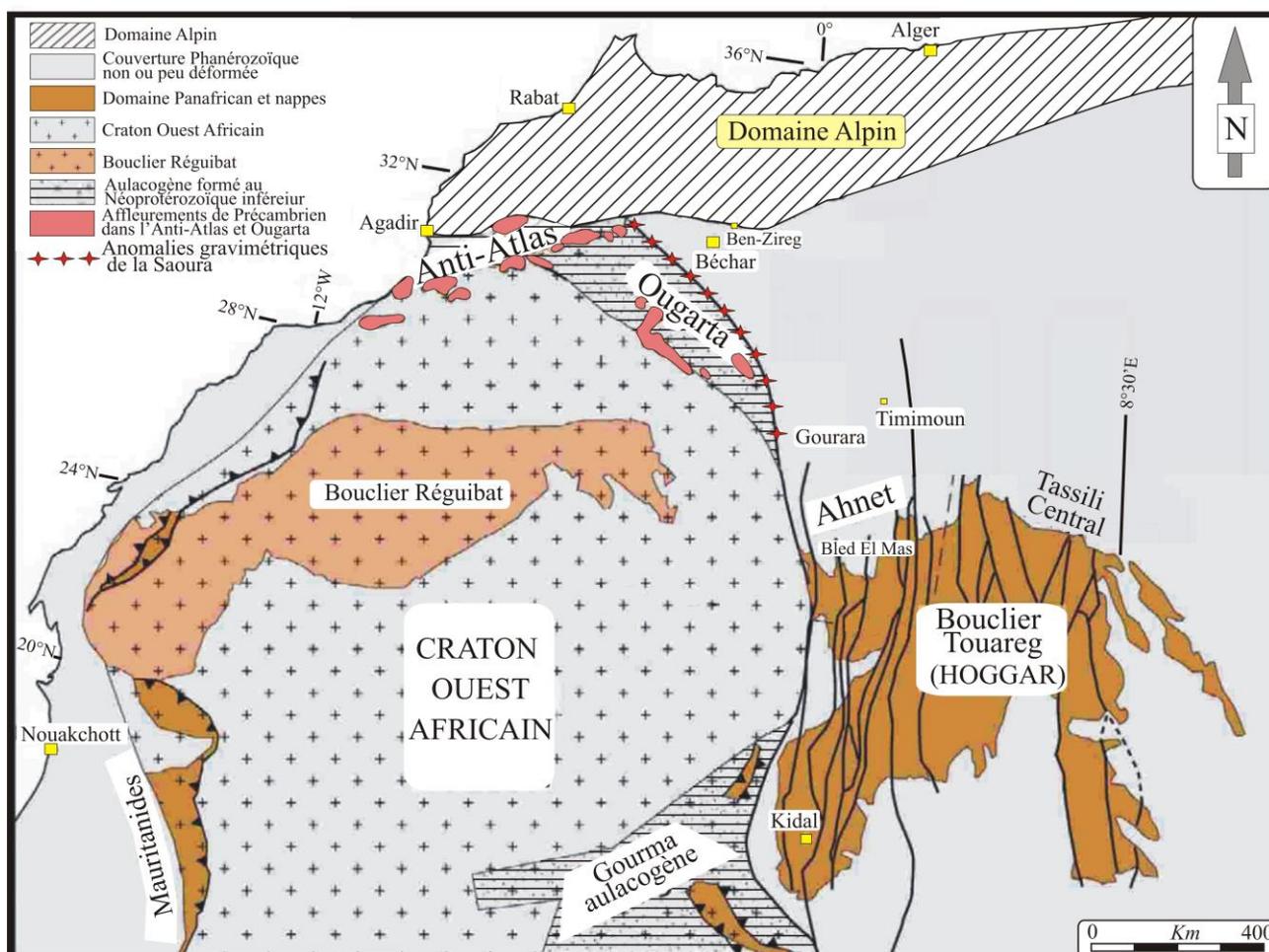


Figure 1 : Carte schématique du Craton Ouest Africain avec l'Anti-Atlas et l'Ougarta dans leur contexte régional (Ennih & Liégeois, 2001) (Modifiée)

Les nombreux travaux entrepris sur les affleurements du Dévonien supérieur furent encouragés par la richesse en faune et particulièrement en céphalopodes (Petter, 1959, 1960), en ostracodes (Casier, 1982, 1985) et récemment en conodontes (Mahboubi, 2015 ; Mahboubi *et al.*, 2015) où la biostratigraphie fut abordée. En outre, les faciès noduleux furent décrits par divers travaux (Ameur & Elmi, 1980 ; Elmi, 1981a,b ; Benhamou *et al.*, 2004) qui ont proposé diverses interprétations conformément aux avancées enregistrées en sédimentologie sur les carbonates en général. Cependant, nous proposons d'étudier ces faciès sur les plans lithologique, sédimentologique et faunique, suivant un transect SE-NW (Gourara-Saoura-Ben-Zireg), afin de suivre leur évolution spatio-temporelle et de comprendre leurs répartitions en fonction des conditions contrôlant leur développement et les causes de leurs limites paléogéographiques. En effet, sur la plateforme sahariennes, ces faciès noduleux rougeâtres disparaissent complètement au sud du Gourara.

II- Cadre stratigraphique et morpho-structural des secteurs d'étude :

II.1.Secteur de Ben-Zireg :

A. Cadre stratigraphique :

L'anticlinal de Ben-Zireg est un massif paléozoïque qui marque la transition entre la marge septentrionale du Craton Ouest-Africain, dont il représente la couverture paléozoïque déformée par la tectonique hercynienne (Michard *et al.*, 1982 ; Houari & Hoepffner, 2003) et le domaine méséto-atlasique situé au Nord. Cette couverture fortement plissée est constituée par des terrains paléozoïques allant du Cambrien jusqu'au Permien sans discordance majeure. Elle est représentée par des dépôts à dominance détritique pendant le Paléozoïque inférieur (Cambro-Ordovicien, Silurien et Dévonien inférieur) suivie par une sédimentation carbonatée au cours du Dévonien moyen et supérieur. Après le Dévonien, la sédimentation change à nouveau et les dépôts devenant mixtes avec le retour des dépôts silici-clastiques en alternance avec des carbonates.

La région de Ben-Zireg est considérée durant le Dévonien comme une fosse étroite et subsidente bordée par des zones résistantes (Paryen, 1961).

B. Cadre morpho-structurale (Figure 2) :

Morphologiquement, la structure de Ben-Zireg correspond à un anticlinal évidé là où les terrains plus anciens affleurent. Cette structure apparaît souvent entre les terrains d'âge Mésozoïque sous forme de crêtes et de dépressions. Les crêtes sont bien visibles au centre de l'anticlinal, représentées par les faciès résistants essentiellement grésos-quartziques du Cambro-Ordovicien et sur la bordure de l'anticlinal par des sédiments à dominance carbonatée du Dévonien (moyen à supérieur) et grésos-carbonatée du Carbonifère. Les dépressions correspondent principalement aux faciès argileux du Silurien et argilo-silto-gréseux du Dévonien inférieur.

Sur le plan structurale, la zone de Ben-Zireg est affectée par une série de failles, de direction SW-NE. Elle relie vers l'Ouest le domaine de l'Anti-Atlas marocain avec la même direction de failles. Cette région apparaît comme une zone de transition, comparable du point de vue géologique et stratigraphique à celle de l'Anti-Atlas à l'Ouest et celle de l'Ougarta (Saoura) au Sud-Ouest.

Cette structure est également affectée par une série de plissements à grand rayon de courbure avec des pentes raides et subverticaux sur les deux versants de l'anticlinal. Ces pentes forts sont visibles dans les affleurements du Dévonien moyen et supérieur.

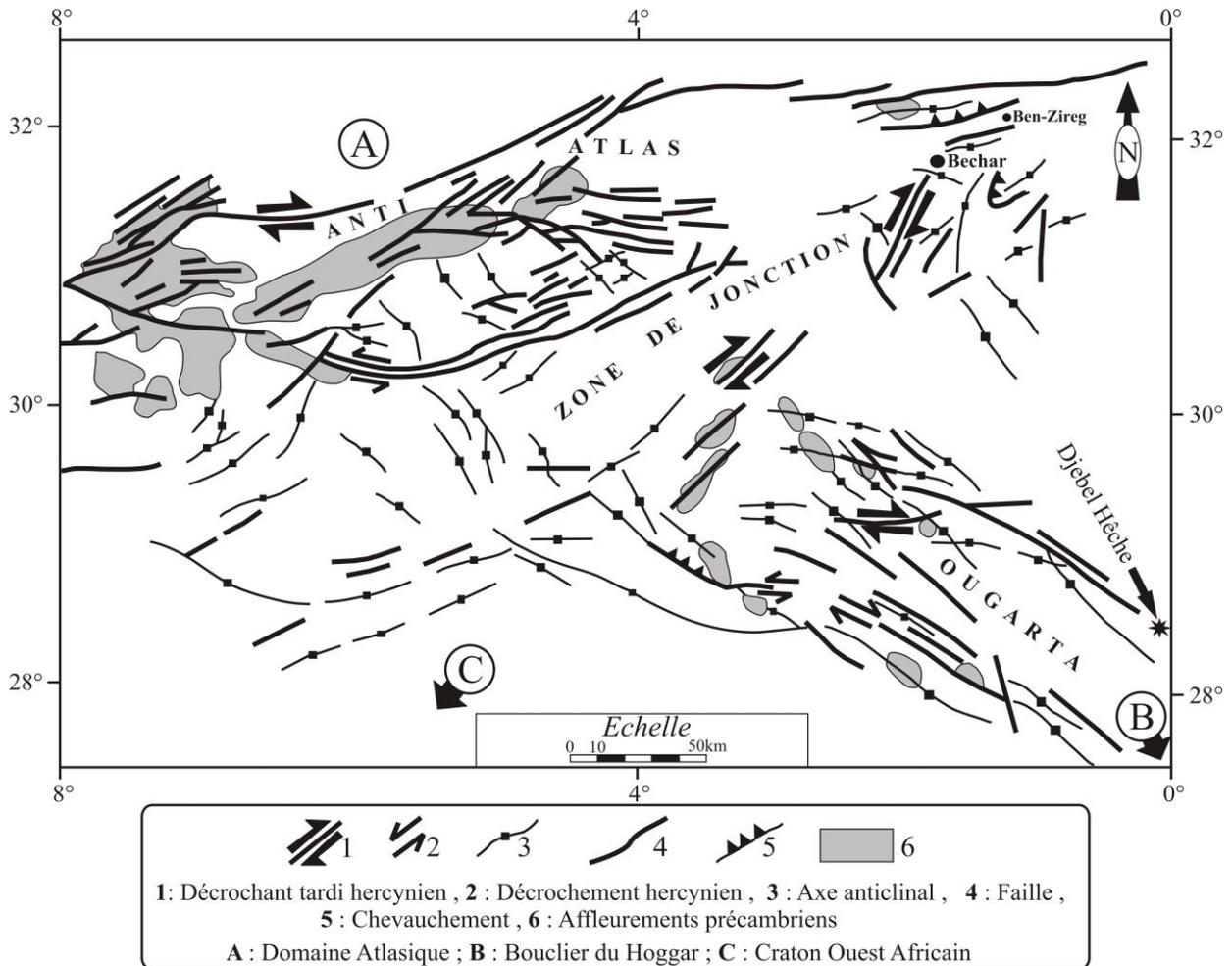


Figure 2 : Schéma structural montrant le raccordement de la chaîne d'Ougarta avec l'Anti-Atlas (Choubert, 1963 pour l'Anti-Atlas ; Donzeau & Zellouf, 1973 pour l'Ougarta ; Pareyn, 1961 pour le bassin de Béchar) (Modifié)

II.2. Secteur d'Ougarta :

A. Cadre stratigraphique :

La chaîne d'Ougarta (Gautier, 1906) se situe au Sud du grand Erg occidental et sur le prolongement sud-oriental de l'Anti-Atlas marocain. Elle est constituée par des terrains précambriens et paléozoïques plissés, marquant une transition entre deux domaines géologiques différents : le craton ouest africain stable à l'Ouest et le domaine panafricain représenté par le bouclier Tergui à l'Est. Cette chaîne de direction NW-SE est subdivisée en deux grands faisceaux séparés par le grand synclinal d'Erg er Raoui (Figure 3) :

- Le Faisceau de la Daoura, dans la partie la plus méridionale, représenté par des terrains précambriens et cambro-ordoviciens. Il comprend quelques plis et la structure orientée WSW-ENE de Ben Tadjine. Le grand décrochement est responsable du changement de direction.

- Le Faisceau de la Saoura, constituant la zone la plus septentrionale, est représenté par les Monts d'Ougarta *sensu stricto*, à terrains allant du Précambrien jusqu'au Carbonifère. Il se présente sous forme d'un alignement de plusieurs plis parallèles avec un grand rayon de courbure.

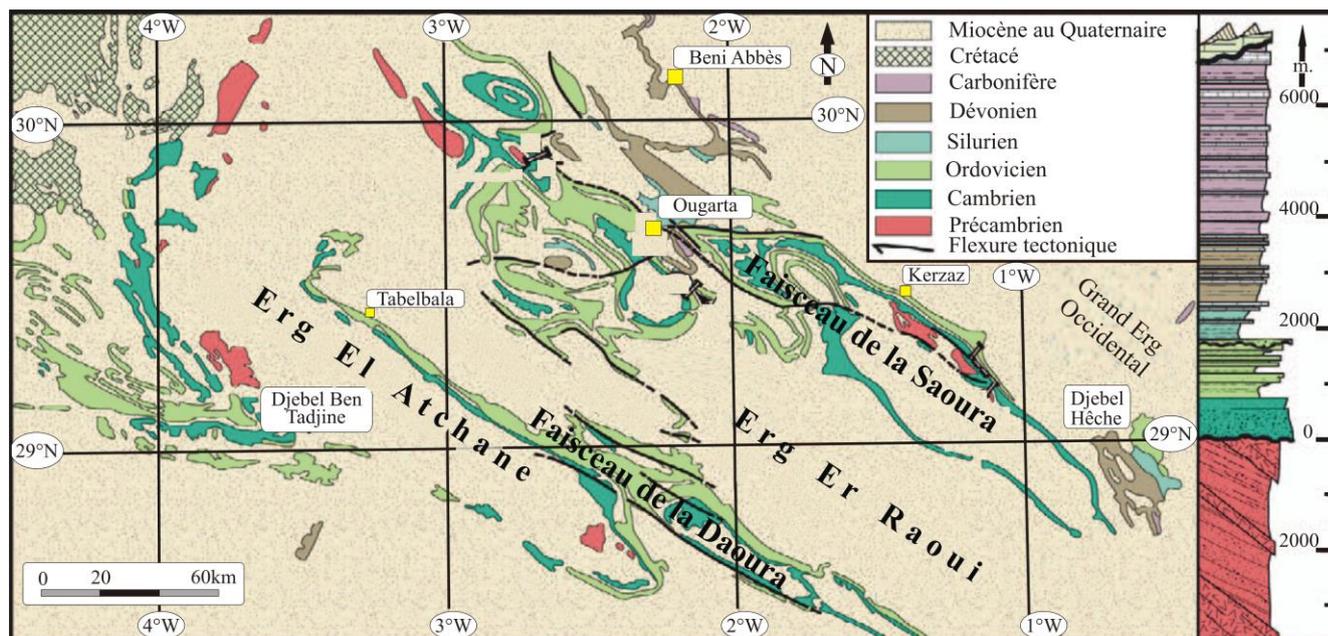


Figure 3 : Carte géologique de la chaîne d'Ougarta et colonne synthétique (Chikhaoui & Donzeau, 1972 ; Ghienne *et al.*, 2007) (Modifiée)

La chaîne d'Ougarta a été considérée comme un sillon subsident (« aulacogène » *sensu* Schatsky & Bogdanoff, 1960), située à la jonction entre deux cratons (Collomb & Donzeau, 1974). Pour ces auteurs, un aulacogène est un fossé tectonique plus long que large, affectant un socle, et dont l'effondrement progressif est contemporain au remplissage sédimentaire à produit local. Ces auteurs définissent les critères de l'aulacogène par :

- Un contrôle des structures par un mécanisme exclusivement vertical et décrochant ;
- Une géométrie « pénétrante » de l'Ougarta par rapport à la bordure de la plate-forme, limitée par l'accident sud-atlasique ;
- Une liaison de l'Ougarta avec une chaîne géosynclinale non évidente, l'accident sud atlasique ayant joué essentiellement à l'hercynien (Mattaouer *et al.*, 1972). Vers le Sud, des séries stratigraphiques s'amincissent et disparaissent dans le Touat, avec un plissement diminuant d'amplitude et disparaissant ;
- Un magmatisme réduit.

Debelmas & Mascle (2004) considèrent un aulacogène comme un bassin mixte (intermédiaire) entre les bassins proprement dits (bassins cratoniques) et les fossés d'effondrement (rifts classiques). Pour ces auteurs, l'aulacogène est un bassin sédimentaire qui se développe perpendiculairement sur une marge d'un continent, en s'ouvrant sur l'océan.

Suivant les caractéristiques présentes ainsi que les valeurs calculées sur la subsidence dans l'Ougarta, Hamdidouche (2009) considère cette chaîne comme un rift dissymétrique (bassin intracratonique) ouvert sur la suture panafricaine entre le Craton ouest africain et le domaine panafricain de l'Afrique de l'Ouest.

B. Cadre morphostructurale (Figure 2) :

La chaîne d'Ougarta est structurée principalement par la succession de vastes plis anticlinaux avec un cœur précambrien et des versants (crêtes) de terrains résistants essentiellement gréseux ou quartziques cambro-ordoviviens, et de plis synclinaux constituant de larges dépressions plates (inférieure à 250 m d'altitude) avec des séries de terrains tendres, détritiques, argilo-gréseuses du Siluro-Dévonien. La subsidence et les soulèvements des boucliers s'expriment actuellement par des unités sédimentaires en crêtes et dépressions au pourtour de ces socles (Fabre, 1976). Cette chaîne d'Ougarta s'immerge dans le Gourara-Touat vers le Sud pour disparaître complètement, alors que vers le Nord elle se raccorde avec l'Anti Atlas marocain sous le plateau créacé du Kem Kem.

La structure de la chaîne d'Ougarta, de morphologie appalachienne (Donzeau, 1971), semble être contrôlée par la lithologie des terrains : les terrains résistants quartzitiques constituent les zones hautes de la structure ; les terrains moins résistants représentent les dépressions et les plaines. Ceci est confirmé par l'image satellitaire de Landsat (1990).

Sur le plan structural, la zone de jonction Ougarta-Anti-Atlas et Ougarta-Hoggar (Donzeau & Zellouf, 1973) est représentée par une série de failles orientées ENE-WSW. Elle relie deux domaines géographiques distincts mais comparables du point de vue géologique et stratigraphique. Ces domaines sont :

- L'Anti-Atlas oriental au NW avec des directions 45°-60° et 90°-100°;
- L'Ougarta au SE avec une direction principale NW-SE.

Cette zone de jonction (Figure 2) est représentée par des assises détritiques attribuées au Cambro-Ordovicien (Hamdidouche, 2009).

II.3.Secteur du Gourara :

A. Cadre stratigraphique :

Le bassin du Gourara constitue l'un des bassins paléozoïques du Sahara nord ouest de l'Algérie qui longe le flanc nord du craton ouest-africain. Il préserve d'épaisses séries sédimentaires allant du Cambro-Ordovicien au Carbonifère sans interruption sédimentaire majeure, représentées essentiellement par des sédiments clastiques et partiellement carbonatés dans la partie basale du Silurien et dans le Dévonien moyen et supérieur. Il constitue avec le bassin du Touat le prolongement de la chaîne d'Ougarta vers le SE.

B. Cadre morphostructurale (Figure 2) :

Du point de vue morphologique, le Paléozoïque de la région du Gourara correspond généralement à de vastes replats avec quelques rares crêtes de faibles hauteurs. Ces dernières représentent essentiellement les reliques d'anticlinaux avec des sédiments gréseux du Cambro-Ordovicien, alors que les dépressions correspondent souvent à des synclinaux, à dominance argileuse du Silurien et du Dévonien, occupés par des sebkhas.

Les déformations structurales dans cette région sont caractérisées par une série de plis liés à des inversions de failles extensives, essentiellement liées à la phase hercynienne. Des compartiments chevauchés déformés par des failles inverses sont aussi représentés (Hervouet & Duée, 1996). Les plis sont généralement asymétriques et orientés vers le nord-ouest, direction parallèle à la chaîne de l'Ougarta. Avec sa position marginale durant le rifting, au début du Paléozoïque, la région aurait connu le dépôt d'épaisses séries post-rift.

III. Prolongement de la région d'étude vers le NW et le SE (Figure 4) :

La chaîne d'Ougarta est une zone de décrochement orientée NW – SE, dont le prolongement vers le NW est représenté sous le plateau crétacé du Kem-Kem par l'Anti-Atlas marocain. Ce dernier avec une direction NE-SW et s'étend sur 700 km depuis l'Atlantique jusqu'au Hamada du Guir, et représente une chaîne basse sous le Haut Atlas. Il est subdivisé morphologiquement en trois régions (Figure 4) : Anti Atlas occidental, Anti Atlas central, et Anti Atlas oriental.

L'Anti Atlas occidental et oriental sont différenciés par la faille majeure de Bou Azzer, d'une direction WNW-ESE.

Par rapport à son équivalent en Algérie (= Ougarta), l'Anti Atlas est mieux connu et largement bien étudié sur les plans géochronologique, stratigraphique et tectonique (Choubert, 1952 ; Lecolle *et al.*, 1989, 1991 ; Leblanc, 1979, 1980, 1981 ; Leblanc & Lancelot, 1980 ; Fekkak *et al.*, 1999, 2000, 2002 ; Benziane *et al.*, 1983 ; Benziane & Yazidi, 1992 ; Piqué *et al.*, 1995 ; Soulaïmani *et al.*, 2003 ; Rjimati *et al.*, 1992 ; Ducrot *et al.*, 1979 ; Ben Saou, 1990 et Ben Saou & Hamoumi, 2001).

Un domaine particulier (Boutonnière de Ben-Zireg) apparaît entre l'Anti-Atlas au NW et l'Ougarta au SE. Il s'agit des affleurements du Paléozoïque dans le bassin de Béchar à la limite méridionale de la flexure Sud atlasique.

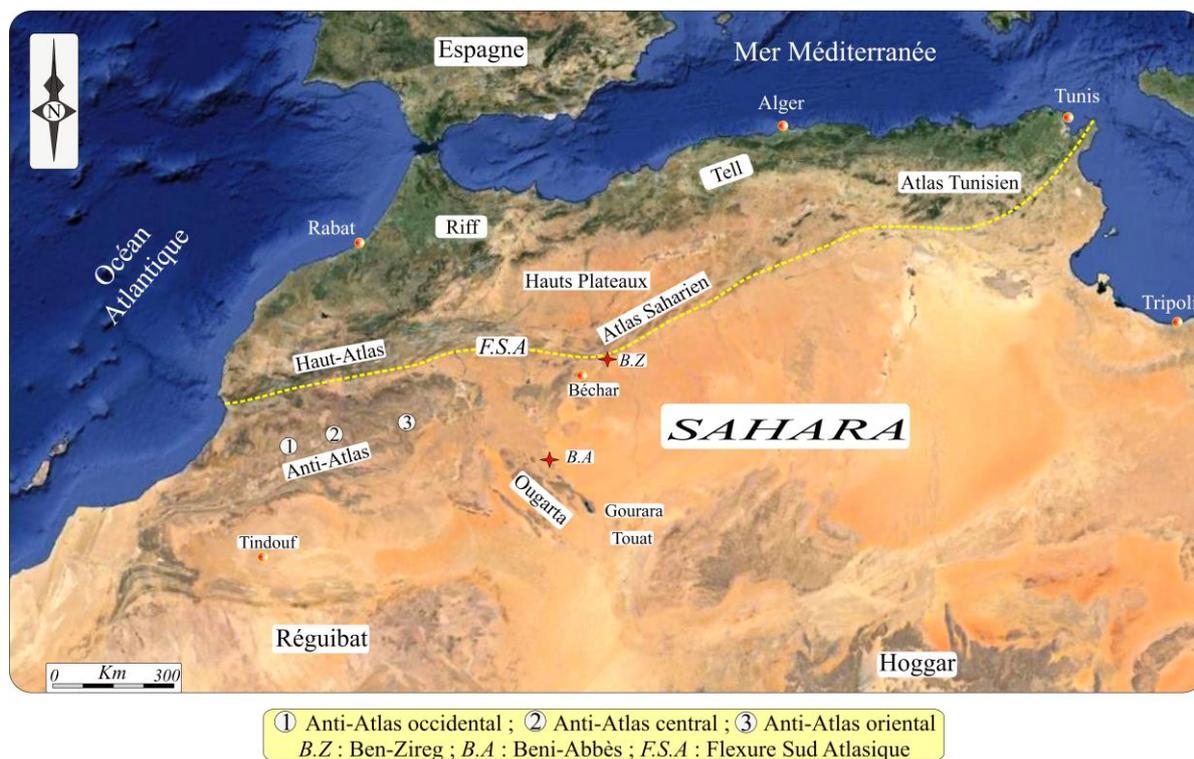


Figure 4 : Schéma montrant le prolongement NW-SE des grands ensembles paléozoïques du Sahara algérien Nord-occidental

IV. Genèse et géodynamique du bassin d'Ougarta :

L'Ougarta qui correspond aujourd'hui à une zone de décrochement relierait deux domaines où la subduction est mise en évidence. Elle se trouve sur une marge passive du craton ouest africain (Fabre, 1988) : une subduction vers l'Est (zone des Iforas) (Black *et al.*, 1979) au Sud de la zone du Hoggar, et une subduction vers le Sud entre l'Anti Atlas occidental et central au niveau de la faille majeure.

L'Ougarta correspond à un couloir de décrochement NW-SE reliant la subduction vers l'Est de l'Iforas-Hoggar et celle vers le Sud de l'Anti Atlas (Bouima, 1986). La limite entre les deux cratons correspondrait à la zone de collision (Caby, 1967 ; Fabre, 1976 ; Bouima, 1986). Ainsi, l'Ougarta se situerait sur la marge passive du craton ouest africain et les grands accidents tectoniques NW-SE seraient les conséquences de la fracturation de cette marge (Fabre, 1988). Cet auteur explique le rôle joué par la région de l'Ougarta de la façon suivante :

- La zone correspondait à un décrochement NW-SE et relierait la subduction vers l'Est au Sud et vers le Sud au Nord, dans l'Anti Atlas. Le jeu de ce dernier continuerait jusqu'au Cambrien et la limite Craton ouest africain-zone panafricaine serait une discontinuité marquée sur les cartes aéromagnétiques par une anomalie profonde représentant donc un accident qui limiterait l'Ougarta au sud (Fabre, 1988) ;

- La région serait une marge passive du craton ouest africain et la suture avec le domaine panafricain, se situerait plus à l'Est. Les accidents, orientés NW-SE, qui caractérisent l'Ougarta seraient une fracturation qui affecte cette marge passive.

Cette chaîne aurait fonctionné comme un rift dissymétrique en forme de demi graben avec des bordures faillées. Le long des fractures NW-SE précambriennes, l'ouverture de ce rift est liée à la distension et aux déplacements coulissants (Aït-Kaci, 1990).

V. Le Paléozoïque des secteurs d'étude :

V.1. Secteur de Ben-Zireg :

Le secteur de Ben-Zireg appartient au domaine géographique présaharien. Ce secteur est limité au Nord par la route nationale N° 6 et le chemin de fer reliant Béchar à Naâma ; au Nord Ouest par la localité connue communément Ben-Zireg et Djebel Antar ; à l'Est par Chebket Fendi et le lieu dénommé Ras Lahrach, et au Sud Ouest par la bordure septentrionale du Djebel Bechar (Figure 5).

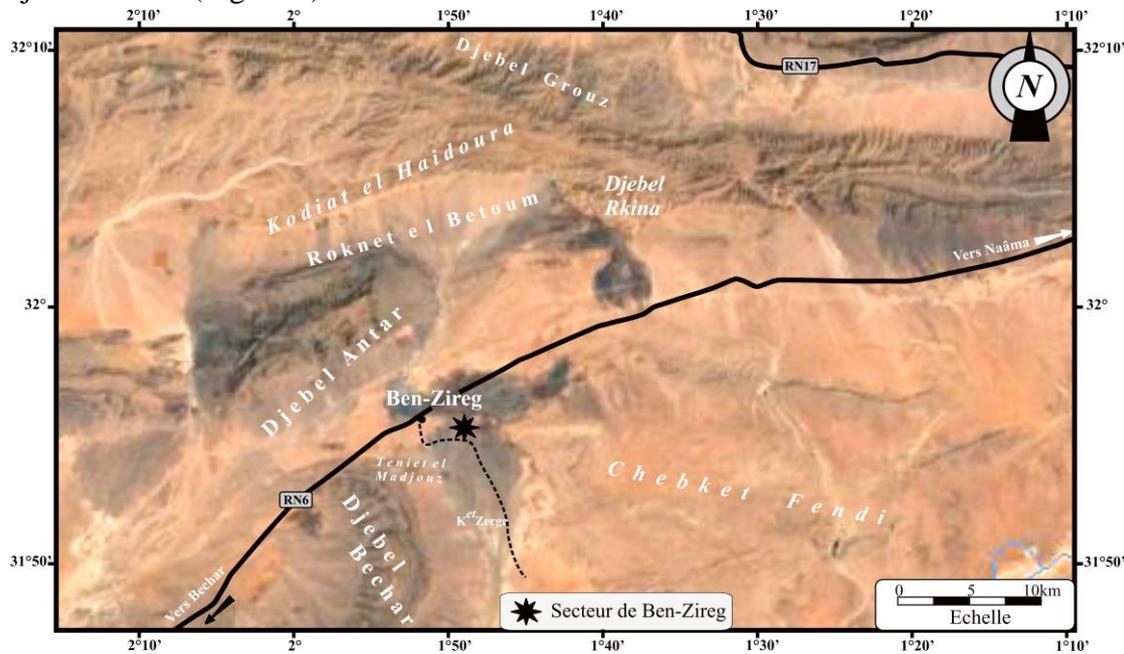


Figure 5 : Localisation du secteur de Ben-Zireg

Les principaux travaux synthétisés par Pareyn (1961) et Fellah (2009), sur le Paléozoïque de Ben-Zireg (Figure 6), montrent la succession lithostratigraphique suivante (Figure 7).

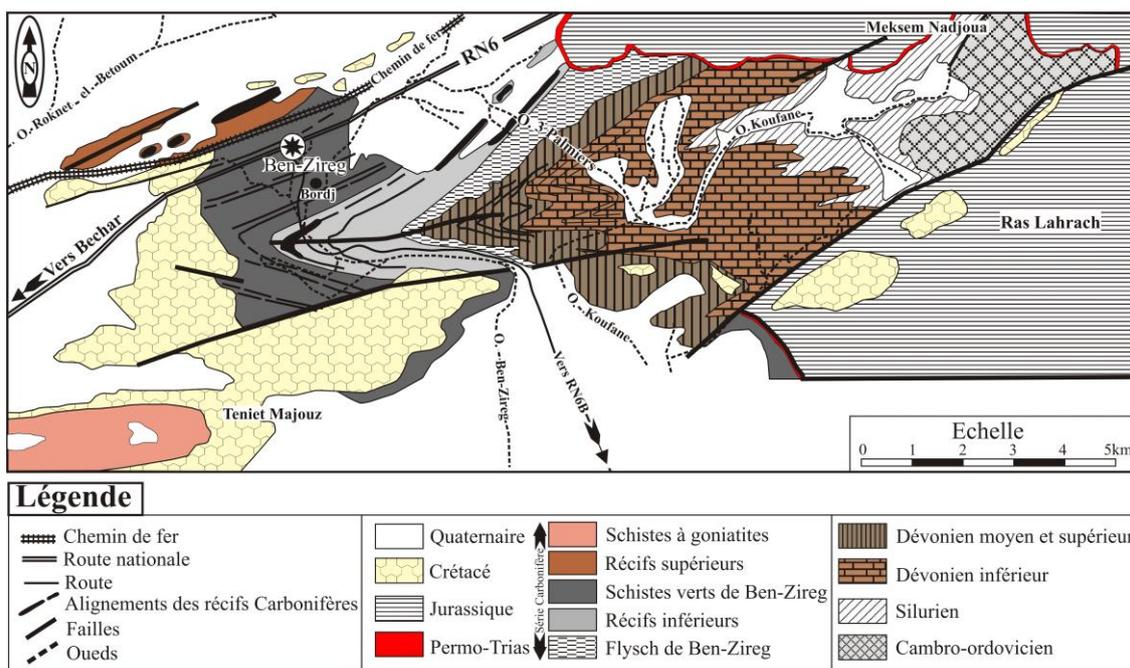


Figure 6 : Carte géologique de la structure de Ben-Zireg (Pareyn, 1961) (Modifiée)

A. Le Cambro-Ordovicien (400 m) :

Il est essentiellement détritique et représenté par un puissant complexe schisto-gréseux au cœur de l'anticlinal. La partie basale du Cambro-Ordovicien est dominée par des schistes verdâtre, traversés en certains endroits par des filons de quartz. Dans la partie médiane, les niveaux gréseux arkosiques, parfois microconglomératiques, deviennent de plus en plus abondants. La partie sommitale est marquée par la réapparition d'un faciès essentiellement schisteux avec quelques figures de stratification entrecoupées dans les niveaux gréseux. Un niveau repère de grès quartzique à grain de zircon caractérise la fin du Cambro-Ordovicien et le début du Silurien.

B. Le Silurien (360 m) :

Le Silurien est caractérisé par sa couleur grisâtre, et matérialisé par un faciès argilo-micacé et fossilifères, à graptolites à la base, suivi par deux importantes barres de calcaires à crinoïdes et orthocères, légèrement argileux à la base et dolomités, à grumeaux au sommet. Le Silurien se termine par une puissante masse d'argile schisteuse à forte abondance de graptolites et d'orthocères de grande taille. Cette masse argileuse est marquée par un niveau de calcaire crinoïdique intercalé entre les lits à nodules stratifiés dans les argiles.

C. Le Dévonien (728 m) : (Voir page : 23-26)

D. Le Carbonifère (3000 m) :

La zone de passage Dévono-carbonifère est marquée par un niveau argileux, feuilleté (0,60 m). Ce niveau blanchâtre est coiffé par une croûte ferrugineuse renfermant des écailles de poissons Rhipidistiens, des trilobites et des bivalves (Pareyn, 1961).

Le Carbonifère de Ben-Zireg comprend à la base une série d'épaisseur variable du flysch viséen (schistes verts en alternance avec des niveaux gréseux parfois microbréchiqes). Ces flyschs qui reposent sur un niveau de base d'argilite blanchâtre fossilifère sont surmontés par la série (200 m) des récifs « inférieurs ». Après les récifs inférieurs, une épaisse masse (1750 m) de schistes verts de Ben-Zireg s'installe avec des intercalations de dalles de calcaires à entroques et de calcaires dolomotiques et quelques passées gréseuses à la base. Dans cette masse, la succession des dépôts est régie par la subsidence qui s'inscrit dans les premières phases de l'orogénèse hercynienne anté-atlasique (Pareyn, 1961). Vers le haut, une mise en place de la deuxième série (400 m) de récifs « supérieurs » avec des calcaires crinoïdiques à la base puis des calcaires infrarécifaux comprenant de petits récifs à Lithostrotions et enfin des récifs à Stromatactis et des calcaires périrécifaux.

La partie terminale du Carbonifère de Ben-Zireg est représentée par les schistes à goniatites en intercalations avec de rares niveaux de calcaires crinoïdiques bréchiqes. Cette partie est caractérisée à la base par de rares passées gréseuses en plaquettes. Les niveaux gréseux deviennent de plus en plus abondants vers le haut et montrent quelques stratifications entrecoupées.

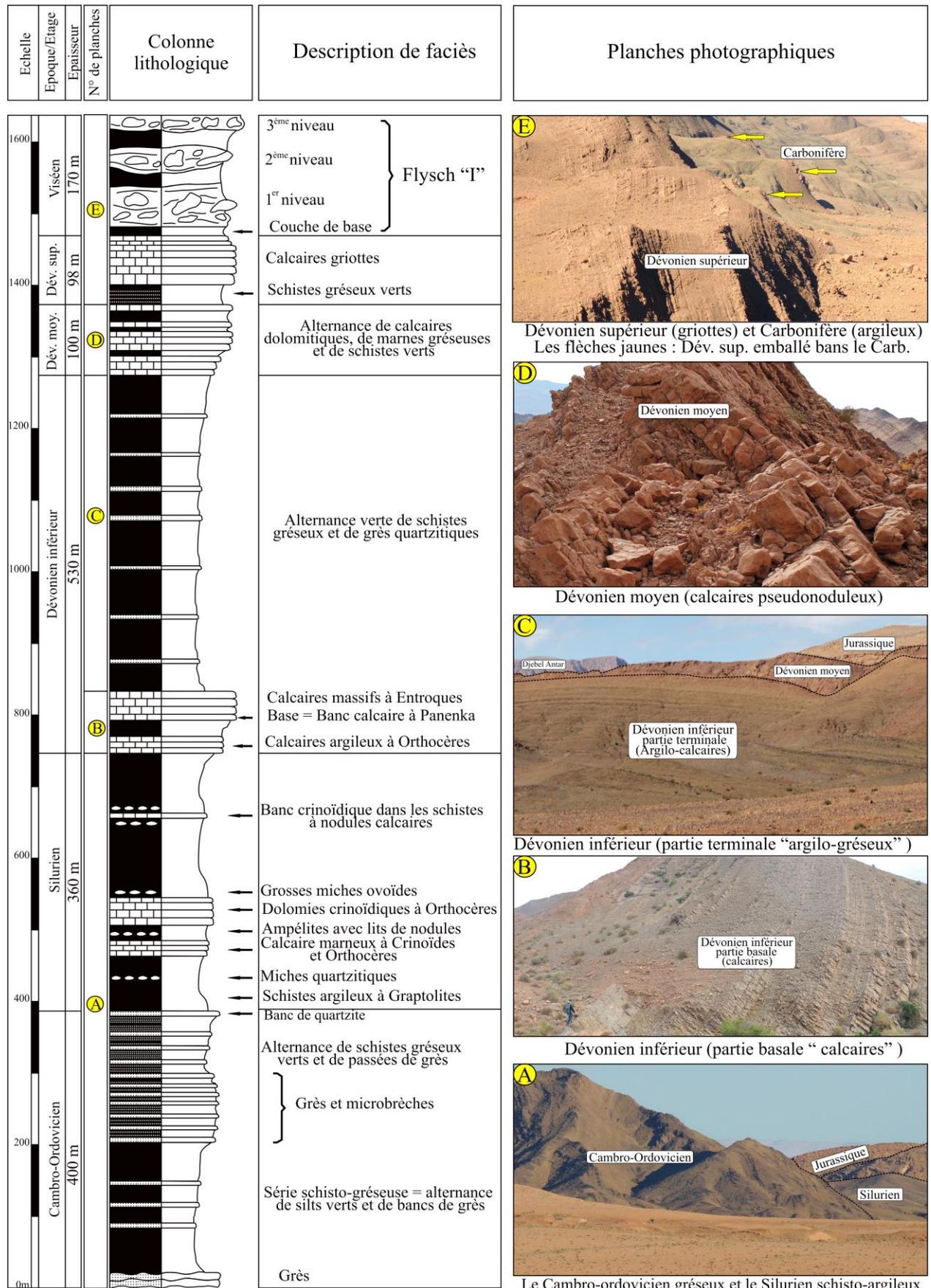


Figure 7 : Succession lithostratigraphique du Paléozoïque de Ben-Zireg (Pareyn, 1961) (Modifiée)

V.2. Secteur de l'Ougarta (Saoura) :

Les affleurements du Paléozoïque dans les Monts d'Ougarta sont bien représentés dans le faisceau de la Saoura, sur la route reliant le village de l'Ougarta à Beni-Abbès. Il s'agit d'une succession stratigraphique allant du Cambrien jusqu'au la base du Carbonifère à Ouarourout (Figure 8).

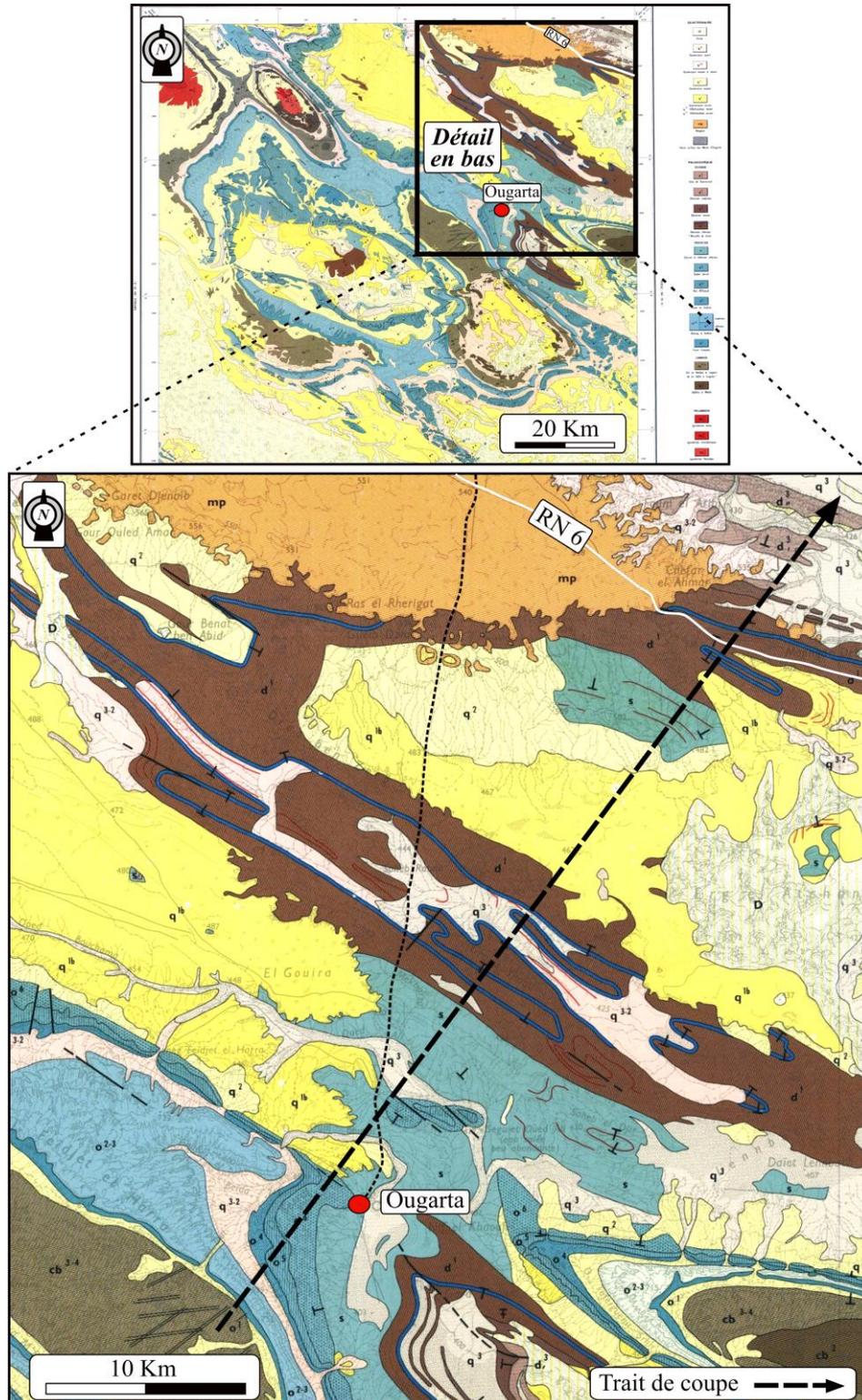


Figure 8 : Carte géologique de l'Ougarta (N° NH-30-X, 1/200 000) avec le trait de coupe de la série Paléozoïque

L'initiation et l'ouverture du bassin d'Ougarta se produit sur l'emplacement de la suture panafricaine qui sépare le craton ouest africain à l'Ouest et le bouclier Touareg à l'Est. Cette ouverture débutera au Cambrien et ne se fermera définitivement qu'au Dévonien supérieur (Fabre, 2005 ; Hamdidouche, 2009).

Sans lacune sédimentaire majeure, la chaîne d'Ougarta constitue l'une des rares régions de l'Algérie où les affleurements des terrains paléozoïques sont continus depuis le Cambrien jusqu'au Strunien (passage Dévonien-Carbonifère). Ces terrains reposent sur un Précambrien déterminé par analogie avec l'Anti Atlas et le Hoggar.

Le Précambrien de la chaîne d'Ougarta, qui affleure dans les noyaux d'anticlinaux en boutonnières, est constitué de roches volcaniques (Dacites, Rhyolites, Ignimbrites, Andésites, agglomérats volcaniques ...). Il est matérialisé dans le faisceau de la Daoura par une épaisse série détritique et dans le faisceau de la Saoura par une série de grauwacks à caractère flyschoides (Caby, 1967) comparable à la série verte du NW du Hoggar (Caby, 1970) et au complexe des grauwacks et grès feldspathiques de l'Anti-Atlas oriental (Leblanc, 1980).

Dans la région d'Ougarta, plusieurs travaux, basés sur des données paléontologiques (Menchikoff, 1933, 1936 ; Gomez Silva *et al.*, 1963 ; Beuf *et al.*, 1971 ; Arbey, 1962 ; Legrand, 1983 ; Fabre, 1976 ; Ait Kaci, 1990 ; Maâche, 1987) ont permis des coupes lithostratigraphiques et des attributions chronostratigraphiques (Figure 9) :

A. Le Cambrien :

Le Cambrien est bien visible dans le faisceau de la Daoura. Il est représenté par deux formations :

- La Formation basale **des arkoses de Sekhat El Mellah (220 m)** à tigilites et des grès arkosiques (Caby, 1967) analogues aux faciès de l'Anti-Atlas attribués au Cambrien inférieur (Destombes, 1963 ; Aït-Kaci, 1990 ; Destombes *et al.*, 1985 ; Fabre, 1988 ; 2005 ; Ghienne *et al.*, 2007) ;

- La Formation sommitale **des quartzites d'Ain Nechea (580 m)** montrant des grès quartzitiques à tigilites (Aït-Kaci, 1990). Le niveau riche en brachiopodes « Dalle à lingules », attribué au Trémadoc, marque par convention la fin du Cambrien.

B. L'Ordovicien :

L'Ordovicien qui forme les principales crêtes de la chaîne d'Ougarta est matérialisé par une épaisse série gréseuse avec des passées de combes d'argiles. L'apparition des graptolites dont *Dictyonema flabelliforme* indique le début de l'Ordovicien. Il montre cinq formations :

- B1. Formation des argiles de Foum Tineslem (100 m)** plus argileuse à la base avec des graptolites (*Dictyonema flabelliforme*) et plus carbonaté vers le haut avec des brachiopodes (lingules), des trilobites (*Asaphides*) et des graptolites (*Bryograptus*, *Clonograptus*).

- B2. Formation des grès quartzitiques de Kheneg El Aatène (140 m)** avec des grès quartzitiques massifs à la base (Sacal, 1963) et une forte abondance de tigilites vers le sommet. Les grès renferment quelques brachiopodes (lingules, obolidés) indiquant l'Arenigien.

B3. Formation des argiles de Foum Ezzeidia (170 m) représentée par des argiles à interlits calcaires. La présence des trilobites (*Calymenella*, *Synhhomolatus*) et des graptolites (*Didymonograptus*, *Dichograptidae*, *Dendograptidae*) confirment l'âge Arenigien supérieur - Llanvirn.

B4. Formation des grès de Bou Mhaoued (120 m) caractérisée par des grès quartzeux à quelques passées lenticulaires calcaires, à trilobites (*Calymenella* sp.). Une disparition des graptolites a été signalée par Legrand (1983). Cette formation est attribuée du Llandeillo à Caradoc (Gomez-Silva *et al.*, 1963).

B5. Formation de Djebel Serraf (130 m) correspondant à une sédimentation péri-glaciaire à glaciaire (Fabre, 1976), à dominance gréseuse parfois quartzique du Caradoc à Llanvirn inférieur. La partie sommitale de la formation devient schisteuse avec l'apparition des graptolithes indiquant le début du Silurien.

C. Le Silurien (480 m) :

La base du Silurien est marquée par une grande masse schisteuse riche en graptolithes (Menchikoff, 1930). Cette période est bien représentée dans la formation d'Oued Ali du Llandoveryen par la présence de *Orthograptus* aff. *mutabilis*, *Climacograptus* aff. *rectangularis*, *Rastrites* sp. (Legrand, 1985a,b). Vers le haut, le faciès devient plus argileux à intercalations calcaires à orthocères, à trilobites (*Phacops*), à bivalves (*Cardiola*) et des graptolithes (*Monograptus colonus*) de la base du Ludlow. Le Pridoli est attesté par *Monograptus ultimus*, *Spathognathodus steinhornensis* et *Monograptus* gr. *Lochkovens* (Legrand, 1985a) et confirmé par la biozone des chitinozoaires à *Urnochitina urna* (Boumendjel *et al.*, 1997). L'apparition des graptolithes *Monograptus uniformis* dans les niveaux argilo-gréseux à la fin de la série indique la base du Dévonien.

D. Le Dévonien (2300 m) : (Voir page : 27-35)

E. Le Carbonifère :

Dans la Saoura, la base du Carbonifère (Tournaisien) n'affleure que dans le secteur de Ouarourout, dans la localité de Hassi Sguilma. L'épaisse formation (700 m) des argiles de Ouled Bou Hadid est représentée par des argiles rouges à rares intercalations de silts. Cette formation serait recouverte par les alluvions récentes de l'oued Saoura, et donc mal représentée au Sud (Marhouma). Dans la région de Ouarourout, vers la fin des grès du Dévonien supérieur, un niveau de calcaires détritiques a livré des ammonoïdes *Gattendorfia* sp. avec *Siphonodella sulcata* (Conrad, 1970 ; Malti, 2012) qui attesteraient le Tournaisien inférieur conodontes *Pseudopolygnathus dentilineatus* et *Polygnathus communis* (Weyant, 1985) avec le genre *Spathognathodus* du Famennien supérieur - Tournaisien inférieur.

Une deuxième formation (formation de Hassi Sguilma) surmonte la première (argiles de Ouled Bou Hadid) par un passage progressif jusqu'aux grès à ripple marks. Le sommet de la seconde formation, avec des brachiopodes *Spirifer tornacensis*, est caractérisée par un niveau carbonaté à bivalves, polypiers et gastéropodes avec des débris de crinoïdes et de bryozoaires. Dans ce dernier banc calcaire, (Menchikoff, 1930) a récolté *Prolecanites comparabellum*, *Munsteroceras oweni*, *Aganides rotatorius*, *Prolecanites compressus* et *Munsteroceras sphaeroidalis*. Il renferme aussi des conodontes d'âge Tournaisien supérieur *Siphonodella duplicata* (Malti, 2012), *Polygnathodus communis* et *Ozarkodina sp.* (Remack-Petitot, 1960).

La seconde Formation de Hassi Sguilma est subdivisée en deux membres : le membre inférieur avec des conodontes de la zone à *Siphonodella crenulata* et le membre supérieur de la zone à *Scaliognathus anchorolis*.

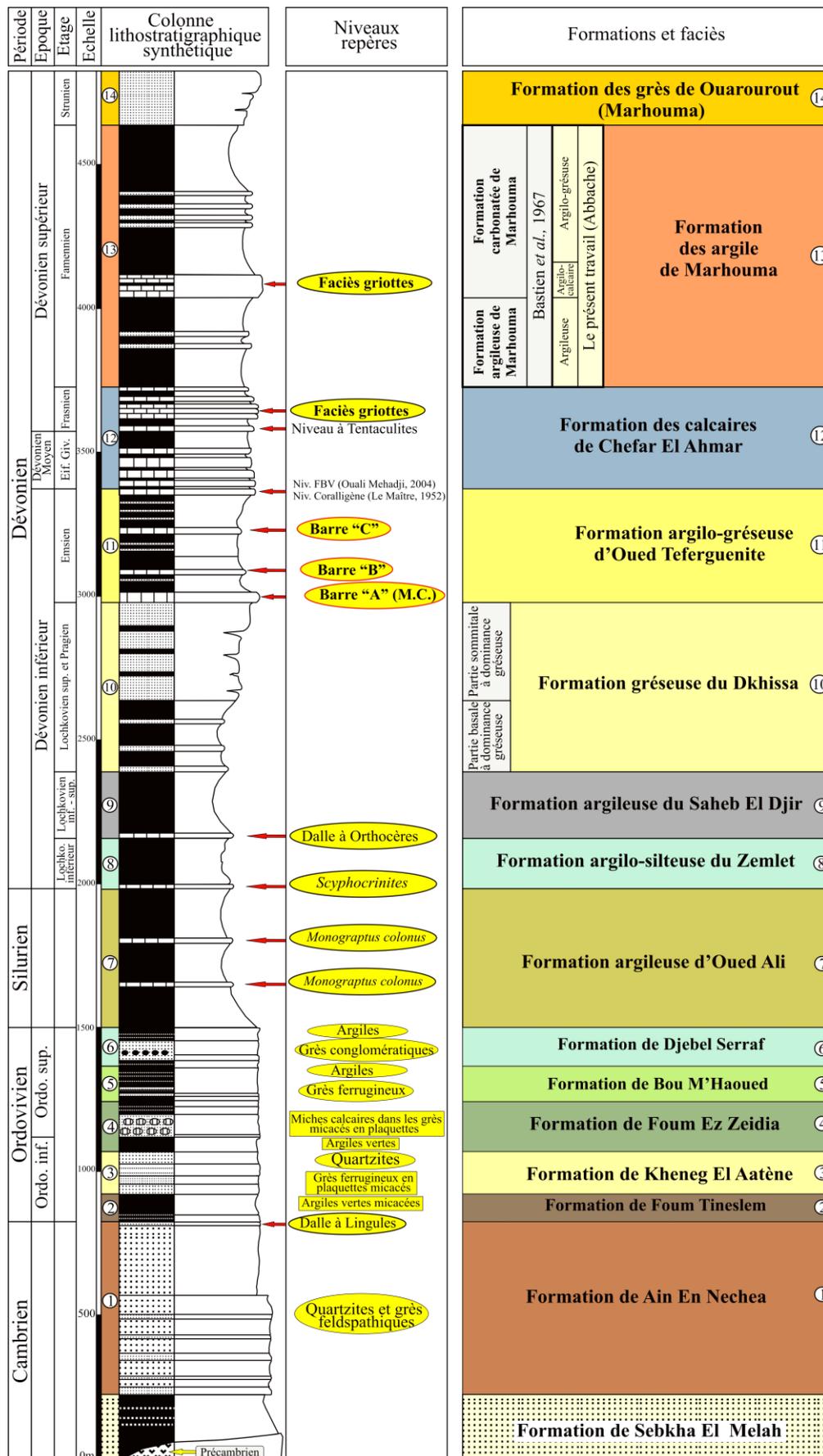


Figure 9 : Succession lithostratigraphique du Paléozoïque de l'Ougarta (Gomez Silva *et al.*, 1963 ; Legrand, 1967 ; Bastien, 1967 ; Donzeau, 1971) (Modifiée)

V.3. Secteur du Gourara :

L'effondrement post-orogénique panafricain, accompagné d'un volcanisme bien visible dans la chaîne de l'Ougarta et dans le Hoggar, donne naissance à un bassin de direction N-S. Cette direction est causée par des mouvements le long des failles N-S qui ont initié le développement de bassins et influencés leur forme (Beuf *et al.*, 1971). Après le remplissage par une série rouge au cours de l'Infra-Cambrien, le bassin se développe et l'extension s'accroît durant le Paléozoïque avec les dépôts sédimentaires de natures différentes (Figure 10).

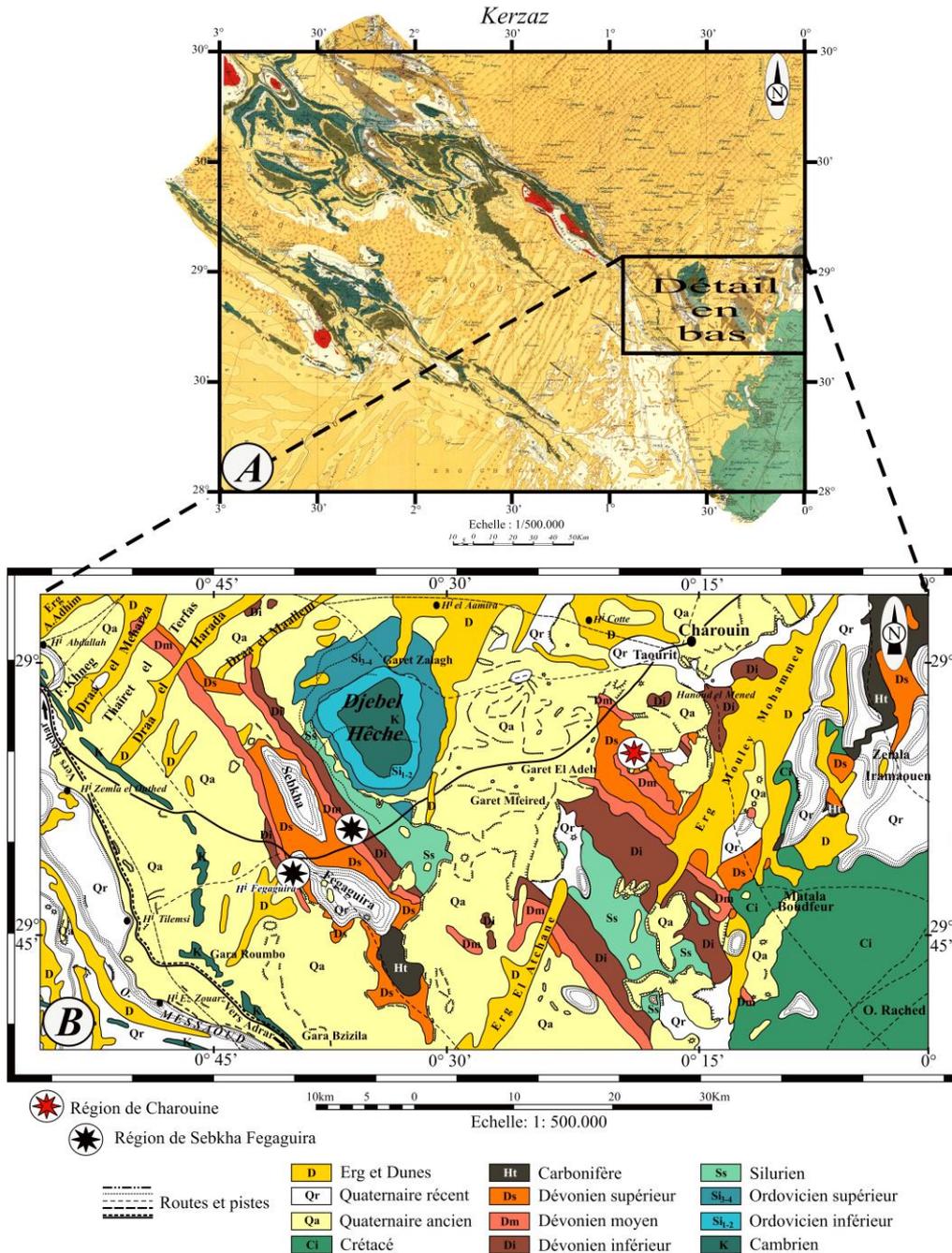


Figure 10 : A- Carte géologique de Kerzaz (1/500 000); B- Carte géologique de la région du Gourara (Modifiée)

Le Gourara, comme la Saoura et le Touat, est une dépression et le point le plus bas entre l'Atlas au Nord et le Tadmait au Sud. Il est représenté sous la forme d'une cuvette occupée une large bande de terrains paléozoïques. Ces terrains sont représentés dans la région de Djebel Hêche par une sédimentation allant du Cambrien au Carbonifère (Figure 10 A, B). La lithostratigraphie des séries sédimentaires du bassin de Gourara est représentée (Figure 11).

A. Le Cambrien :

Le Cambrien qui repose en discordance angulaire sur tous les dépôts infracambriens existants dans le Sahara, commence par une formation de grès quartziques. Il est formé essentiellement par des dépôts silici-clastiques au cœur de la structure anticlinale du Djebel Hêche (Legrand, 1985b).

B. L'Ordovicien :

L'ordovicien est représenté essentiellement dans l'anticlinal de Djebel Hêche par des grès massifs à figures sédimentaires et des passées argileuses plus ou moins schisteuses. L'épaisseur de la série ordovicienne dans la région de Timimoun est de l'ordre de quelques centaines de mètres.

C. Le Silurien :

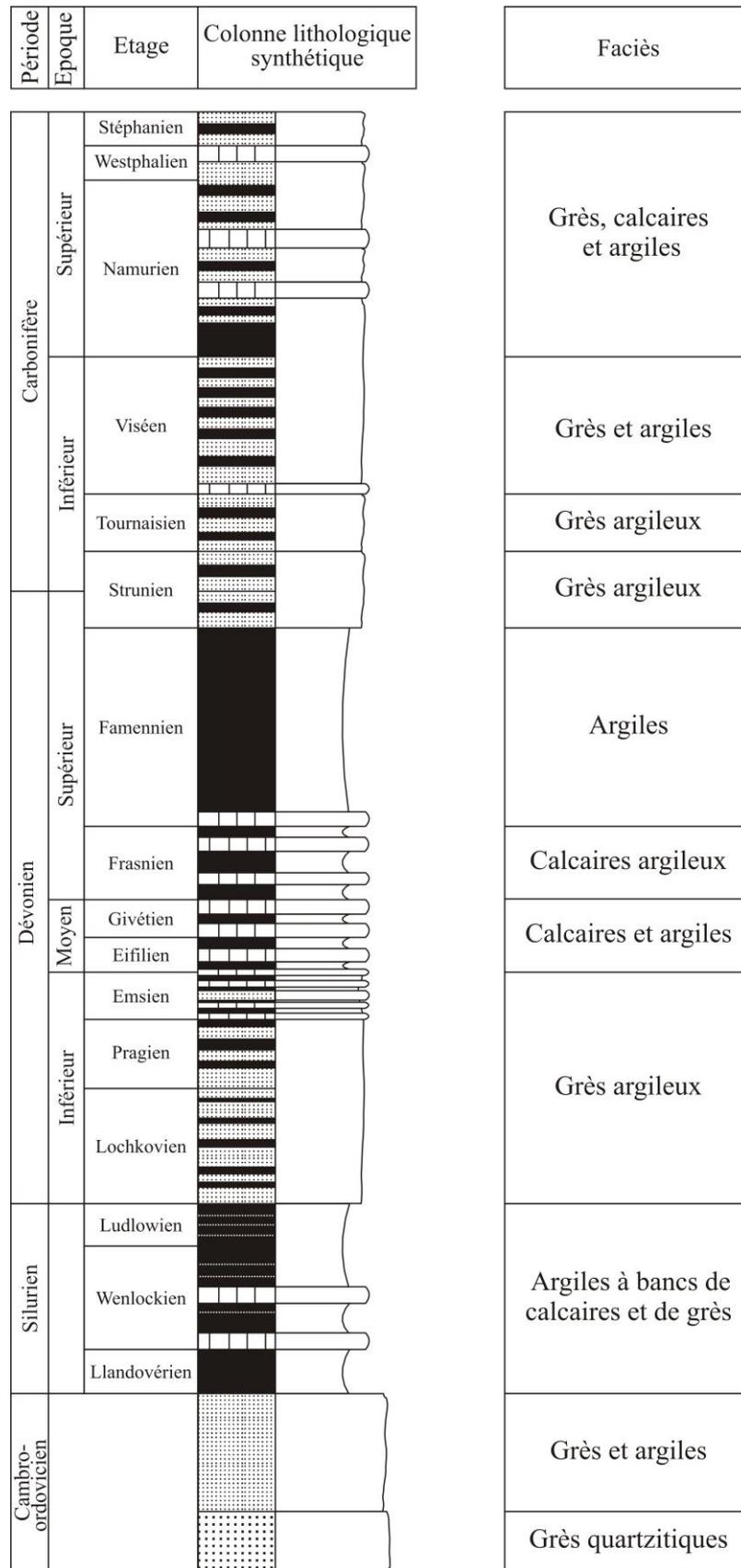
Il est représenté par des argiles noire à grise et verte, légèrement silteuses, fossilifères, avec de rares passées de calcaires bioclastiques et des intercalations de grès vers le haut. Ces argiles siluriennes, du Llandovery moyen à Ludlovien (Legrand, 1985 a,b), sont caractérisées par une grande extension latérale et verticale dans les bassins de Timimoun et de l'Ahnet comme dans d'autres bassins sahariens.

L'extension et le développement du bassin, durant le Silurien, se produit après la fonte des glaciers ordoviciens lorsque les mers siluriennes envahissent la plateforme saharienne. Par conséquence, les épaisseurs des séries siluriennes sont particulièrement importantes dans la majorité des bassins algériens comme dans les bassins de Timimoun, de l'Ahnet et de Reggane.

D. Le Dévonien (840 m) : (Voir page : 36-38)

E. Le Carbonifère :

Les terrains du Carbonifère sont représentés par des intercalations de calcaires, des argiles et de grès. Les niveaux calcaires sont fréquents et riches en fossiles. Ils affleurent surtout au Nord du Gourara sur la bordure des dunes. Ces niveaux sont aussi bien développés au Sud qu'au Nord (Haug, 1906 ; Meyendorff, 1939). La lithostratigraphie de la région correspond en majeure partie à la nomenclature du CPA (Compagnie des Pétroles d'Algérie) et de Conrad (1984 ; Conrad *et al.*, 1986). On y distingue dans le Carbonifère : les Grès inférieurs de Kahla dont la base est encore du Fammenien terminal – (Strunien) ; et les Grès supérieurs de Kahla du Tournaisien, séparés des Argiles inférieurs de Timimoun par la « dalle à *Merocanites* », ensuite les Grès de Rhnet, surmontés par les Argiles supérieurs de Timimoun, les Grès d'Arhmad et les calcaires de Tala du Viséen. Korn *et al.*, (2010) ont révisé la taxinomie des peuplements en goniatites du Tournaisien et du Viséen inférieur de cette région.



Echelle non respectée

Figure 11 : Succession lithologique du Paléozoïque du Gourara (Brid, 1989)

VI. Le Dévonien dans les secteurs d'étude :

VI.1. Le Dévonien de Ben-Zireg (Figure 12, 13, 14) :

Les terrains dévoniens affleurent à 50 km au Nord Est de la ville de Béchar, au cœur de l'Anticlinal de Ben-Zireg (Figure 12). Cette région s'inscrit comme une boutonnière traversée par l'Oued des « Trois Palmiers » (Figure 13A-B).

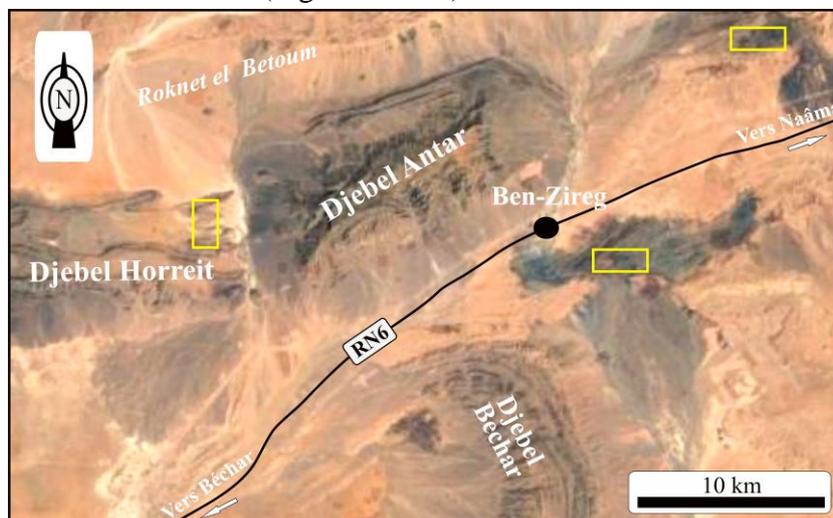


Figure 12 : Localisation des affleurements du Dévonien dans la région de Ben-Zireg (en jaune)

Les affleurements du Paléozoïque sont surmontés localement, en discordance angulaire, par le Mésozoïque (Figure 13B) (Flamand, 1911 ; Menchikoff, 1936 ; Pareyn, 1961 ; Nedjari, 1991, 1995 ; Mekkaoui, 2000 ; Benyoucef *et al.*, 2015).

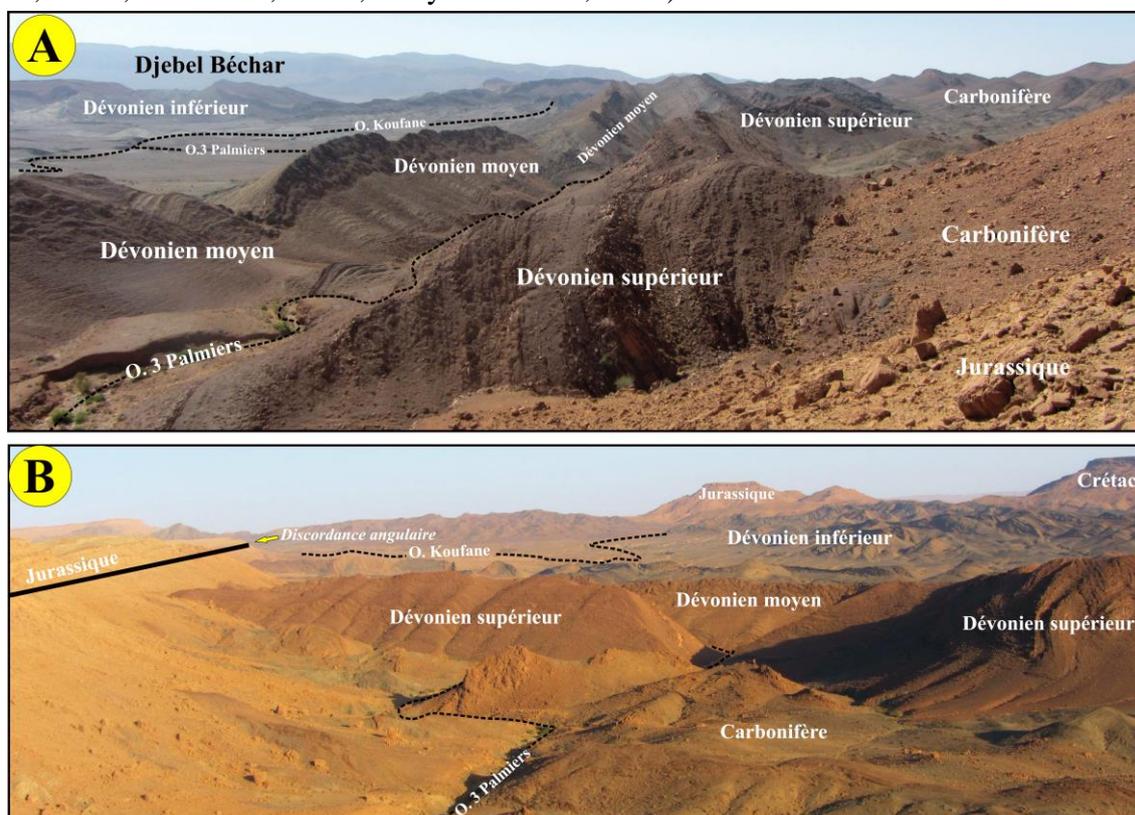


Figure 13 : Vue panoramique du Dévonien de Ben-Zireg

La coupe du Dévonien est localisée sur le versant septentrional de l'anticlinal et dite « Coupe des Trois Palmiers ». Elle montre sur environ 728 m d'épaisseur la succession suivante (Figure 14) :

A. Le Dévonien inférieur (530 m) :

Cette époque débute par un niveau silteux, ferrugineux, à plaquettes d'hématite et microstratifications entrecroisées. Ce niveau est suivi par une combe d'argiles verdâtre à quelques rares passées de calcaires plus ou moins ondulés.

Vers le haut, une corniche métrique, de calcaires crinoïdiques massifs, intercalés par des argiles, fut d'abord attribuée à l'Emsien inférieur (Pareyn, 1961). Elle est marquée par une riche faune benthique (bivalves, trilobites, gastéropodes, brachiopodes, échinodermes) associés à des orthocères. Cette corniche correspond aux calcaires de l'Oued Khoufane (Pareyn, 1961 ; Massa *et al.*, 1965). Elle est représentée par deux barres :

- une première barre de calcaires argileux feuilletés avec d'abondants orthocères ;
- une seconde barre de calcaires massifs crinoïdiques à bivalves (*Panenka* ; *Kralowna*).

Cette barre renferme aussi des trilobites (*Phacops* sp. ; *Bronteus* sp.), des orthocères, des ptéropodes et des restes de poissons (Pareyn, 1961). Elle montre aussi une forte abondance de gastéropodes (*Bellerophon* sp ; *Pleurotomaria* sp), de brachiopodes (*Nucleospira*), de trilobites (*Phacops* (Ph.) eg. *fecundus* ; *Phacops* (Ph.) *fecundus dégener* ; *Eocryphops ternieri* ; *Crotalocephalus gibbus*), d'échinodermes (*Eucystis* sp. et *Tiaracrinus soyei*) et des conodontes (*Icriodus woschmidti-latericrescens* ; *Icr. latericrescens-latericrescens* ; *Icriodus latericrescens-bilatericrescens*) (Massa *et al.*, 1965). Ainsi, pour Pareyn (1961), il y aurait une lacune du Lochkovien et du Praguien. Cependant, Alberti (1981), sur la base des trilobites, atteste une série continue sans aucune lacune. Fellah (2009) y reconnaît une partie du Praguien.

Les trilobites de ce niveau appartiennent vraisemblablement au Lochkovien (Alberti, 1981 ; Fellah, 2009). Au-dessus, la grande combe, attribuée aussi à l'Emsien, est matérialisée par des argiles schisteuses, micacées, alternant avec des grès fins quartziques et quelques lentilles carbonatées noduleuses (= Talus argilo-gréseux de Massa *et al.*, 1965).

Au dessus de la corniche calcaire de Oued Khoufane, se développe une puissante série argilo-schisto-gréseuse à passées de grès quartziques. Cette série attribuée stratigraphiquement à l'Emsien supérieur (Massa *et al.*, 1965) correspond au « talus argilo-silteux » de Pareyn (1961).

B. Le Dévonien moyen (100 m) :

Il représente la deuxième ceinture de la structure anticlinale de Ben-Zireg qui correspond aux calcaires médians (Pareyn, 1961 ; Massa *et al.*, 1965). Ces calcaires surmontent des argiles à passées de grès fins, passant progressivement à une masse irrégulière de calcaires dolomitiques, massifs, cristallins, à entroques, en intercalations avec des argiles et des calcaires argileux parfois gréseux d'aspects noduleux. Au dessus, le faciès sub-griottes (Pareyn, 1961), tacheté, lités, centimétriques à pluricentimétriques, intercalés par des argiles et des interlits de calcaires argilo-dolomitiques, commence à apparaître. Ce faciès est comparable à celui de la Saoura (= pseudogriottes de Nedjari *et al.*, 2007) et du Tafilalt (Hollard, 1967 ; Wendt, 1985 ; Wendt *et al.*, 1984) dès le Givétien. Ces divers faciès sont

intercalés souvent par des schistes aciculaires verts (Menchikoff, 1936 ; Pareyn, 1961). L'attribution stratigraphique a été confirmée par la présence d'une abondante faune de goniatites *Agoniatites* et *Anarcestes*, d'ostracodes (*Polonilla* cf. *cingulata* et *Polygia* cf. *symmetrica*). L'âge Givétien est affirmé par la similitude lithologique avec le faciès du Tafilalt (Anti-Atlas) sur la base des conodontes (*Hindeodella deflecta* et *Polygnathus varca*).

C. Le Dévonien supérieur (98 m) :

Le Dévonien supérieur correspond à un faciès essentiellement carbonaté, avec quelques épisodes argileux ou gréseux intermittents. Il débute au cours du Frasnien par un niveau semi-métrique (0,40 m) de dolomie ferrugineuse (Ankerite), représenté aussi au Maïder, puis par l'apparition timide du faciès griotte dans la masse argileuse, et se poursuit au Famennien par les véritables « griottes » intensément bioturbés, se présentant en barres parfois métriques alternant avec de rares et minces passées argileuses.

Stratigraphiquement et d'après les travaux de Menchikoff (1936) et Pareyn (1961), toutes les biozones à ammonoïdes du Dévonien supérieur, sont représentées à Ben-Zireg depuis le Frasnien Ib (zone à *Pharciceras*) jusqu'au Famennien VI (zone à *Kosmoclymenian* sp.). Menchikoff (1936) a identifié dans ce faciès carbonaté rougeâtre la présence de faune de goniatites du Frasnien (*Pharciceras*, *Tornoceras*) et du Famennien (*Aganides sulcatus*, *Cymaclymenia strita* et *Oxyclymenia undulata*). Aussi l'abondante faune de conodontes (*Ancyrognathus assymetrica*, *Ancyrodelle curvata*, *Polygnathus foliata*, *Palmatolepis* cf. *unicornis* et *Icriodus curvatus*) confirme aussi le Frasnien supérieur (Massa *et al.*, 1965). Pour cette époque, les conodontes dans les griottes sont en accord avec les datations par les ammonoïdes (Massa *et al.*, 1965). De nouvelles zonations à base de conodontes sont faites par (Mahboubi & Gatovsky, 2015) sur le Frasnien et la base du Famennien.

Le travail récent de Mahboubi *et al.* (2015) montre une lacune de la base du Frasnien ; les calcaires d'environ 26,5 m d'épaisseur, représentent la partie supérieure du Frasnien moyen et le Frasnien supérieur (à partir de la zone MN5 jusqu'à MN13).

Par comparaison avec les secteurs avoisinants, le Famennien de Ben-Zireg et Teniet El Haïdoura est représenté par des calcaires griottes (faciès connu dans la Saoura), devenant schisteux à rares passées calcaires au Soltane El Betoum et au cirque d'El Mahajib, et purement schisteux à Hassi Diab. Cet aspect faciologique différent est comparable à celui du Tafilalt dans l'Anti-Atlas (Clariond, 1932).

Le Dévonien supérieur de Ben-Zireg est complet depuis le Frasnien (Zone Ia) jusqu'au Famennien (Zone V voir VI) (Menchikoff, 1936). Cette période montre une certaine homogénéité de faciès avec la région de Tafilalt contrairement à celui de Maïder et de la Saoura.

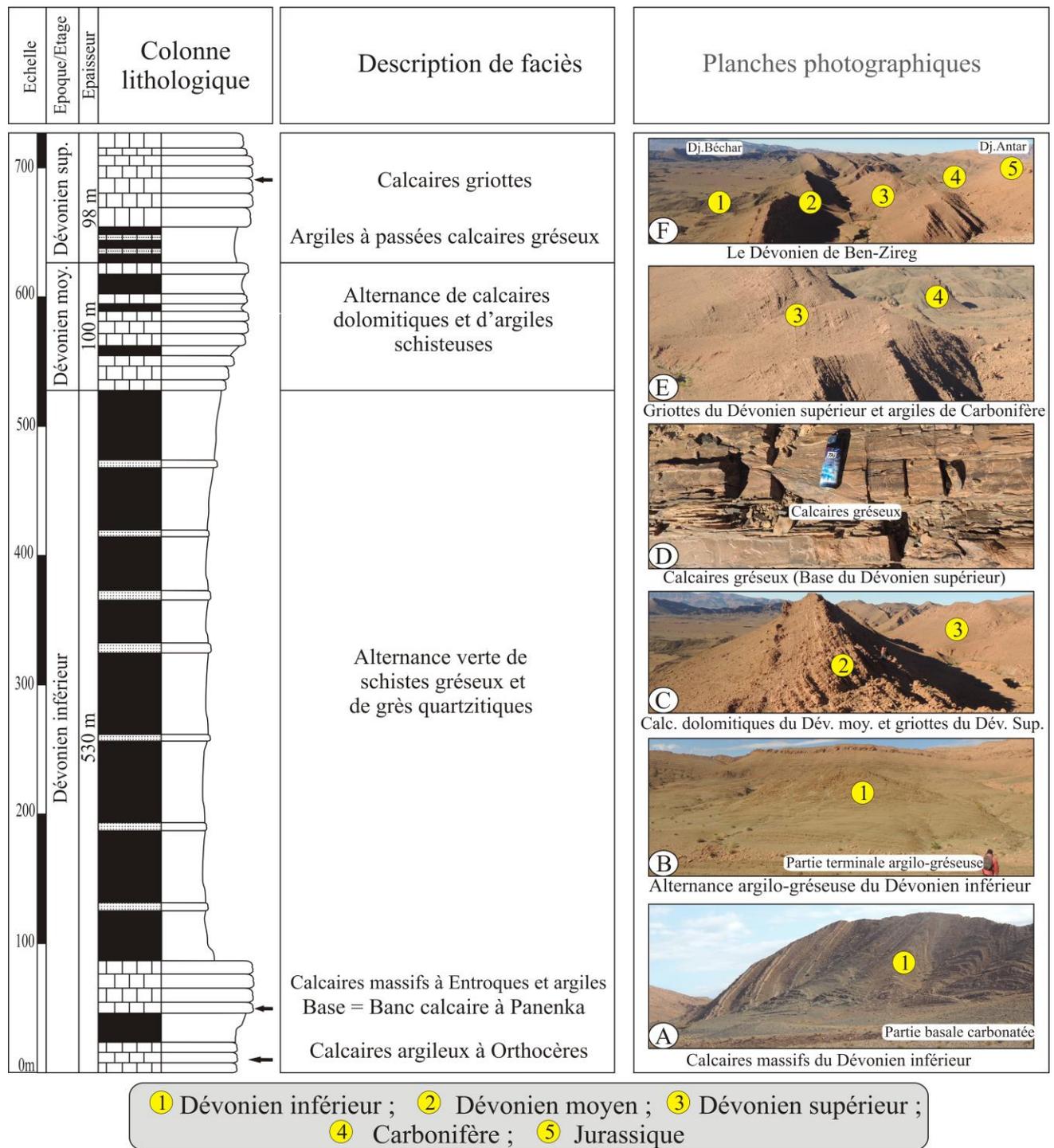


Figure 14 : Succession lithologique du Dévonien de Ben-Zireg (Pareyn, 1961) (Modifiée)

VI.2. Le Dévonien d'Ougarta (Figure 15, 16, 17) :

La coupe de référence du Dévonien du faisceau de la Saoura, se localise à 30 km au SE de la ville de Beni-Abbès, en prenant la RN6 reliant Bécharr – Adrar, dans un secteur connu sous l'appellation de « Marhouma » ou « PK30 » (Figure 17 A). Dans ce secteur, le Dévonien qui affleure de part et d'autre de la route est représenté par une célèbre corniche (Barre métrique) remarquable nommée « Muraille de chine » par les géologues pétroliers (Poueyto, 1965) (Figure 15 A, B, C).

Dans l'Ougarta, le Dévonien argilo-gréso-carbonaté repose sur le Silurien schisteux sans aucune discontinuité lithologique apparente (passage Siluro-Dévonien progressif) (Menchikoff, 1933). Par conséquent, la limite entre les deux systèmes (Silurien – Dévonien) est approximative à cause de la similitude des faciès. Cette limite a été étudiée par Legrand (1977 ; 1985 b) à base de graptolithes. Elle est placée dans la partie basale du dernier membre argilo-gréseux de la formation d'Oued Ali par la présence de l'espèce caractéristique de l'extrême base du Dévonien *Monograptus uniformis uniformis* qui coïncide avec la biozone à *Eisenackitina bohémica* (première zone de chitinozoaires du Lochkovien). Cette limite est bien visible dans le Tafilalt de l'Anti-Atlas marocain (coupe de Hammar Leghdad).

L'ensemble des formations dévoniennes dans la région d'Ougarta est surmonté par des dépôts continentaux de la Hamada néogène qui repose en discordance angulaire sur tous les dépôts paléozoïques. Ces formations dévoniennes plissées montrent des couches de direction WNW-ESE et de pendage moyen entre 20° à 30° vers le NNE.

A. Le Dévonien inférieur :

De bas en haut, le Dévonien est représenté par quatre Formations définies par Legrand (1962 - 1977).

1. La Formation du Zeimlet (120 m) :

La Formation a été définie par Legrand (1962 ; 1977) qui l'a attribuée au Lochkovien inférieur par la présence de *Monograptus uniformis uniformis*. Boumendjel *et al.*, (1997) confirment cette attribution par les Chitinozoaires (biozone à *Eisenackitina bohémica*).

Elle est représentée essentiellement par des alternances rouge, micacée, des argiles silteuses à quelques passées de grès fin et de silts (faciès de passage entre le Silurien et le Dévonien) et quelques niveaux lenticulaires de calcaires bioclastiques à bivalves et entroques. Les niveaux gréseux bioturbés montrent quelques figures sédimentaires (ripple marks et stratifications). La fin de cette formation est caractérisée par un niveau de calcaires à orthocères, brachiopodes (*Lanceomyonia borealiformis*) (Brice, 1997), trilobites (*Warburgella rugulosa maura* et *Acastella jacquemonti*) (Morzadec, 1997) et à chitinozoaires (biozone à *Eisenackitina bohémica*) (Boumendjel *et al.*, 1997).

2. La Formation de Saheb El Djir (220 m) :

Elle est définie par Legrand (1962, 1977), du Lochkovien inférieur et supérieur, par la présence de graptolithes *Monograptus uniformis uniformis*, *Monograptus hercynicus*, par les Chitinozoaires (*Eisenackitina bohémica*), par les brachiopodes (*Lanceomyonia borealiformis*, *Howellela mercuri*, *Rhynchonellida*), par les trilobites (*Acastella levis*) (Legrand, 1962, 1977 ; Boumendjel *et al.*, 1997 ; Brice, 1997 ; Morzadec, 1997). Les graptolites *Monograptus*

uniformis aff. *praehercynicus* et *Monograptus hercynicus* (Legrand, 1967) restent de bons marqueurs pour le Lochkovien. Cette formation est représentée par une grande combe argileuse, micacée, intercalée par des niveaux gréseux et de rares niveaux de calcaires bioclastiques à orthocères.

3. La Formation du Dkhissa (420 m) (Figure 15 A) :

Cette Formation à abondantes apports détritiques a été définie par Bastien (1967). Elle est caractérisée à la base par des argiles en alternance avec des niveaux gréseux, bioturbés, à figures sédimentaires de laminations horizontales parfois obliques. Ces grès passent progressivement à des chenaux carbonatés bioclastiques à bivalves et gastéropodes. Vers la partie sommitale, les niveaux lenticulaires de calcaires bioclastiques (entroques, brachiopodes et bivalves) deviennent de plus en plus importants. Dans la partie supérieure de la formation, les intercalations des grès et des calcaires dans la masse argilo-silteuse deviennent de plus en plus importantes.

Le taux des dépôts carbonatés devient de plus en plus abondant au sommet de la formation. Il indique un annoncent d'une transgression qui atteindra son maximum avec la barre métrique de calcaire à orthocères « Muraille de Chine » de la fin du Pragien.

L'âge Lochkovien supérieur / Pragien inférieur de la formation est témoigné dans les grès bioturbés par la présence des brachiopodes *Eospirifer togatus*, *Dalejina* sp. Groupe *hamoni* (= *Rhipidonella hamoni sensu* Le Maître), *Dalejina* aff. *frequens*, *Strophomenida* et *Plicostropheodonta* (*Plicostropheodonta*) *acutiplicata* (Jahnke, 1971), *Ctenochonetes jouannensis* (Garcia Alcade & Rachebouef, 1978), *Eucharitina* aff. *oehlerti*, des *Spirifidea* (Gouvernec, 1997) et *Lanceoyomyonia occidentalis* (Brice, 1997); des trilobites (*Protacanthina robusticostata*, *Parahomalonotus diablintianus*) (Morzadec 1997 b); des Chitinozoaires (*biozone* à *Fungochitina lata*) (Boumendjel *et al.*, 1988) et des tabulés (*Cleistopora geometrica*) (Plusquellec, 1997). L'étage Pragien est confirmé à la fin de la formation par la présence des brachiopodes : *Hysterolites hystericus*, *Acrospirifer fallax*, *Eurospirifer paradoxus*, *Athyris undata*, *Brachyspirifer* (*Torosospirifer*) *rousseaui*, *Acrospirifer primaevus* et *Eurospirifer* e.g. *pellicoi* – *paradoxus* (Gouvernec, 1997).

4. La Formation de Teferguenite (400 m) (Figure 15 B) :

La formation est attribuée au Pragien (terminal) à Emsien. Elle débute par une barre (5 à 8 m), de calcaires bioclastiques "Muraille de chine" ; *sensu* Poueyto (1965) ou (barre A). Cette barre de calcaires à entroques est riche en orthocères avec quelques brachiopodes, trilobites et polypiers. La Formation se termine sous le niveau à faune benthique variée « niveau coralligène » (Le Maître, 1952) ou « FBV » (Ouali Mehadji *et al.*, 2004). De bas en haut la Formation de Teferguenite est caractérisée par :

- **Un ensemble basal** « Argilo-calcaire » d'âge Pragien terminal à Emsien inférieur, représenté par des argiles à intercalation de barres (« A », « B » et « C ») de calcaires dolomités à entroques, riches en orthocères et quelques rares passées gréseuses. La barre « A » (Muraille de chine) est la plus importante (8m) renfermant une abondante faune d'orthocères de grande taille (jusqu'au 1 m) (Figure 15 C). La barre « B » qui est parfois

lenticulaires montre en abondance des *Nowakia* gr. *praecursor* (Alberti, 1980). La dernière barre « C » (Figure 15 D, E) est constituée par une bioaccumulation d'orthocères et livre les premières faunes de goniatites (*Mimagoniatites* sp.).

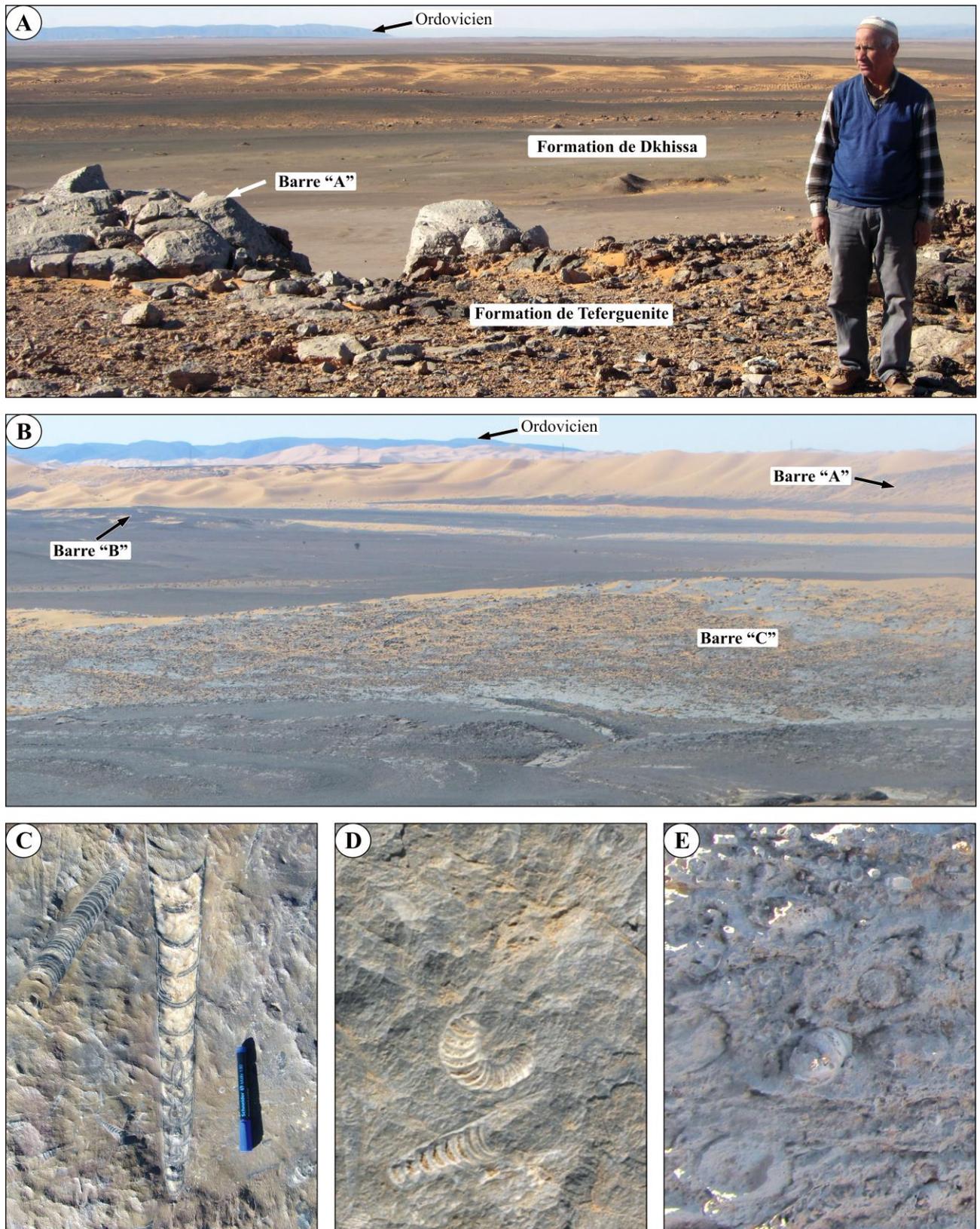
Boumendjel *et al.*, (1997) placent la limite Pragien - Emsien au dessus de la barre « A » par la présence des chitizoaires (*Odontochile spiniferum*).

L'attribution stratigraphique à l'Emsien inférieur est confirmée par la présence des brachiopodes *Euryspirifers paradoxus* et *Acrospirifer primaevus* et *Glossinotoechia princeps* (Brice, 1997), des trilobites *Cheirurus gibbus*, *Dalamites* sp, *Phacops confluens*, *Homalonotus aculeatus*, *Burmeisterella pradoana* (Morzadec, 1997). Cette attribution est témoignée aussi par la présence de *Viriatellina hercynica* (Le Maître, 1952 ; Legrand, 1967 ; Fabre, 1976). Vers le haut et dans la barre « C » les premières goniatites apparaissent *Mimagoniatites aff. bohemicus* et *Anetoceras advolvens* (Le Maître, 1952).

- **Un ensemble sommital** « Argilo-gréseux » d'âge Emsien supérieur. Il s'agit des argiles verdâtres intercalées par de passées minces de grès et de calcaires gréseux à entroques. Les niveaux gréseux montrent quelques figures sédimentaires (rides, laminations obliques).

L'attribution à l'Emsien supérieur est confirmée (Le Maître, 1952 ; Petter, 1959 ; Legrand, 1967 ; Fabre, 1976 ; Maâche, 1987) par les coraux *Favosites* sp., *Ceratopora flabellata* (*sensu* Le Maître) et des chitinozoaires *Ancyrochitina* sp. *Ramochitina* sp., *Ceratopora flabellata*, *Bursachitina riclonensis*, *Bursachitina bursa*, *Saouraepora gigante* (Boumendjel *et al.*, 1988 ; 1997).

Au sommet de cette partie une espèce de brachiopodes *Loreiella jahnkei* a été signalée (Racheboeuf, 1997).



A : Partie sommitale de la Formation de Dkhissa et Partie basale de la Formation de Teferguenite
 B : Formation de Teferguenite avec les trois barres "A", "B" et "C"
 C : Orthocères de grande taille à la surface de la barre "A" (Formation de Teferguenite)
 D : Accumulation des orthocères à la surface de Barre "C" Formation de Teferguenite
 E : Interface de la barre "C" montrant l'accumulations des orthocères

Figure 15 : Planche photographique montrant la Formation du Dkhissa et la Formation de Teferguenite à abondance d'orthocères (Dévonien inférieur)

B. Le Dévonien moyen (100 m) :

Il représente la partie inférieure de la Formation du Cheffar El Ahmar (Figure 16) définie par Poueyto (1965) et Bastien *et al.*, (1965).

La base de la formation coïncide avec le « niveau corraligène » (Le Maître, 1952) équivalent du « niveau à faune benthique variée = FBV » (Ouali Mehadji *et al.*, 2004). Il s'agit d'un remarquable niveau marqué par une bioaccumulation de faunes très diversifiées (polypiers, brachiopodes, trilobites, bivalves, goniatites, clymenies, orthocères, bryozoaires et d'articles de crinoïdes). Ce niveau est attribué à l'Emsien terminal (Le Maître, 1952 ; Göddertz, 1987) et à l'Emsien terminal- Eifélien basal (Ouali Mehadji *et al.*, 2004).

En discordance angulaire et sous la Hamada Néogène (Figure 16 A, B, C, D), cette époque est caractérisée par une alternance régulière, centimétrique, rougeâtre et/ou verdâtre entre des argiles et des calcaires bioclastiques pseudonoduleux. L'Eifélien (Figure 16 A1, B) est caractérisé à la base par des niveaux à quelques trilobites, brachiopodes, orthocères, bivalves (*Panenka*, *Krawlana*) et des coraux *Anacestes lateseptatus*, *Pleurodyctium crassum* et *Paracleistopora smythi* (Plusquellec, 1997). L'abondance particulière des goniatites dans les niveaux carbonatés *Anarcestes*, *Agoniatites*, *Subanarcestes* et *Foordorites* avec des conodontes de la zone à *costatus* confirme l'âge Eifélien supérieur (Goddertz, 1987).

Le Givétien (Figure 16 A2, C) de la formation est représenté essentiellement par des calcaires massifs à traces d'activité organique (*Spirophiton*) et d'aspects noduleux et/ou pseudonoduleux en alternance avec ces argiles. La présence de chitinozoaires de la zone à *Ancyrochitina cornigera* ainsi que leur équivalence de la zone de conodontes à *varcus* confirme l'âge Givétien (Boumendjel *et al.*, 1997). A la limite supérieure du Givétien, un brachiopode rhynchonellide de l'espèce *Phlogoiderhynchus marocanensis* fut signalée (Brice, 1997).

C. Le Dévonien supérieur :

Il est représenté successivement dans les formations suivantes : la partie sommitale de la Formation du Cheffar El Ahmar, la Formation des Argiles de Marhouma et enfin la Formation des Grès de Ouarrourout (= Grès de Marhouma). Ces Formations ont été définies par Poueyto (1965) et Bastien *et al.*, (1965).

1. La Formation du Cheffar El Ahmar (50 m) :

Le Dévonien supérieur de la formation représente les deux zones du Frasnien :

La première zone à dominance argileuse d'âge Frasnien (zone Ia) (Figure 16 A3) par la présence des goniatites *Koenenites* (Petter, 1959), des conodontes de la zone à *asymmetricus* et des chitinozoaires *Ancyrochitina* sp., *Ramochitina* sp., *Ramochitina viridarium* et *Angochitinidea*. (Boumendjel *et al.*, 1997). Elle est représentée par une masse délatée d'argiles en alternance avec de rares passées calcaires bioclastiques.

La seconde zone à dominance calcaire attribuée au Frasnien (zone Ib) (Figure 16 A4) par la présence de goniatites *Manticoceras* (Petter, 1959), ostracodes *Entomozocea* (Casier, 1982, 1985) et des chitinozoaires *Angochitinae* (Boumendjel *et al.*, 1997).. Le faciès est marqué à la base par le développement des faciès griottes slumps à faunes de goniatites associées avec quelques orthocères et polypiers et l'abondance des structures noduleuses et des surfaces

sculptée. Au sommet, le faciès devient plus argileux de couleur ocre avec de rares passées de calcaires noduleux à *Manticoceras*.

L'ensemble des niveaux calcaires de cette formation est marqué par une forte richesse en tentaculites, comme les Dacryonarides avec *Striatostyliolina striata* pour le Frasnien Ia et *Striatostyliolina menchikoffi* pour le Frasnien Ib (cf. Malti, 2012).

2. La Formation des argiles de Marhouma (850 m) :

Pour (Bastien *et al.*, (1965), la Formation des argiles de Marhouma regroupe les deux formations suivantes :

- La Formation argileuse de Marhouma (350 m) ;
- La Formation carbonatée de Marhouma (500 m).

La succession est représentée à la base dans la formation argileuse de Marhouma par grande combe argileuse à grumeaux riche en faunes pyriteuses naines (goniatites, clymenies, brachiopodes, bivalves) et au sommet dans la formation carbonatée de Marhouma par le développements des faciès griottes calcaires devant argileux à ammonoïdes (Figure 16 D) suivie par l'arrivée des dépôts détritiques siletux à caractères turbiditiques.

L'attribution stratigraphique de cette formation est représentée successivement par les zones suivantes : au Famennien (zone II) par la présence des ammonoïdes parfois pyriteuses naines *Cheiloceras planilobum* et *Cheiloceras oxyacantha* et *Pseudoclymenia planidorsa* (Petter, 1959, 1960) dans une masse d'argiles vertes à grumeaux plus ou moins stratifiés, à quelques brachiopodes et bivalves.

Les zones (III, IV, V et base de VI) du Famennien sont représentées dans les faciès griottes par la richesse des ammonoïdes.

- La zone III par l'abondance de *Sporadoceras subbilobatum*, *Protornoceras planidorsatum* et *Pseudoclymenie sandbergi* dans les calcaires entroquitiques.
- La zone IV par la présence de *Platyclymenia annulata*, *Pseudoclymenia planidorsata*, *Clymenia loevigata*, *Clymenia annulata*, *Cymaclymenia striata*, *Oxyclymenia cf. undulata*, *Platyclymenia bicostata*, *Platyclymenia intracostata*, *Sporadoceras biferum* et *Sporadoceras sp.*, *Prionoceras sp.* et *Lobortonoceras sp.* (Menchikoff, 1933) dans les griottes calcaires.
- La zone V par des *Goniacyclymenia speciosa*, *Goniacyclymenia subcarinata*, *Clymenia*, *Discoclymenia*, *Aginides sulcata* et *Widekindoceras cucullatum* (in : Petter, 1959 ; 1960) avec quelques trilobites (*Phacops sp.*) dans les griottes argilo-calcaires.
- La zone VI par des clymenies *Woklumeria* (Petter, 1959 et 1960), *Cyrtoclymenia lata*, *Oxyclymenia undulata* signalées par (Menchikoff, 1930) et *Sporadoceras cucullatum*, *Lobortonoceras* et *Prionoceras* dans les argiles rouges à rares passées minces de calcaires griottes.

Un important travail dans la région d'Ougarta a été réalisé par (Petter, 1959 et 1960) pour la délimitation des zones à base de goniatites et clyménies ainsi que pour la cartographie des zones dans la région de Marhouma.

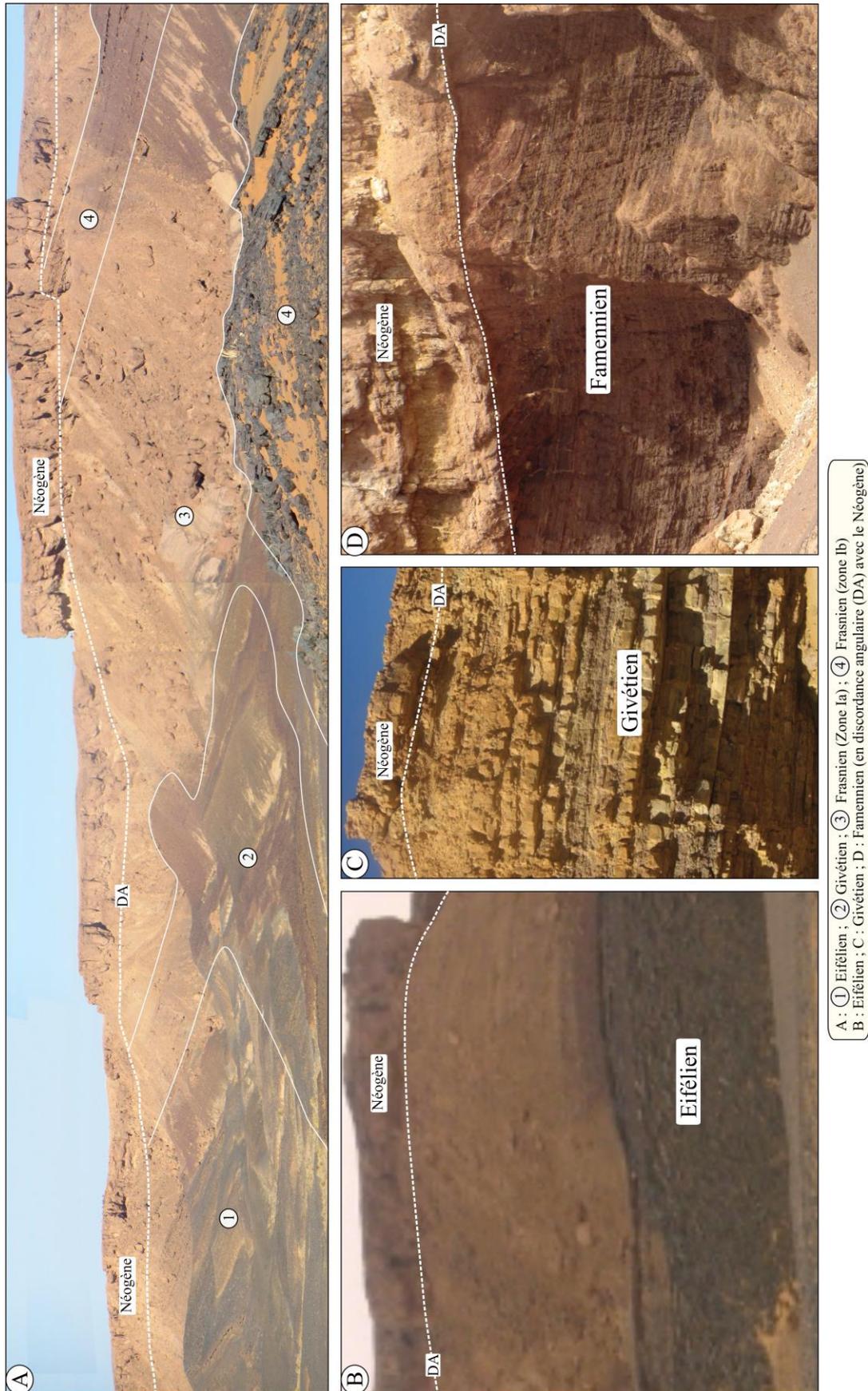


Figure 16 : Planche photographique montrant la succession du Dévonien moyen-supérieur et la discordance angulaire avec le Néogène

3. La Formation des grès de Ouarourout ou de Marhouma (140 m) :

Cette Formation est attribuée au Strunien par Fabre (1976 ; 2005) et se termine sous le Grand Erg Occidental sur le versant Nord de Djebel Kahal. Il s'agit surtout des grès noirâtres massifs à interlits argileux. Les niveaux gréseux métriques montrent des structures slumpées et des figures sédimentaires.

La formation débute sur la rive gauche de l'Oued Saoura par des argiles en intercalations avec des grès. Elle est d'âge Famennien VI d'après la présence d'un niveau à *Wocklumeria* (Petter, 1959) dans les rares niveaux minces de calcaires. Vers le haut, les niveaux de grès quartziques slumpés, qui sont recoupés par des failles synsédimentaires, deviennent de plus en plus importants (>1 m), à chenalizations ou stratifications horizontales associées à des laminations horizontales, des laminations obliques de faible angle, des laminations entrecoupées et des laminations de rides chevauchantes.

En 2012, le travail de Ouali Mehadji *et al.*, sur la Formation de Marhouma montre des variations dans l'estimation de l'épaisseur de cette formation par les anciens travaux (Tableau 4) et (Figure 17 C). Cette formation est subdivisée en deux membres : un membre inférieur qui repose en discordance progressive sur les argiles vertes de la première falaise. Il est représenté par des barres de grès massifs à mégarides et à structures d'effondrement et correspond à un cône sous-marin (Ouali Mehadji *et al.*, 2012 ; Bendella & Ouali Mehadji, 2014). Le second membre est représenté par des grès à figures sédimentaires (stratifications, convolutes et flute casts) en intercalations avec des argiles. Il montre parfois des séquences strato et grano-croissantes et correspond à un intervalle transgressif dans une plate forme prodeltaïque.

Auteurs / Formations	Petter (1959)	Massa <i>et al.</i> (1965)	Bastien <i>et al.</i> (1967)	Legrand-Blain (2002)	Fabre (1976, 1988, 2005)	Ouali Mehadji <i>et al.</i> (2012)	Notre travail
Formation des grès de Ouarourout	150 m	750 m	140 m	300 m	1000 à 2000 m	110 m	120 m
Formation des argiles de Marhouma	750 m		850 m	750 m		260 m	370 m

Tableau 1 : Variations des estimations de l'épaisseur de la « Formation des argiles de Marhoua » et la « Formation des grès de Ouarourout » (région de Marhouma)

D. Passage du Dévonien-Carbonifère (Strunien) :

Le passage Dévono-Carbonifère est représenté uniquement dans le secteur de Ouarourout au NW de la ville de Béni-Abbès dans la formation des argiles de Ouled Bou Hdid. Il s'agit d'un passage progressif sans aucune discontinuité remarquable dans la combe siliciclastique fine pluri-décamétrique des argiles à passées gréseuses.

L'ensemble des formations citées (7 formations) sont représentées successivement au cours du Dévonien dans la coupe de référence (Figure 17 A et B) :

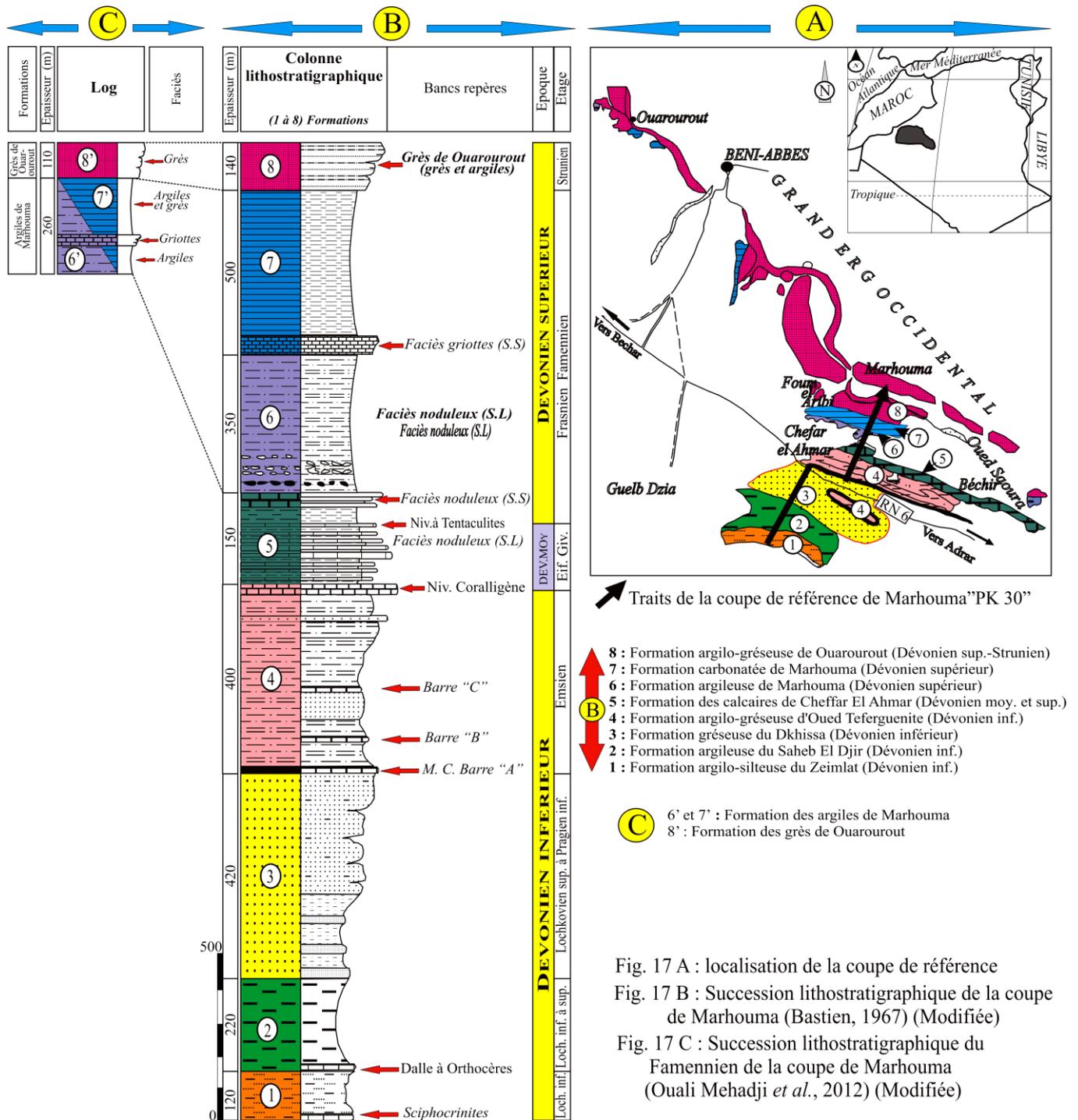


Figure 17 : Coupe de référence et carte de faciès de l'Ougarta (Secteur de Marhouma) durant le Dévonien (Bastien, 1967) et le Famennien (Ouali Mehadji et al., 2012) (Modifiée)

VI.3. Le Dévonien de Gourara (Figure 18, 19, 20) :

Dans le secteur du Gourara, les terrains dévoniens (Figure 18) affleurent surtout dans de vastes structures synclinales sur les bordures des sebkhas.

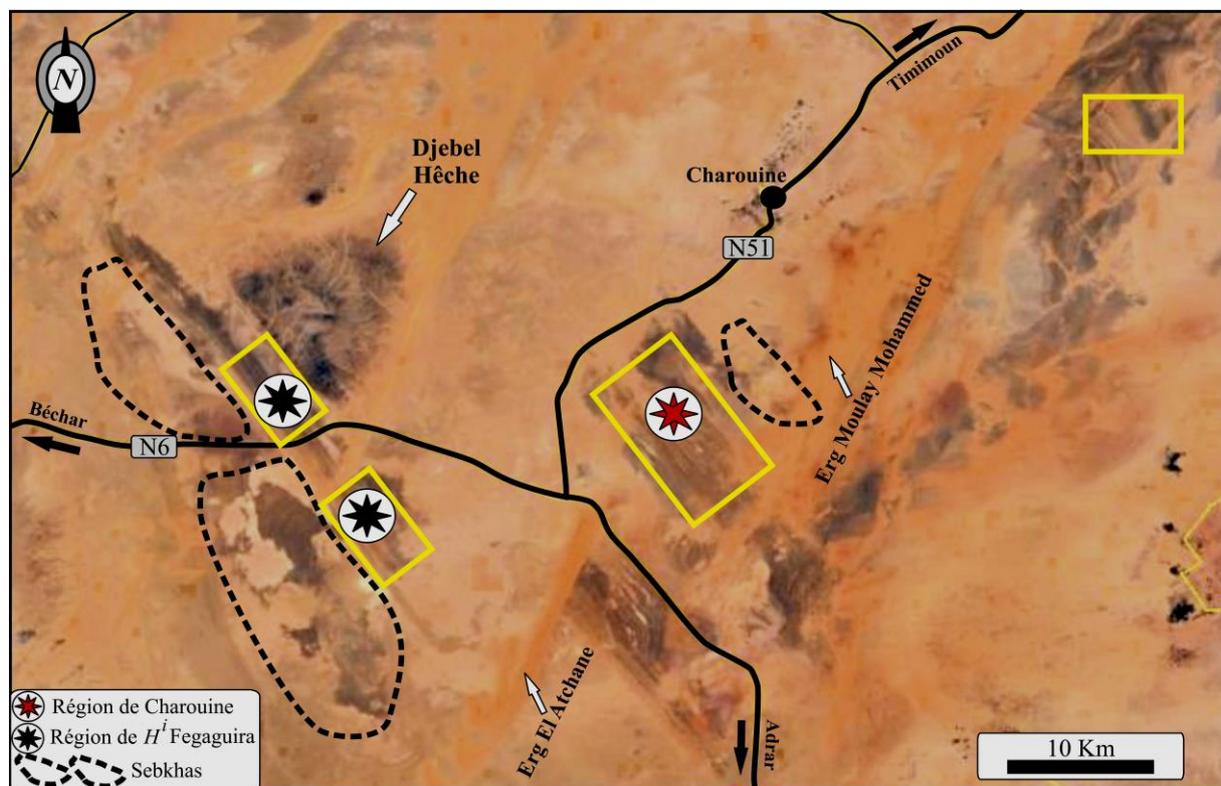


Figure 18 : Localisation des affleurements du Dévonien dans la région de Gourara (en jaune)

Le Dévonien est marqué par une puissante série sédimentaire. Cette série est représentée successivement par : (Figure 20).

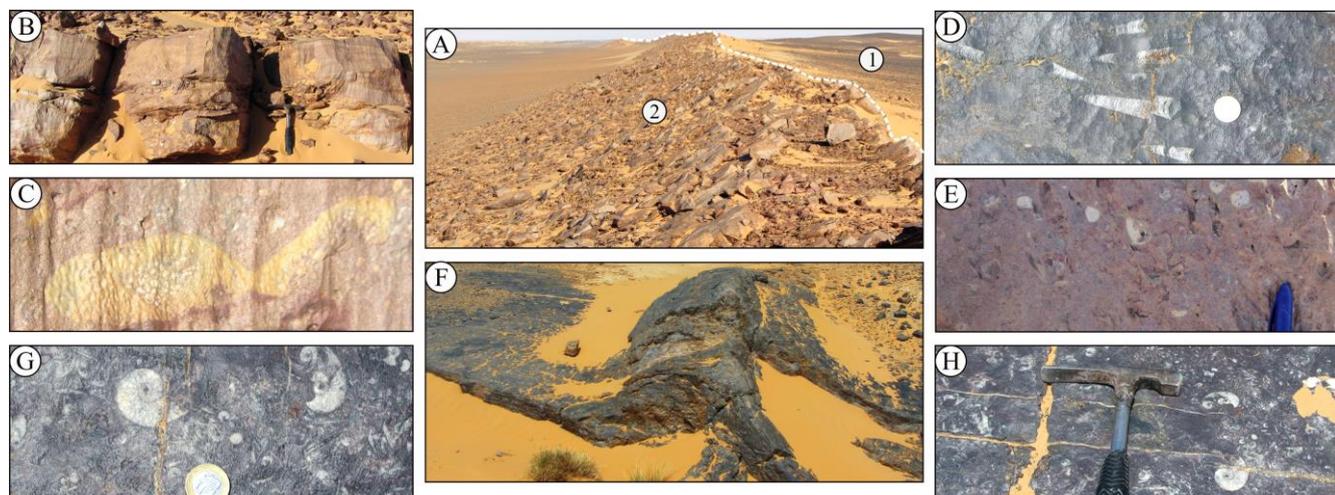
A. Le Dévonien inférieur (365 m) (Figure 19) :

Il est essentiellement détritique et matérialisé, comme dans l'Ougarta, par des argiles alternant avec des grès blanchâtres à patine noire renfermant des figures de stratifications (laminations parallèles et obliques) et quelques niveaux de calcaires fossilifères. Dans le bassin de Timimoun, de bas en haut, le Dévonien inférieur correspond à trois ensembles différents :

a- un ensemble inférieur argilo-gréseux d'âge Lochkovien, composé essentiellement d'alternances plus ou moins régulières d'argiles silteuses grises, pyriteuses, parfois dolomitiques, et de grès blanchâtres parfois quartzitiques à grains fins à moyens ;

b- un ensemble moyen d'âge Pragien formant une barre gréseuse massive et azoïque. Elle est représentée par des grès fins à moyens parfois grossiers intercalés par de rares passées d'argiles silteuses ;

c- un ensemble supérieur d'une très grande extension d'âge Emsien. Cet ensemble est limité à la base par des passées centimétriques à décimétriques vois métriques de calcaires fossilifères. Ces calcaires équivalent de la « Muraille de Chine » comme dans l'Ougarta, sont représentés par la barre « A » (Figure 19, A2, B, C, D, E), barre « B » et la barre « C » (Figure 19, F, G, H). Il est marqué aussi par des grès contenant des galets d'argiles remaniés. Ces grès sont à ciment argileux parfois siliceux ou carbonatés.



A - Formation des grès de Gare El Adeb (1 : Equivalent de Dkhissa au Pragien ; 2 : Barre "A" équivalent de la base de Formation de Tefereguenite à l'Emsien)
 B - Barre métrique massif "A" ; C - Polypiers dans la barre "A" ; D - Surface à orthocères ; E - Accumulation des brachiopodes ;
 F - Barre métrique bioherm (Barre "C") ; G et H - Barre bioherm montrant à la surface une accumulation des orthocères et goniatites

Figure 19 : Planche photographique montrant les affleurements du Dévonien inférieur (fin Pragien et base Emsien) dans la Formation de Gare El Adeb

B. Le Dévonien moyen (140 m) :

Avec le Dévonien moyen, le faciès change et devient plus calcaire. Il s'agit d'une alternance représentée par des successions de crêtes monoclinales des bancs durs de calcaires dolomitiques beiges plus ou moins massifs et des argiles grises. Les niveaux calcaires sont partiellement riches en faunes et renferment de nombreux polypiers (solitaires et coloniaux), de brachiopodes, de trilobites et d'orthocères.

C. Le Dévonien supérieur (335 m) :

Au Dévonien supérieur du Gourara, la subsidence s'accroît et les dépôts marins correspondent généralement à des puissantes masses d'argiles d'ordre pluri-héctométriques représentées dans des vates dépressions occupées souvent par les sebkhas.

Il s'agit d'une série argilo-schisteuse marquée à la base par des niveaux inférieurs carbonatés renferment des goniatites caractéristiques de Frasnien (*Mantecoceras intumescens* Beyrich) et des brachiopodes (*Spirifer Verneuili* Murch) ; les niveaux supérieurs contiennent en abondance de nombreuses clymenies du Famennien (Gautier, 1906 ; Meyendorff, 1939).

Dans la région du Gourara, deux niveaux fossilifères caractéristiques ont été distingués au sein de la série du Dévonien supérieur (Haug, 1903 ; Meyendorff, 1939) : Le premier se trouve dans la localité de Charouïne et représente l'étage à Clyménies ; le second est à Fegaguira et marque la zone à *Gephyroceras inlutescens*. Ces deux niveaux repères ont la même affinité paléobiogéographique avec celles des couches du même âge signalées en Allemagne centrale (Becker, 1993, 2000 ; Becker et House, 1994 ; Korn, 2002). Ils sont tout à fait remarquables et accentuent encore le caractère « hercynien » ou mieux « armorico-varisque » des chaînes paléozoïques du Sahara septentrional (Flamand, 1911).

Au Sud de Charouïne, la formation est constituée à la base par des calcaires violacés, compacts, et au dessus par des argiles schisteuses, feuilletées, rougeâtres. Les fossiles sont assez abondants (souvent recristallisés) dans les intercalations calcaires en bancs minces.

Une nouvelle subdivision en formation est proposée (Ouali Mehadji et autres, travail en cours) pour le Dévonien du Gourara et qui comporte (Figure 20).

- 1- La Formation des **grès de Garet El Adeb** (Dévonien inférieur) ;
- 2- La Formation des **calcaires de Garet M'feired** (Dévonien moyen) ;
- 3- La Formation des **argiles de Kahla** (Dévonien supérieur) ;
- 4- La Formation des **grès inférieur de Kahla** (Strunien).

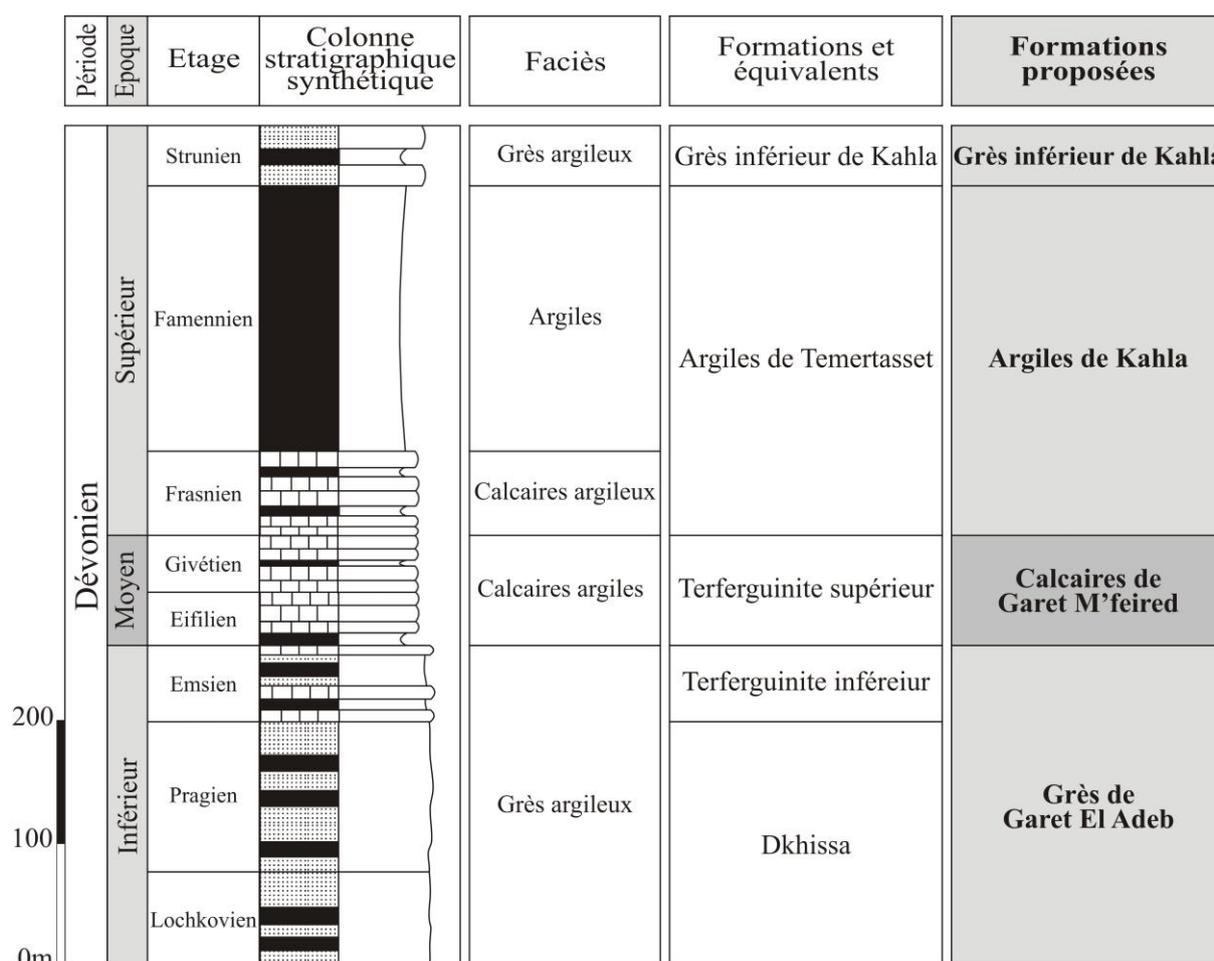


Figure 20 : Succession lithostratigraphique du Dévonien de Gourara.

VII. Historiques de recherches :

VII.1. Ben-Zireg :

La région de Béchar a fait l'objet de nombreuses études depuis 1900 dans le cadre des travaux de reconnaissance stratigraphique des terrains paléozoïques. Ces études ont été réalisées principalement par Poirmeur (1906), Flamand (1900-1911) ; Menchikoff (1930-1945) ; Pareyn (1955-1961) et Legrand (1962-1985).

Dans le cadre d'un essai cartographique de la région de Guir-Zousfana, Poirmeur en 1906 présenta les affleurements dévoniens dans la structure anticlinale de Ben-Zireg. Ensuite, en 1911, Flamand l'explorateur chercheur du Sahara et dans sa thèse intitulée « Recherches géologiques et géographiques sur les hauts pays de l'Oranie, les monts des ksour et sur le Sahara » rapporte les affleurements du socle au Dévonien sur la base des collections de trilobites et d'orthocères récoltées entre Ben-Zireg, Zousfana et Fendi.

Clariond, Leca et Termier (1933) ont publié des travaux sur la structure de la bordure méridionale du Djebel Grouz et de l'anticlinal de Ben-Zireg.

Des études paléontologiques ont été faites par Menchikoff (1934 et 1936) et, en collaboration avec Delépine (1937) sur la région des confins algéro-marocains. Ces études de Menchikoff correspondent aux :

- La présence du Famennien à céphalopodes dans la structure anticlinale de Ben-Zireg en 1934 ;
- L'existence d'une série de schistes gothlondiens à graptolites et d'une série dinantienne repose partout en apparente concordance sur le Dévonien supérieur en 1936.

Cet auteur a subdivisé la série dévonienne de oued Khoufane, de bas en haut, en quatre unités lithologiques distinctes :

- Calcaires de Oued Khoufane d'âge (Dévonien inférieur) ;
- Séries schisto gréseuses d'âge (Dévonien inférieur) ;
- Calcaires moyens d'âge (Dévonien moyen) ;
- Calcaires supérieurs d'âge (Dévonien supérieur).

Deleau (1951) publia une étude d'ensemble sur les bassins houillers du Sahara Oranais.

Une étude lithologique et stratigraphique des terrains paléozoïques, assemblée par une carte géologique au 1/200.000 et une note explicative présentant la région de Ben-Zireg, a été présentée par Perrodon en 1957 dans le carré entre Djebel Grouz au Nord, Antar et Horreit au Sud, Tibalicine à l'Ouest et Meksem el Aris à l'Est.

Après les années 1950, le Sahara algérien nord-occidental a été le siège de nombreux travaux de sociétés économiques (minières et pétrolières). Parmi ces sociétés ; la (SNREPAL) « Société de Recherche et d'Exploitation du Pétrole en Algérie » avec les travaux inédits de Borocco, Germain & Perrodon sur les confins algéro-marocains et les séries argilo-gréseuses cambro-ordoviciennes du cœur de Ben-Zireg ; la (CFP) « Compagnie Française du Pétrole » entre (1963-1965) avec les prospections et les études paléontologiques de Massa, Combaz et Poueyto dans le secteur de Ben-Zireg ; la (SNRM) « Société Nationale de Recherche Minière » ; L (ORGM) « l'Office Nationale de la Recherche Géologique et Minière ».

Immédiatement dès cette période et après la découverte du champ de Hassi Messaoud dans les assises du Cambro-Ordovicien, les études stratigraphiques synthétiques sont élargies grâce à un important travail de groupe de Pareyn (1961) ; Legrand (1962, 1967, 1968 et 1981) ; Arbey (1962) et Beuf *et al.*, (1969, 1971) en Algérie ainsi que ceux de Hollard (1963 à 1967) au Maroc.

En 1955, une note a été publiée par Pareyn sur le Flysch Viséen de Ben-Zireg à la base du Carbonifère. Après, en 1961 et dans sa thèse intitulée « Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais », il a présenté une étude sur le Dévonien et une carte géologique sur le Paléozoïque de l'anticlinal de Ben-Zireg et de Djebel Béchar.

En 1976, une étude géologique sur la région de Ben-Zireg depuis le Dévonien jusqu'au Carbonifère, a été présentée par Fabre dans son ouvrage intitulé « Introduction à la géologie du Sahara ».

Une publication sur le Dévonien inférieur et moyen de Ben-Zireg a été présentée par Alberti en 1981. Dans cette note l'auteur montre la continuité des dépôts depuis Lochkovien jusqu'au l'Emsien grâce à une étude biostratigraphique fine basée sur de la répartition des trilobites et tentaculites.

En 2005, Fabre a publié un travail intitulé « Géologie du Sahara occidental et centrale » où il présente une synthèse sur l'histoire géologique du Sahara Algérien depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire.

VII.2. Ougarta :

Le développement de la géologie en Algérie passe par la création de la commission scientifique de l'Algérie en 1843 puis l'établissement du service de la carte géologique de l'Algérie en 1844 et enfin le Service des mines en Algérie en 1845.

Sur le Sahara nord-ouest, les premières recherches géologiques remontent à 1861 dans un rapport inédit établi par Pouyanne. Plusieurs notes et sur des remarques partiels sont publiées par Deshayes (1865) sur quelques fossiles du Quaternaire du Sahara algérien et par Grad (1873) sur quelques traces de glaciations en Algérie.

Rolland en 1886, prépara une carte, sans différenciation des étages, où le Dévonien est très développé (vallée de la Saoura et Tassilis Addjers).

L'édition de la première carte d'Algérie à 1/800000 et signé Flamand, Pomel et Curie en 1889.

En 1893 Shirmer a présenté une thèse de doctorat intitulée « Le Sahara ».

En 1897, Flamand présenta un aperçu général sur la géologie et des productions minérales du bassin de l'Oued Saoura et des régions limitrophes.

Gauthier et Haug (1903, 1906) signalent la présence de terrains supposés dévoniens dans la Saoura et réalisent une carte au 1/1.000.000^{ème}. En 1906, Gautier récolta les premières faunes, selon lesquelles Haug, (1906) a attribué l'âge Dévonien supérieur à la chaîne de la Saoura et d'Ougarta.

Dans les Monts d'Ougarta, le début de l'exploration géologique remonte par les premiers parcours de Gautier, (1906) au début du siècle.

Par excellence les véritables pionniers de la géologie du sud-oranais sont :

- Flamand (1897 ; 1899 ; 1900 ; 1901 ; 1902 ; 1905 et sa thèse en 1911) ;
- Menchikoff (1930 ; 1932 ; 1933 ; 1936 et 1945) ;
- Legrand (1962 ; 1967 ; 1968 ; 1981 ; 1983 et 1985).

Ces trois derniers chercheurs ont établi pour le paléozoïque du Sahara ouest algérien les grandes lignes stratigraphiques et structurales. Durant la même époque tout l'intérêt des chercheurs est focalisé sur le Carbonifère de la région de Béchar et les terrains avoisinants pour l'exploitation du charbon de la région de Kenadsa : on peut citer parmi les chercheurs Douvillé (1902), Haug (1903 et 1906) et Gautier (1902, 1903 et 1906). Ces résultats des travaux ont admis la réalisation de la carte géologique de Colomb-Béchar par Poirmeur en 1906. La carte de la Hamada de Guir est établie plus tard en 1950 par Choubert.

La carte géologique 1/500000 de Kerzaz a été levée par Poueyto en 1950.

Poueyto (1952) publia une « Contribution à l'étude des terrains Paléozoïques de la Daoura. Une année plutard, Alimen *et al.*, (1952) dans le cadre du XIX^{ème} Congrès Géologique International ont présenté « une étude géologique spécialement stratigraphique et paléontologique accompagnée d'un aperçu structural sur la chaîne d'Ougarta et de la Saoura, publiée dans une monographie régionale.

L'abondance ainsi que la richesse en faune, les terrains dévoniens ont été ciblés et font l'objet des diverses études qui restent de nos jours inévitables. Ces études sont fondamentalement à particularité stratigraphique et paléontologique (Le Maître, 1952, 1959 ; Gevin, 1948, 1960 ; Follot, 1948, 1950).

Petter en 1959 étudia les Goniatites du Dévonien supérieur de la Saoura (Sahara algérien) puis en les Clymenies de la même région en 1960.

Menchikoff avec un groupe de géologues composé de Alimen, Le Maître, Petter et Poueyto ont entamé l'étude systématique des Monts d'Ougarta. Ces travaux ont été publiés dans une monographie en 1952.

Des grandes synthèses stratigraphiques et monographies régionales sur les confins algéro-marocains fut le moment lors du congrès international d'Alger en 1952. On peut citer pour le côté algérien, Follot (1952), Menchikoff *et al.* (1952), Le Maître (1952), Alimen *et al.* (1952) & Deleau (1952) et pour le côté marocain Choubert (1952), Choubert et Jacquemont (1952).

Les travaux de Clariond (1932 ; 1933 ; 1934a ; 1934b ; 1934c et 1935) ainsi que Termier et ces collaborateurs (1947 ; 1950 ; et 1951), au Maroc, admirent une synthèse sur le Paléozoïque sur Sahara algéro-marocain.

Entre 1954 et 1956 et avec le projet « Oued Namous » des nouvelles recherches géologiques d'exploitation ont été lancées par la Compagnie Française des Pétroles en Algérie. Dans le Sahara algéro-marocain, quatre régions sont étudiées dans le cadre de ces recherches :

- La région de Beni-Abbès par Vautrin ;
- La région de Ben-Zireg par Combaz, Massa et Poueyto ;
- La région de Zousfana par Combaz et Massa
- La région de Tafilalt-Maïder par Mandersheid, Massa et Gabus.

Dans ces travaux, de nombreux rapports ont été réalisés certains ont été publiés sous forme de notes et mémoires et d'autres restent inédits : à titre d'exemple, on peut citer Poueyto (1952), Gomez-Silva *et al.* (1963), Bastien *et al.* (1965), Massa *et al.* (1965), Bastien (1967). Ces travaux maintenaient principalement sur les terrains siluro-dévonien.

Gevin en (1960) récolta des Graptolites à quelques kilomètres de Hassi Chaamba. Au cours de ces années, l'équipe de Alimen, Le Maître, Menchikoff, Petter et Poueyto étudia les Monts d'Ougarta en détail, depuis la base à rhyolites jusqu'aux formations récentes.

La recherche géologique (lithologique, stratigraphique et paléontologique) a été élargie dans les terrains cambro-ordoviciens dans les années 50 et 60, après la découverte du champ de Hassi Messaoud (SE de l'Algérie). En Algérie, les travaux de Pareyn (1961) ; Legrand (1962, 1967 et 1969) ; Arby (1962) ; Le Fèvre, (1963) ; Gomez-Silva *et al.*, (1963) ; Beuf *et al.* (1969, 1971) ainsi qu'au Maroc, les travaux de Hollard (1963 et 1967) deviennent prépondérants.

De 1963 à 1983 Caby en collaboration avec de géologues réalisa plusieurs études géologiques, géodynamiques et stratigraphiques sur le sud ouest algérien.

Dans la formation de Dkhissa, Bastien (1967) et Lanzoni & Magloire (1969) ont réalisé successivement une étude sédimentologique avec un modèle explicatif de l'évolution spatio-temporelle et une étude stratigraphique basée sur la Palynologie. Deux années plus tard, Conrad (1970) a fait une étude sur la géographie physique du Quaternaire dans l'Ougarta. Dans le Sahara algérien, un groupe de géologues russes dirigé par Aliev (1971) réalisa des études sur la stratigraphie et la possibilité en pétrole et en gaz du Paléozoïque.

Des études ont touché également les milieux et les phénomènes glaciaires de la fin de l'Ordovicien (Arbey, 1968). Dans la même année, Blès a fait des petites études structurales au point « kilomètre 30 » et au Djebel Ben Tadjine.

Un groupe de géologues russes dirigé par Aliev (1971) réalisa des études sur la stratigraphie et la possibilité en pétrole et en gaz du Paléozoïque dans le Sahara algérien.

Les levés géologiques de la carte d'Ougarta sur 1/200.000^{ème} ont été effectués par Conrad (1969) pour les formations continentales. Les formations Paléozoïques ont été réalisées par Donzeau, (1971-1974) et Chikhaoui (1974) pour le Précambrien.

Des campagnes à intérêt minier économiques, qui durent jusqu'à nos jours, ont été lancées en Algérie par l'Office de Recherche Géologique et Minière (ORGM) à partir des années soixante-dix. Cet intérêt minier est dirigé potentiellement vers les terrains précambriens et cambro-ordoviciens. En effet, ces travaux de Blès (1969), Caby (1970), Donzeau (1971 et 1983), Chikhaoui (1974 et 1981), Chikhaoui & Donzeau (1972) et Collomb & Donzeau (1974) sont surtout structurales, géochimiques et pétrographiques.

Fabre (1976) donne une représentation sur les événements survenus dans le Sahara algérien. En 1983, il publia, le lexique stratigraphique international « Afrique de l'Ouest ».

Des études entières sur la géologie du Sahara algérien et les régions voisines depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire ont été faites par Fabre, (1976).

Un programme de recherches minières est lancé en 1979 par L'EREM « ex. SONAREM. » pour des raisons purement économiques, dans le faisceau de la Daoura en particulier où le Cuivre étant le principal objectif. En 1987, Remichi s'intéresse à la minéralisation des roches volcaniques précambriennes

Dans l'Ougarta Boumendjel *et al.*, (1997) réalisa des études chronostratigraphiques basées sur la faune et la microfaune du Dévonien. Elle a pu affiner le découpage du paléozoïque. Ensuite, Maâche, (1987) a effectué une étude lithostratigraphique, diagénétique et paléogéographique des séries du Dévonien de l'Ougarta. Dans le cadre d'un travail de Thèse Aït-Kaci, (1990) a fait une étude sur « l'évolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien ».

Kazi-Tani *et al.*, 1991, ont utilisé les méthodes de la stratigraphie afin de mieux interpréter les différentes entités géologiques sahariennes.

Dans les terrains siluro-dévonien, une reprise d'intérêt multiple des travaux de recherches sur les plans sédimentologique, stratigraphique, paléontologique et structurale a été mise en évidence. On peut citer quelques travaux en Algérie ceux de Elmi & Aneur (1984), Casier (1982 ; 1985 et 1986) Göddertz (1987), Maâche (1987), Racheboeuf (1990 et 1997), Hervouet & Duée (1996), Boumendjel *et al.*, (1997), Mekahli *et al.* (2000) et Benhamou *et al.* (2004). Pour la même période plusieurs travaux ont été réalisés au Maroc par Aït Malek *et al.*, (2000), Bultynck & Walliser (2000) et Klug (2002).

Actuellement, plusieurs recherches lancées par des chercheurs (Ingénieur, Magister, Master et Doctorant), de l'Université d'Oran, dans la région de l'Ougarta pour des études sédimentologiques, stratigraphiques, pétrographiques et paléontologiques.

Une autre recherche lancée par l'Université d'Alger dans le bassin d'Ougarta dans le cadre de préparation des mémoires de fin d'étude.

VII.3. Gourara :

Flamand, en 1911, a défini les grandes lignes stratigraphiques du Sahara Nord occidental. Après et en 1938, Meyendorff a étudié le Gourara, le Touat, l'Erg Chech, le Tanezrouft et l'Ahnnet.

Les grandes lignes de l'histoire géologique du Sahara algérien occidentale ont été définies par Menchikoff (1930-1957) et une carte géologique au 1/500.000, englobant entre autres les terrains prospectés, a été dressée en 1952 par Menchikoff et Poueyto (feuille de Kerzaz) où la partie SE de cette carte correspond à la feuille de Ksaïbat.

Lapparent (1947 - 1957) a travaillé sur la stratigraphie et la répartition des gisements de vertébrés et des invertébrés dans les régions du Gourara, du Touat et du Tidikelt.

En 1952, Gevin a présenté la carte géologique au 1/2000 000 du Sahara occidental au XIXème congrès géologique international tenu à Alger. Durant la même année Choubert (1952) résume les grands événements géologiques du Sahara Nord-occidental depuis le Paléozoïque jusqu' au Quaternaire dans une monographie régionale sur les confins algéro-marocains.

Une coupe assez détaillée sur les sédiments du Cambrien et de l'Ordovicien dans les environs de Djebel Hêche a été faite par Legrand en 1961. Après, Legrand (1962-1985) a réalisé plusieurs études sur la stratigraphie du Paléozoïque inférieur.

En 1972, la Sonatrach avec des autres compagnies pétrolières ont réalisé des travaux de synthèses du Cambro-Ordovicien, du Siluro-Dévonien et du Carbonifère.

Fabre (1976) présenta une synthèse sur les événements géologiques survenus dans le Sahara Algérien.

La coupe générale de tout le Paléozoïque ainsi que la carte géologique schématique de la région de Djebel Hèche ont été effectués en 1986 par les travaux de Wilczynski avec un groupe de géologues polonais. Durant l'année (1995) Nedjari a réalisé une synthèse sur les images et événements fini-hercyniens de l'Ouest du Maghreb (Algérie, Maroc).

Zazoun (2001) effectua une étude sur la tectogenèse hercynienne dans la partie occidentale du Bassin de l'Ahnet et la région de Bled El Mass, Sahara Algérien.

Une synthèse générale sur l'histoire géologique du Sahara Algérien depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire a été publié par Fabre (2005) dans un travail intitulé « Géologie du Sahara occidental et centrale ».

VIII. Méthodologie :

VIII.1. Sur le terrain :

Les méthodes utilisées sur le terrain sont des méthodes classiques de la lithologie et de la sédimentologie. L'examen de la série du Dévonien supérieur dans les régions de Ben-Zireg, de l'Ougarta et de Gourara nous a amené à reconnaître la succession lithostratigraphique dans les différents secteurs, à partir de coupes détaillées banc par banc et de suivre les variations verticales et latérales des épaisseurs et des faciès. Les données de terrain seront résumées sous forme des coupes (colonnes stratigraphiques) et corrélations lithostratigraphiques, ainsi que par une description lithologique et biostratigraphique des coupes.

La majorité des colonnes stratigraphiques présentées indiquent les références des échantillons numérotés de bas en haut. La localisation des coupes est schématisée sur l'image satellitaire de la région puis précisée lors de la description des secteurs, dont les coordonnées géographiques sont repérées grâce au « GPS ». De nombreux échantillons ont été prélevés afin de caractériser les différentes lithologies et discontinuités rencontrées. L'échantillonnage a été réalisé de manière relativement systématique, en prélevant tous les mètres et ou moins en fonction de l'importance des variations lithologiques.

Les coupes dans les différentes régions ont été choisies en fonction de la qualité des affleurements, de leur intérêt sédimentologique, de leur importance environnementale ainsi que sur l'accessibilité surtout la région de Ben-Zireg. Ces coupes sont réparties comme suivants :

- Dans le secteur de Ben-Zireg trois (3) coupes ont été levées sur les deux flancs de l'anticlinal avec un échantillonnage plus ou moins serré pour une étude microfaciologique avec le repérage de quelques niveaux bioclastiques riches en goniatites et rares brachiopodes.
- Dans le secteur d'Ougarta (Saoura) trois (3) coupes ont été levées dans trois localités différentes :
 - La coupe de Marhouma : à 15 km au SE de Beni-Abbès ;
 - La coupe de Ouarourout : à 3 km au NW de Beni-Abbès ;
 - La coupe de Erg El Djamel : à 70 km au S de Beni-Abbès.

- Dans le secteur de Gourara : trois (3) coupes :
 - La coupe de la région de Charouine : à 20 km au SW du village de Charouine ;
 - Les coupes de la région de sebkha Fegaguira : à 50 km au SW du village de Charouine (deux coupes) :
 - La coupe de pied méridionale de Djebel Hêche ;
 - La coupe de Haci Fegaguira.

VIII.2. Au laboratoire :

Les études au laboratoire consistaient à :

- la préparation des lames mines dans les niveaux carbonatés (calcaires griottes) ;
- la réalisation et photographie des centaines (environs 300) de lames minces suivies par des analyses pétrographiques au microscope polarisant pour définir et ressortir les différents micofaciès et enfin pour déterminer la texture et structure selon les classifications suivantes :
 - La classification structurale de R.L. Folk (1959) ;
 - La classification texturale de R.J. Dunham (1962) ;
 - Embry et Klovan (1971) pour les textures carbonatées.

Chapitre « 2 »

Cadre général sur le Dévonien

Chapitre « 2 » : Cadre général sur le Dévonien

Le Dévonien subdivisé en trois époques (Tableau 1) représente une période charnière du Paléozoïque caractérisée par de profonds changements environnementaux, climatiques et atmosphériques qui se répercutent sur la biosphère et la lithosphère.

Période	Epoque	Durée	Etage	Intervalle de l'Etage	Durée de l'Etage
Dévonien	Supérieur	D=23,8 Ma	Famennien	372,2 ± 1,6 à 358,9 ± 0,4 Ma	D = 13,3 Ma
			Frasnien	382,7 ± 1,6 à 372,2 ± 1,6 Ma	D = 10,5 Ma
	Moyen	D=10,6 Ma	Givétien	387,7 ± 0,8 à 382,7 ± 1,6 Ma	D = 5,0 Ma
			Eifilien	393,3 ± 1,2 à 387,7 ± 0,8 Ma	D = 5,6 Ma
	Inférieur	D=25,9 Ma	Emsien	407,6 ± 2,6 à 393,3 ± 1,2 Ma	D = 14,3 Ma
			Pragien	410,8 ± 2,8 à 407,6 ± 2,6 Ma	D = 3,2 Ma
			Lochkovien	419,2 ± 3,2 à 410,8 ± 2,8 Ma	D = 8,4 Ma

Tableau 1 : Les subdivisions chronologiques du Dévonien

I. Contextes paléogéographique, paléoclimatologique et biologique :

I.1. Contexte paléogéographique :

Au cours du Dévonien, les masses continentales sont entourées par un immense océan (*Panthalassa*) avec quelques océans mineurs (*Paléotéthys* et l'océan *Rhéique*). Elles sont concentrées dans l'hémisphère sud et dérivent vers le Nord au cours du temps (Figure 1). Parmi les principales masses continentales, le Gondwana (Amérique du Sud, Afrique, Australie, Antarctique et Inde) est centré sur le pôle sud, tandis que les continents de Laurussia (Laurentia et Baltica) et de Sibéria se localisent dans la zone intertropicale. Cette période dévonienne est marquée par une convergence globale des continents et près de l'équateur, la (future) Pangée formée avec le rapprochement du Gondwana et de la Laurussia (Piqué *et al.*, 1993 ; Echarfaoui *et al.*, 2002).

Au cours du Dévonien inférieur (Figure 1.A) (International Chronostratigraphic Chart « ICC », 2012), l'océan *Rhéique* entre en subduction (Matte, 2001 ; Dercourt, 2002) tandis que l'océan *Médio-Européen* est en phase finale de fermeture. Au cours de l'Emsien, l'océan *Rhéique*, se divise en deux espaces océaniques : un « nouvel » océan Rhéique et un océan Rhéno-Hercynien (Sintubin, 2008). Le contact entre ce dernier et la Laurussia est une marge passive (Préat & Mamet, 1989).

Au Dévonien moyen (Figure 1.B), la fermeture de l'océan Rhéique se poursuit, tandis que la collision débute entre la marge Nord-gondwanienne et la terrane Armorica. Dès l'Emsien terminal, un cycle transgressif majeur est amorcé et s'étale sur tout le Dévonien moyen (Boulvain *et al.*, 2009 ; Sintubin, 2008). Sur la périphérie des masses continentales, ce cycle conduit à la mise en place de vastes plates-formes continentales à sédimentation franchement carbonatée. A l'échelle mondiale et durant cette période, le système récifal lié à l'impulsion des organismes bioconstructeurs, se développe sur ces plates-formes, caractérisé par de grandes bioconstructions (barrières, biohermes, atolls ...) (Tsien, 1977 ; 1979 ; Talent, 1988 ; Kiessling *et al.*, 1999 ; Copper, 2002).

Au cours du Dévonien supérieur (Figure 1.C) (« ICC », 2012), le début de l'orogénèse hercynienne est marqué par la fermeture progressive du « nouvel » océan Rhéique sur Armorica par obduction et ouverture de la terrane entre le Gondwana au Sud et la Laurassia au Nord (Dercourt, 2002). Au Dévonien supérieur, les deux paléocontinents sont entrés en collision le long de la chaîne appalachienne et éovarisque et ne sont plus séparés que par des mers épicontinentales (Averbuch *et al.*, 2005). Ceci a été confirmé par de nombreux indices sédimentologiques et paléontologiques qui indiquent une position relativement proche des deux paléocontinents (Schindler, 1990 ; Becker & House, 1994 ; Walliser, 1996 a,b ; Young *et al.*, 2000). Par ailleurs, il est important de noter qu'au Dévonien supérieur, la plupart des ceintures orogéniques majeures se situaient, elles aussi, à de faibles paléo-latitudes et étaient en position sub-tropicale. A de telles latitudes, le climat était probablement chaud et humide, ce qui a pu favoriser l'altération continentale des roches silicatées (Averbuch *et al.*, 2005). De plus, la collision entre les deux paléocontinents a vraisemblablement modifié la circulation océanique (Copper, 1986).

Les régions étudiées au cours de cette période (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara), se situaient dans une position subéquatoriale. Ces régions avec les régions marocaines (Anti-Atlas et Meseta Occidentale) étaient probablement plus proches du tropique du Capricorne, entre 20° et 40° de latitude Sud. Plus au Nord, les régions des Montagnes du Harz et celle du Massif Schisteux Rhénan devaient se situer vraisemblablement entre 0° et 15° de latitude Sud (cf. Maillet 2013).

Une transgression majeure aura lieu au début du Frasnien, provoquant l'inondation des plates-formes carbonatées du Dévonien moyen. Par conséquent, la sédimentation en milieu marin ouvert redevient majoritairement détritique. Ces conditions sur les plates-formes continentales conduiront notamment aux événements *Kellwasser*, connus mondialement (House, 2002 ; Sintubin, 2008).

A la fin du Carbonifère, la convergence suivie par la collision entre tous les continents dévoniens formera le super continent (Pangée).

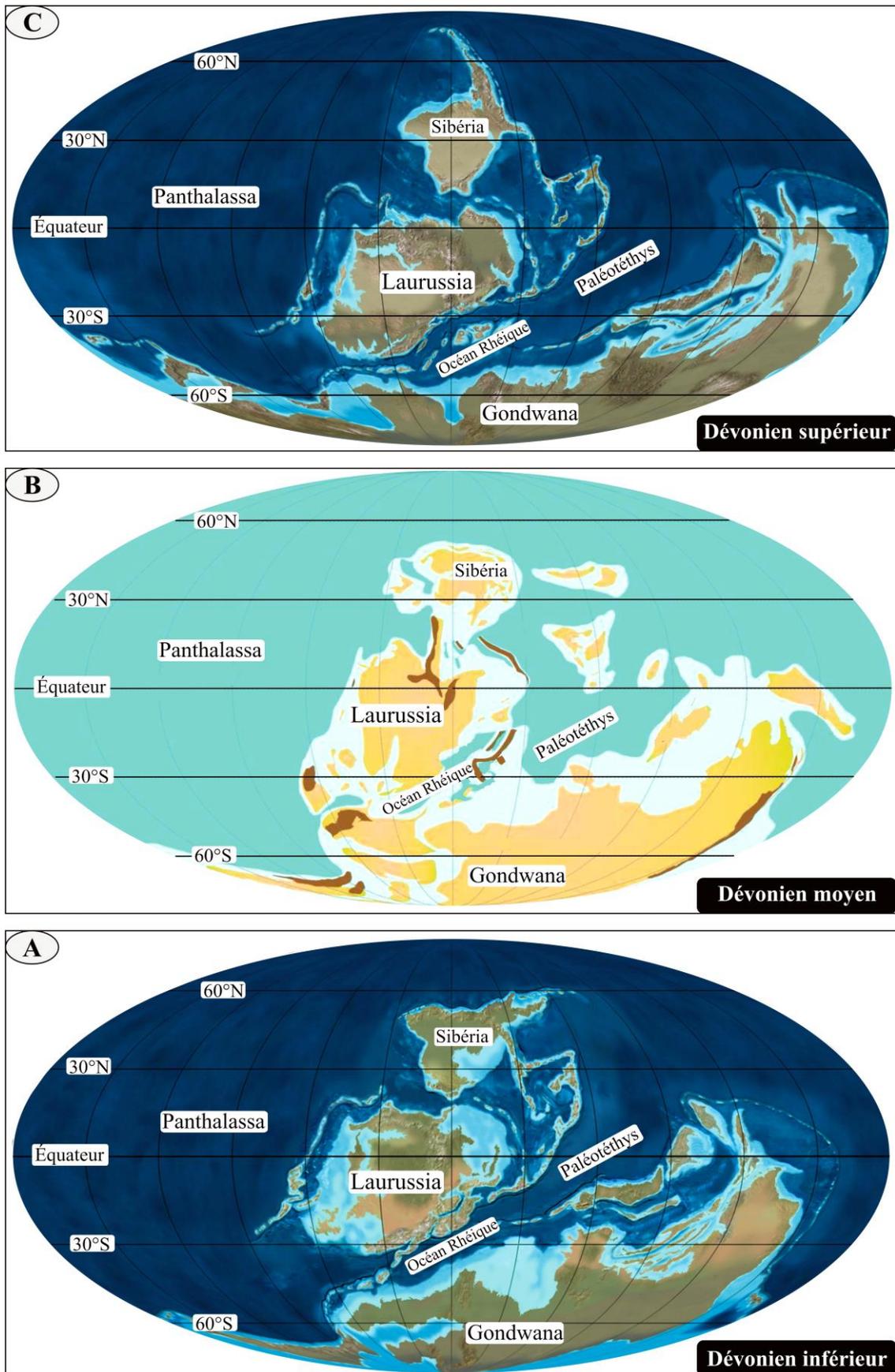


Figure 1 : Paléogéographie et répartition des continents au Dévonien (Blakey, 2007 ; Dercourt, 2002 ; Scotese *et al.*, 1979 ; Sintubin, 2008)

I.2. Contexte paléoclimatologique :

A. Les variations des teneurs atmosphériques en CO₂ et en O₂ :

Le Dévonien correspond à une période de transition, entre le Silurien et le Carbonifère, enregistrant une baisse de la teneur en CO₂ et une hausse de la concentration en O₂. Plusieurs modélisations concernant les données atmosphériques (Berner, 1991 ; 1994 ; 1998 ; Berner & Kothavala, 2001) et confirmées par des estimations indirectes de la pression du CO₂ atmosphérique (P_{CO₂}) (Royer *et al.*, 2004), ont montré que le Dévonien était une période de transition caractérisée par une hausse de P_{CO₂} au cours du Dévonien inférieure (Figure 2.A) suivie d'une diminution sensible de la P_{CO₂} au cours du Dévonien moyen et supérieur. Cette diminution sensible de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère s'accompagne d'une hausse importante de la teneur en O₂ (Berner, 2001 ; Berner *et al.*, 2003).

Le pourcentage en O₂ atmosphérique ayant faiblement diminué au cours du Cambrien-Silurien aurait atteint des valeurs minimales à la base du Dévonien (Figure 2.B). Cette concentration en O₂ au cours du Dévonien est marquée par la poursuite de cette diminution du pourcentage en O₂ pour atteindre la valeur la plus faible enregistrée au cours du Paléozoïque (400 à 380 Ma), suivi d'une forte augmentation (380 à 365 Ma). Cette augmentation se poursuit jusqu'au Carbonifère pour atteindre des valeurs importantes à la limite Carbonifère - Permien (Berner *et al.*, 2003).

Le Dévonien représente un intervalle charnière au paléozoïque, enregistrant aux alentours de 380 Ma d'importants changements de la variation à long terme des teneurs en CO₂ et en O₂. Sur une quinzaine de Ma, ces changements, sont marqués par une forte diminution de la teneur en CO₂ et une rapide hausse de celle en O₂. Ces variations indiquent clairement une perturbation dans les cycles du carbone et de l'oxygène au cours du Dévonien.

Les perturbations atmosphériques sont associées à une amplification de l'altération chimique des roches sur les continents et sont liées à une augmentation de l'enfouissement du carbone organique (Corg.) dans les environnements marins (Riquier, 2005).

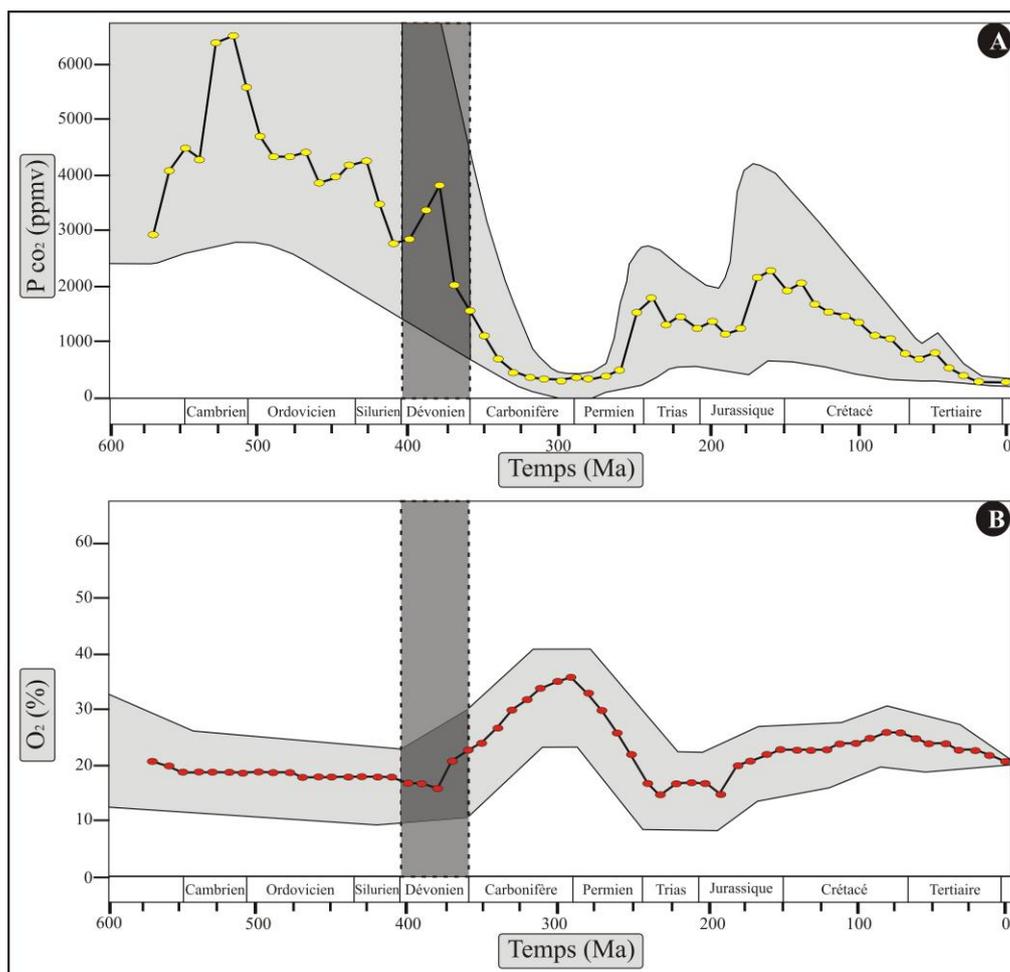


Figure 2 : Evolution des teneurs atmosphériques (A) en CO₂ et (B) en O₂ au cours du Phanérozoïque (Berner *et al.*, 2003)

B. Le climat et les températures :

Le Dévonien, caractérisé par des changements environnementaux importants et durables, marque aussi la transition entre deux types de climats bien distincts, passant d'un climat chaud de type « greenhouse », durant l'Ordovicien et le Silurien, à un climat froid de type « icehouse », au cours du Carbonifère (Fischer & Arthur, 1977).

Au Dévonien, le climat est principalement de type « green-house » (Frakes *et al.*, 1992 ; Scotese *et al.*, 1999 ; Streele *et al.*, 2000) (Figure 3), marquée par une baisse des températures liée à la baisse du CO₂, gaz à effet de serre. D'après Joachimski *et al.* (2009), les températures auraient varié entre 20°C et 30 °C avec une baisse relative au Dévonien moyen (Figure 4).

Au Dévonien inférieur (Figure 3A) et lors d'une phase de distension, le démantèlement des chaînes sous un climat relativement chaud conduit à de forts apports terrigènes dans la sédimentation marine sur cette marge (Dercourt, 2002 ; Mansy & Lacquement, 2006).

Au Dévonien moyen (Figure 3B), le climat relativement chaud est propice au développement de barrières récifales (Dickins, 1993 ; Fischer & Arthur, 1977 ; Scotese *et al.*, 1979 ; Sintubin, 2008). Cependant, pour Joachimski *et al.* (2009) (Figure 4), le Dévonien moyen constituerait l'intervalle de temps le plus froid du Dévonien. Cet intervalle coïncide avec de faibles périodes d'érosion et correspond à une sédimentation moins détritique (Elrick *et al.*, 2009).

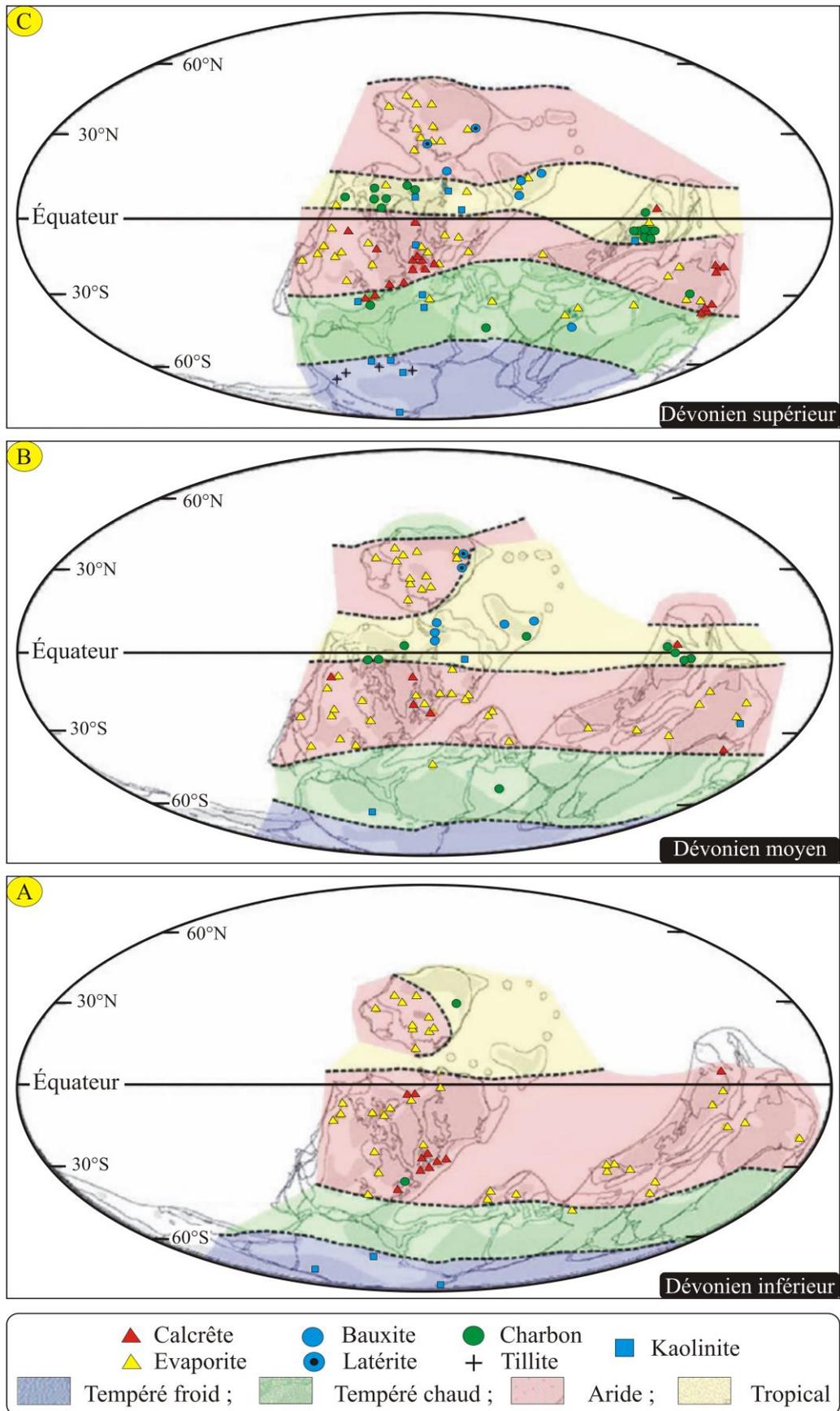


Figure 3 : Zones paléoclimatiques au Dévonien (Scotese *et al.*, 1999). A : Dévonien inférieur ; B : Dévonien moyen ; C : Dévonien supérieur

Une baisse générale du niveau marin lors d'une importante régression marine marque le Dévonien terminal (Figure 3C). Un climat de type « ice-house » et une calotte glaciaire se mettent en place sur le Gondwana au pôle Sud (Fischer & Arthur, 1977 ; Scotese *et al.*, 1979).

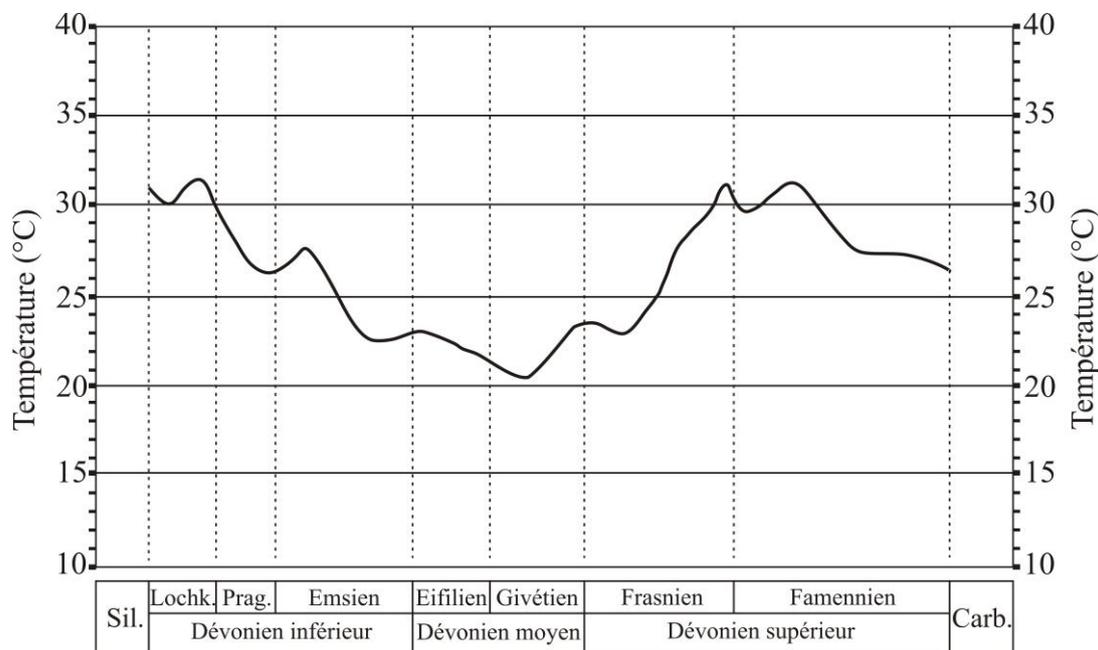
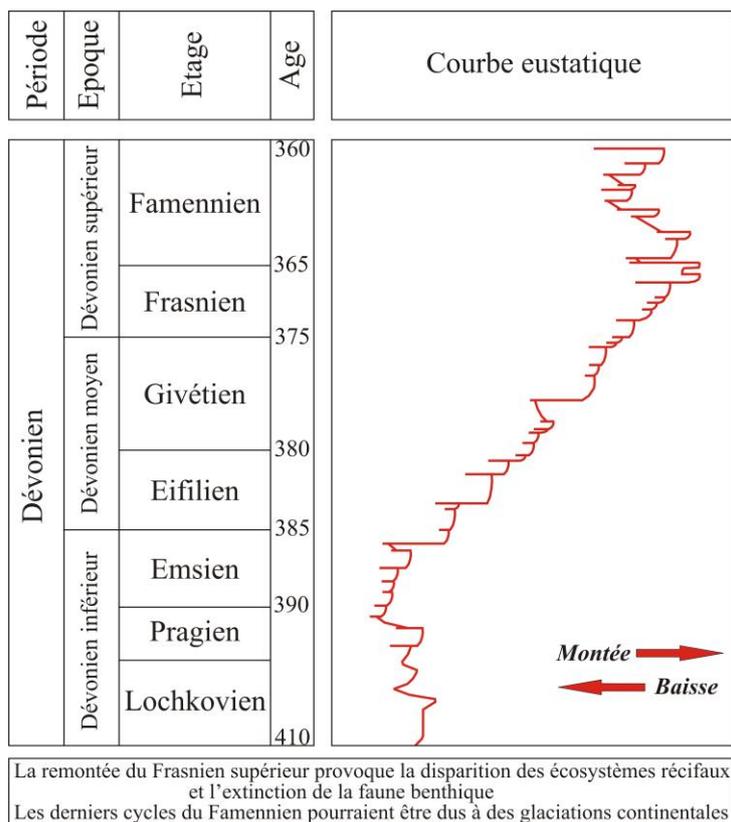


Figure 4 : Paléotempératures moyennes au Dévonien (Joachimski *et al.*, 2009)

I.3. Contexte eustatique :

La courbe des variations eustatiques du Dévonien est réalisée sur les principaux travaux stratigraphiques américains (Nevada, Virginie, Ouest Canada) et européens (Belgique, Allemagne). Pour cette époque dévonienne, on remarque que depuis le Lochkovien jusqu'à la base de l'Emsien le cycle eustatique est régressif et que dès l'Emsien basale la transgression globale est amorcée et qui persiste jusqu'au Frasnien. Cette transgression interrompue par des petites phases de chute d'ordre inférieur. La régression générale, avec des brefs intervalles de montée, commence à partir du Frasnien pour atteindre son maximum à la fin du Famennien (Strunien) (Figure 5). La période fini-famennienne coïncide avec une régression rapide étendue (phase glaciaire) s'inscrit sur le Gondwana. Pour Johnson *et al.*, (1985), les régressions majeures ont pu être causées par la croissance et la décroissance de rides océaniques. Par contre, les derniers cycles du Famennien pourraient être dus à des glaciations continentales (Fabre, 2005).

Les mers épicontinentales sont étalées, confirmant la montée relative des niveaux marins au Dévonien (Algo *et al.*, 2008 ; Johnson *et al.*, 1985 ; Mc Ghee & Bayer, 1985 ; Talent *et al.*, 1993 ; Vail *et al.*, 1977).

Figure 5 : Courbe des variations eustatiques du Dévonien (Jonhson *et al.*, 1985)

I.4. Contexte biologique :

Le Dévonien coïnciderait avec une période de rapides évolutions et diversifications des écosystèmes terrestres et de perturbations des écosystèmes marins (Riquier, 2005). Les modifications les plus importantes, enregistrées dans les environnements marins, étant principalement localisées à la limite entre les étages du Frasnien et du Famennien (Riquier, 2005).

Sur les continents, le Dévonien est marqué par l'émergence et le développement de nombreuses plantes vasculaires (trachéophytes), semi-aquatiques et terrestres (Algeo *et al.*, 1995 ; Retallack, 1997). Le développement des plantes vasculaires aurait eu de nombreux impacts se traduisant par des perturbations aussi bien dans le domaine continental que dans le domaine marin, à court terme comme à long terme (Algeo *et al.*, 1995). Le développement du système racinaire et de la rhizosphère a pu favoriser à court terme une intensification de l'altération physique et chimique et de la pédogenèse sur les continents (Algeo *et al.*, 1995). Cette hausse de l'altération chimique continentale s'est vraisemblablement traduite par un apport plus important en nutriments au niveau des environnements marins.

II. Les crises biologiques :

Le Dévonien est marqué par l'une cinq principales crises biologiques du Phanérozoïque (Tableau 2), à la limite Frasnien-Famennien au Dévonien supérieur (Raup & Sepkoski, 1982; McGhee, 1996; Walliser, 1996 a,b). Les cinq crises biologiques majeures ainsi que les causes probables et les principaux groupes fauniques touchés sont résumées dans le Tableau 2 et la Figure 6.

Crise	% de taxons marins touchés	Les causes probables	Les principaux groupes fauniques touchés
Crétacé / Tertiaire (65 Ma)	F = 15 g = 45 sp = 75	1- La plus célèbre et la moins forte crise du Phanérozoïque ; 2- La grande régression marine du Crétacé supérieur ; 3- L'impact d'une météorite ; 4- Les changements progressifs du niveau marin, l'anoxie, l'accroissement de l'aridité et des modifications dans la circulation océanique due à un changement climatique ; 5- L'augmentation du volcanisme avec une baisse de la teneur en oxygène	Dinosaures, Planctons marins, Rudistes, Ammonites, Bélemnites, Brachiopodes, Bryozoaires et Foraminifères benthiques
Trias / Jurassique (205 Ma)	F = 22 g = 50 sp = 75	1- Un changement climatique graduel ou de fluctuations du niveau de la mer ; 2- L'impact de plusieurs astéroïdes ; 3- Un réchauffement climatique à cause des épisodes volcaniques lié à l'ouverture de l'océan atlantique ; 4- une régression marine suivie d'une transgression, provoquant l'expansion d'eaux mal oxygénées	Ammonoïdes, Nautiloïdes, Conodontes, Amphibiens, Poissons placodontes, Reptiles marins
Permien / Trias (250 Ma)	F = 55 g = 80 sp = 95	1- La plus grande et la plus dévastatrice crise du Phanérozoïque ; 2- Un climat continental fort avec de fortes variations saisonnières ; 3- Un ralentissement de la circulation thermohaline due au faible gradient de température latitudinal ; 4- Une baisse du niveau marin 250 m et une diminution corrélative des surfaces épicontinentales et des plateaux continentaux	Trilobites, Brachiopodes, Graptolites, Coraux, Tabulés, Nautiloïdes, Ostracodes, Echinodermes et Bryozoaires
Dévonien supérieur (370 Ma)	F = 19 g = 50 sp = 75	1- Réchauffement au Givétien ; 2- Transgression maximale et dyoxie (baisse de l'oxygène dissout) au Frasnien supérieur ; 3- Refroidissement rapide au Famennien basal et forte régression ; 4- Série de "petits" impacts météoriques Les variations du niveau marin et du climat avec l'apparition d'un couvert végétal important sur les continents pourraient être à l'origine de l'anoxie des océans	Coraux coloniaux, Stromatopiridés, Brachiopodes, Ostracodes, Trilobites, Céphalopodes, Crinoïdes et Poissons agnathes
Ordovicien supérieur (450 Ma)	F = 22 g = 55 sp = 85	1- Une grande glaciation et refroidissement et régression ; 2- Dérive des continents ; 3- Transgression et anoxie ; 4- Désordres climatiques et écologiques	Coraux solitaires, Bryozoaires, Brachiopodes, Graptolites, Echinodermes et Trilobites

Pourcentage de taxons (Famille "F" ; genre "g" ; espèce "sp") marins touchés lors de chaque crise biologique majeure enregistrée

Tableau 2 : Les cinq grandes crises biologiques du Phanérozoïque (d'après : Benton & Twitchett, 2003 ; Erwin, 1993 ; Grasby *et al.*, 2011 ; MacLeod, 1998 ; MacLeod *et al.*, 1997 ; Renne *et al.*, 2013 ; Sepkoski, 1981, 1984 ; Sheehan, 2001)

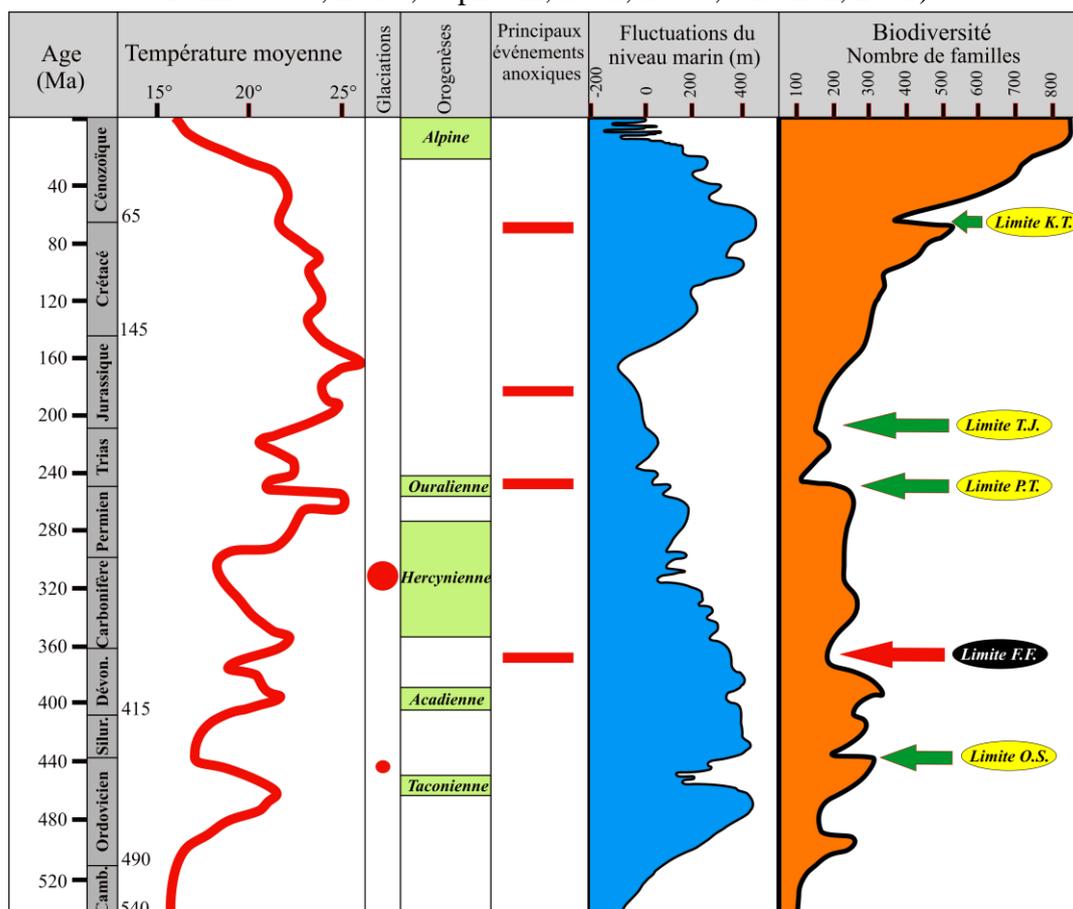


Figure 6 : Un graphique montre les particularités et les différents cycles de l'histoire naturelle au Phanérozoïque : la biodiversité, les extinctions, les glaciations, les paléotempératures moyennes, les fluctuations du niveau marin et les principaux événements anoxiques (d'après Spiridon Manoliu et Monica Rotaru)

II.1. La limite Frasnien/Famennien :

La limite Frasnien-Famennien (F-F) enregistrant l'une des cinq crises biologiques majeures ayant affectée la biosphère est matérialisée dans de nombreuses régions du globe par la présence d'un ou deux niveaux sédimentaires riches en matière organique (MO) : les horizons « Kellwasser » (KW) (Schindler, 1990 ; Buggisch, 1991). La limite F-F, proprement dite, au sommet de ces niveaux, est marquée souvent par une discontinuité stratigraphique contemporaine d'une chute significative du niveau marin. Elle indique donc un intervalle de perturbations environnementales majeures dans le domaine marin.

L'événement Kellwasser défini par Schindler (1990) en Allemagne, est reconnu en Montagne Noire, en France (Lethiers & Casier, 1995) et dans l'Anti Atlas (Wendt *et al.*, 1984 ; Wendt, 1988 a,b ; Wendt & Belka, 1991 ; Hollard, 1967, 1981a,b) au Maroc mais également dans le bassin de Bechar et le Sahara nord ouest de l'Algérie (Mahboubi *et al.*, 2015). Il est marqué par une période hypoxique responsable à la disparition des grands groupes fauniques.

Les termes "crise du Frasnien-Famennien" ou "événement Kellwasser" ont fait l'objet de nombreuses publications (McGhee, 1982, 1996 ; Sandberg *et al.*, 1988; Schindler, 1990 ; Buggisch, 1991 ; Walliser, 1996 a,b) et de nombreux numéros spéciaux (Racki & House, 2002 ; Balinski *et al.*, 2002 ; Racki & Narkiewicz, 2004). Ces nombreuses publications servent d'ouvrages de référence pour cette limite F-F.

Une mise en place des niveaux riches en matière organique au Frasnien terminal « les horizons Kellwasser » permet de reconstituer les variations des environnements marins à la limite Frasnien-Famennien, dans les régions du Massif Schisteux Rhénan, des Montagnes du Harz (Allemagne), de la Meseta occidentale, de l'Anti-Atlas (Maroc) et du Sahara Nord Ouest de l'Algérie.

Le *stratotype du Coumiac* à la limite Frasnien Famennien est d'intérêt international pour le Dévonien supérieur. Ce profil de référence se trouve dans la carrière de Coumiac, en Montagne noire, au sud de la France, (Klapper & Foster, 1993). Dans cette carrière affleure une succession de bancs de calcaires griottes à interlits marneux extrêmement riche en goniatites avec des trilobites, des bivalves, des tentaculites, des ostracodes et des conodontes du Frasnien moyen jusqu'au Famennien moyen (Lethiers *et al.*, 1998). Sur la base des ostracodes, ces auteurs montrent que le climat est chaud sans glaciation au cours du Frasnien. Ce climat se refroidit très rapidement au début du Famennien et le milieu devient régressif avec la mise en place d'une calotte glaciaire très étendue sur le nord ouest du Gondwana.

A. Age de la limite :

L'âge exact de la limite entre le Frasnien et le Famennien demeure un problème récurrent. Pour cela, il est primordial d'avoir une idée précise de l'âge des limites inférieures et supérieures des étages du Dévonien supérieur (Frasnien et Famennien). De nombreuses études ont été réalisées au cours de ces vingtaines dernières années afin de déterminer avec précision l'âge absolu des limites du Frasnien et du Famennien (Harland *et al.*, 1990 ; Claoué-Long *et al.*, 1992 ; Fordham, 1992 ; Gradstein & Ogg, 1996 ; Sandberg & Ziegler, 1996 ; Chen & Tucker, 2003 ; Remane *et al.*, 1996 ; Gradstein *et al.*, 2004 ; Kaufmann *et al.*, 2004).

D'après les datations parues entre 1990 et 2012, la base du Frasnien oscillerait entre 369 et 385 Ma, la limite F-F entre 364 et 376,5 Ma et le sommet du Famennien entre 354 et 362,5 Ma (Figure 7). En fonction de l'échelle de temps utilisée, la durée oscillerait entre 5 Ma à 10,4 Ma pour le Frasnien et entre 4,5 à 14,5 Ma pour le Famennien.

Selon les dernières estimations de la commission internationale de stratigraphie (CIS), la limite F-F est placée à $372,2 \pm 1,6$ Ma. Le Frasnien avec une durée d'environ 10,5 Ma débute vers 382,7 Ma, alors que le Famennien se termine vers $358,9 \pm 0,4$ Ma et représente environ 13,3 Ma (Gradstein *et al.*, 2012). Ces estimations ont été conservées dans la charte chronostratigraphique internationale de 2016.

<<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2016-12.pdf>>

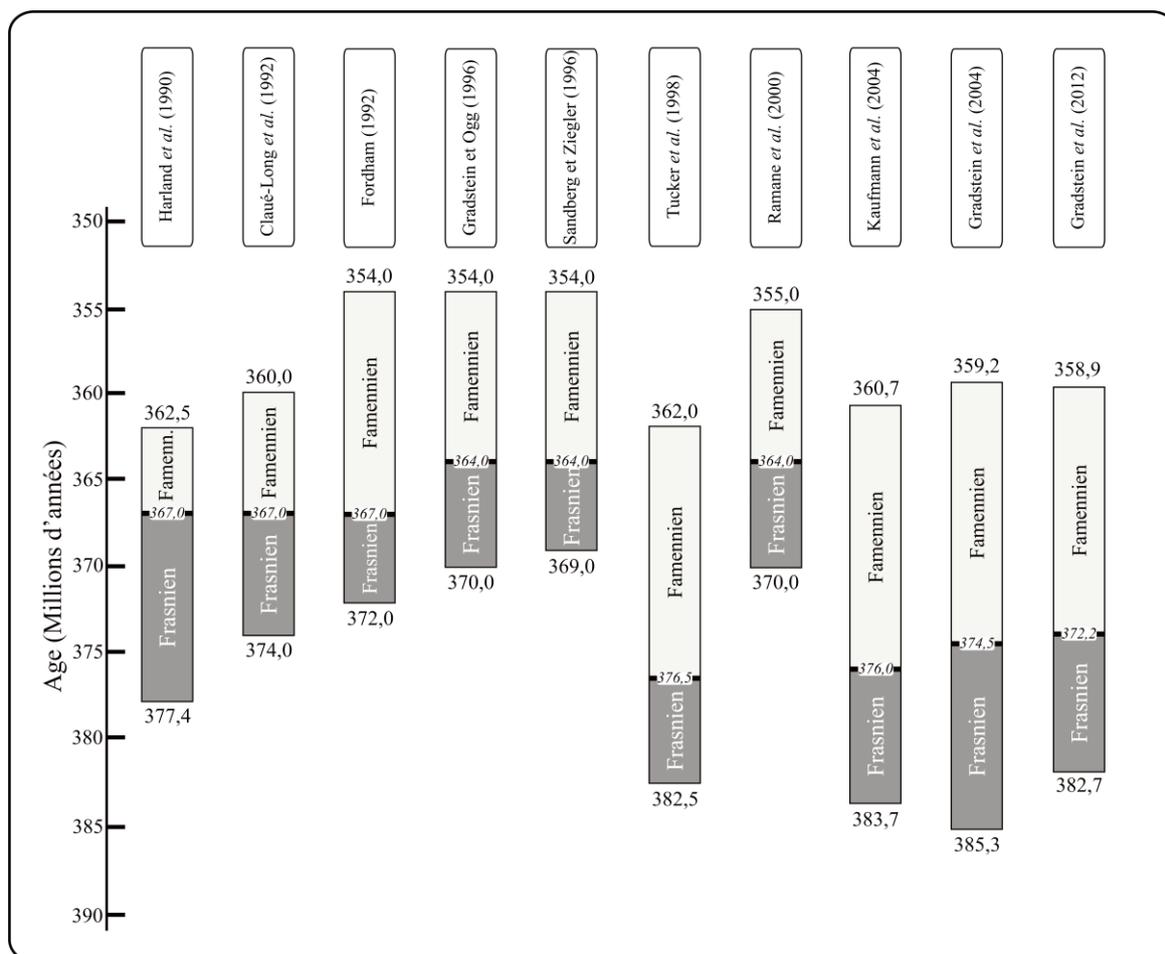


Figure 7 : Comparaison des âges absolus, obtenus entre 1990 et 2012, pour les étages du Frasnien et du Famennien (Modifié d'après Riquier 2005)

En *âge relatif*, les étages du Frasnien et du Famennien sont représentées par plusieurs zonations biostratigraphiques, à savoir (1) la zonation standard à conodontes établie par Ziegler & Sandberg (1984) ; (2) la zonation du Frasnien, proposée pour la Montagne Noire et définie par Becker *et al.*, (1989) ; et (3) la zonation standard à conodontes révisée par Ziegler & Sandberg (1990) (Figure 8). Pour le Dévonien, la durée d'une zone à conodontes est de l'ordre de 0,5 Ma. Cette durée oscillerait entre 0,47 Ma (Sandberg & Ziegler, 1996) et 0,63 Ma (Chen & Tucker, 2003).

La limite biostratigraphique entre le Frasnien et le Famennien est déterminée par une hausse importante de l'abondance du conodonte *Palmatolepis triangularis*, séparant les zones à *linguiformis* et *triangularis*.

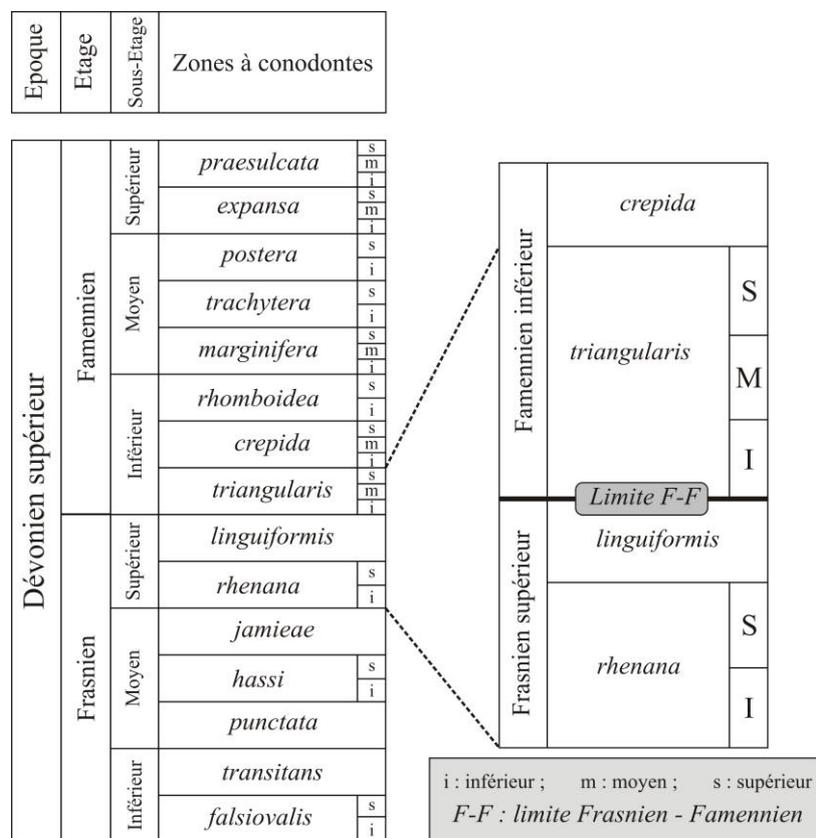


Figure 8 : Zonations à conodontes pour le Dévonien supérieur (Ziegler *et al.*, 1976 ; Ziegler & Sandberg, 1990). Sous étages proposés par (Sandberg & Ziegler, 1998)

B. Extinctions / survies et radiations :

B.1. Extinctions :

La limite entre les étages du Frasnien et du Famennien est marquée par une baisse importante de la biodiversité enregistrée principalement dans le domaine marin. Elle correspond à la deuxième extinction majeure du Phanérozoïque.

Cette crise (F/F) affecte principalement la faune néritique et les taxons récifaux et périrécifaux tels que les stromatoporoïdes et les cnidaires (Copper, 1977, 2002 ; Stearn, 1987).

La limite F/F enregistre aussi la disparition de nombreux organismes benthiques dans des régions « intertropicales » (Walliser, 1984 ; Buggisch, 1991) tels que les brachiopodes et les foraminifères tropicaux (Boucot, 1975 ; Kalvoda, 1990 ; McGhee, 1996 ; Racki, 1998a). Lors de cette crise, les trilobites (Briggs *et al.*, 1991 ; Feist, 1991 ; Morzadec, 1992 ; Klapper, 1995 ; 1997 ; 2007) et les ostracodes principalement benthiques et planctoniques (entomozoaires) (Lethiers & Ramond, 1991 ; Lethiers & Crasquin-Soleau, 1991 ; Casier & Lethiers, 1998a,b ; Casier *et al.*, 1996, 2002 ; Lethiers & Casier, 1996, 1999 ; Olempska, 2002) sont également fortement affectés par la baisse de la biodiversité.

En plus des organismes benthiques, de nombreux taxons pélagiques présentent une diminution de leurs représentants au début du Famennien : les ammonoïdes, les placodermes (McGhee, 1996) et le zooplancton en particulier les chitinozoaires et les cricococonaridés (styliolinides) (McGhee, 1996 ; Paris *et al.*, 1996). Parmi les conodontes, les genres pélagiques, i.e. *Palmatolepis*, *Ancyrognathus* disparaissent et sont remplacés par *Polygnathus* et le genre néritique *Icriodus*.

La diminution de la biodiversité à la limite Frasnien – Famennien semble se faire par étapes (Walliser *et al.*, 1989 ; Schindler, 1990) : (1) un premier pic de disparition d'espèces au niveau de « l'horizon KW inférieur » à l'intérieur de la zone supérieure à *rhenana*. Ce pic est marqué surtout chez les trilobites, par la disparition de 50% des espèces et 20% des genres (Feist & Schindler, 1994) ; (2) un second pic de disparition d'espèces coïncide avec « l'horizon KW supérieur » au niveau de la zone à *linguiformis*. Ce pic est marqué par deux phases d'extinction : la 1^{ère} est enregistrée à la base de « l'horizon KW supérieur » avec la disparition de 100% des espèces, 30% des genres et 63% des familles chez les trilobites (Feist & Schindler 1994) ; la 2^{ème} est localisée au sommet de la zone à *linguiformis*. Durant cette phase d'extinction, la majorité des organismes planctoniques et nectoniques (ostracodes, céphalopodes, entomozoaires) disparaissent et sont remplacés par des formes benthiques, telles que les bivalves (Schindler, 1990).

B.2. Survies et radiations :

Lors de la crise Frasnien - Famennien, certains taxons ont réussi à survivre en s'adaptant aux conditions environnementales, d'autres sont apparus et se sont développés dans des environnements nouveaux.

Chez la plupart des taxons, il apparaît que les organismes vivant à la surface de la mer ont été plus affectés que les organismes vivant à des profondeurs plus importantes (Riquier *et al.*, 2005). Ceci est particulièrement observé chez les brachiopodes et les coraux. Chez les Brachiopodes, les taxons vivant dans les eaux profondes, tels que les Rhynchonelles, ne subissent que de très faibles pertes (Racki & Balinski, 1998), alors que chez les coraux du type rugueux, Pedder (1982), Sorauf & Pedder (1986) ont estimé que 96% des genres des eaux superficielles ont disparu au cours de la crise F-F, alors que seulement 30 à 40% des genres vivant dans des eaux profondes ont été affectés par cette crise.

La crise de la limite F-F ne semble pas affecter les taxons de mers froides et profondes tels que les éponges siliceuses (Racki, 1990 ; Geldsetzer *et al.*, 1993 ; Vishnevskaya *et al.*, 2002) et les foraminifères à tests siliceux (Brasier, 1988). Les perturbations environnementales observées à la limite F-F pourraient vraisemblablement avoir eu un impact sur l'extinction et/ou la survie des organismes en fonction de la composition du test squelettique (Racki, 1998b).

Suite à la crise du Dévonien terminal, les écosystèmes marins du Famennien sont dominés par les taxons qui ont été peu, ou pas, affectés par la crise, c'est-à-dire, des organismes typiques des eaux froides et/ou profondes.

C. Changements morphologiques :

Des différents types d'adaptations morphologiques ont été observés chez les taxons qui ont survécu à cette crise. La plupart de ces changements présentent l'effet « Lilliput », qui se traduit par une importante diminution de la taille des organismes au Famennien (Riquier *et al.*, 2005). Chez les conodontes, une tendance à la diminution de la taille a été observée à l'intérieur des horizons KW, et une tendance à l'augmentation de la taille dans les horizons post-KW (Renaud & Girard, 1999).

Chez les trilobites (Phacopidae) du Frasnien terminal anté-KW, différentes analyses morphologiques ont montré une tendance à la réduction de la taille des yeux (Feist, 2002 ; Crônier *et al.*, 2004). Ces variations considérées comme des adaptations évolutives seraient liées à un approfondissement du milieu marin durant le Frasnien. Les changements morphologiques sont à mettre en relation aussi avec des importantes perturbations environnementales à la limite F-F (Girard *et al.*, 1997 ; Renaud & Girard, 1999).

D. Les causes possibles de la crise F/F :

Différentes causes possibles ont été proposées pour expliquer cette crise F/F : Le réchauffement climatique au Givétien ; la transgression maximale et la dysoxie (baisse de l'oxygène dissout) au Frasnien supérieur ; le refroidissement rapide au Famennien basal et la forte régression ; la série des impacts météoritiques (McLaren, 1970 ; 1985) (Figure 9).

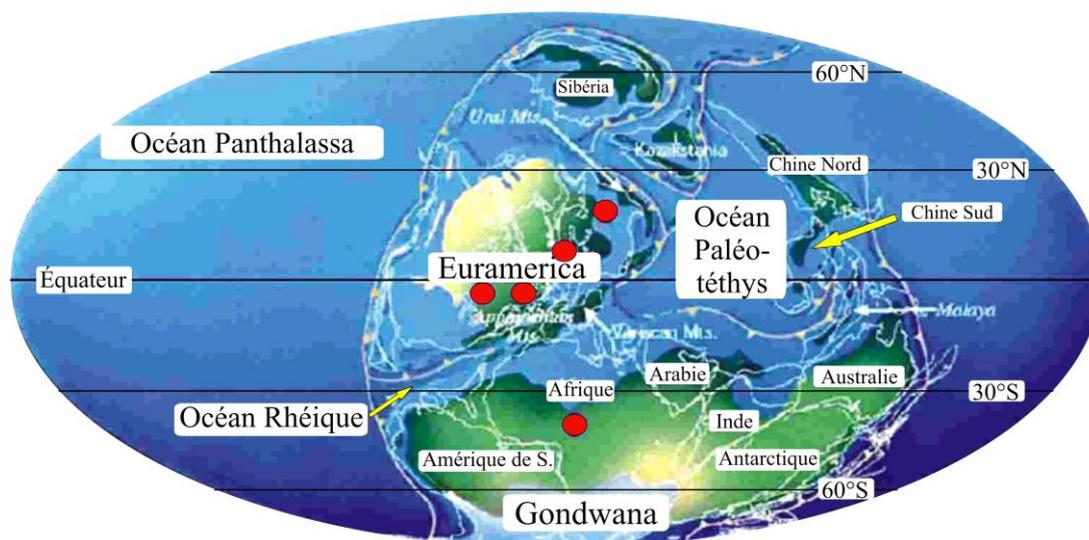


Figure 9 : Carte palinspatique avec les traces d'impacts extraterrestres (cercle rouge) à la limite Frasnien Famennien (d'après Scotese & McKerrow, 1990)

La grande glaciation (Caputo, 1985 ; Caputo & Crowell, 1985), les changements paléogéographiques (Copper, 1986), l'anoxie des eaux marines (Buggisch, 1991), les modifications du niveau marin (House, 1985) sont également les causes essentielles invoquées pour expliquer la grande extinction du Dévonien. La découverte récente, en Chine et en Belgique, de sphérules en verre présentant des similitudes avec des microtectites (Wang, 1992 ; Claeys *et al.*, 1992 ; 1994), tendrait à accréditer l'hypothèse selon laquelle un ou plusieurs événements cataclysmiques ont pu jouer un rôle au cours de cette grande extinction.

E. Conséquences biologiques :

L'extinction de la fin du Dévonien est sélective d'un point de vue écologique, elle frappe surtout les milieux récifaux et tropicaux et, d'une manière générale, les milieux marins peu profonds de plateforme continentale (Murphy *et al.*, 2006) très sensibles aux fluctuations fréquentes qui ont affecté le niveau de la mer au cours du Dévonien supérieur (Bond & Wignall, 2008). Les espèces les plus touchées appartiennent aux communautés récifales et périrécifales. En particulier, les Coraux, les Stromatopores, les Tentaculites et les Brachiopodes sont décimés.

La période d'extinction dévonienne s'étendrait donc sur une durée allant d'une dizaine (pour les deux principaux événements), à plus d'une vingtaine de millions d'années si l'on prend en compte l'extinction du Givétien (Algeo *et al.*, 2001).

Après l'extinction du sommet du Frasnien et du Famennien (F/F), la reprise des nouveaux environnements marins est rapide à l'exception des faciès récifaux qui ont été exterminés et ne persistent tout d'abord que sous forme de stromatolithes (Wood, 2004).

II.2. Synthèse sur le Dévonien supérieur et la limite F/F :

La crise à la limite F-F n'est pas abrupte mais s'étale sur une période de temps assez longue (McGhee, 1996). Elle débiterait par la disparition des styliolines dans la zone inférieure à *rhenana* et se terminerait par la disparition des homoctenidés dans la zone inférieure à *crepida*. Cette crise s'étalerait donc sur plus de 3 Ma.

Cette crise qui n'affecte pas tous les taxons de la même manière, semble toucher préférentiellement les organismes à squelette calcitique contrairement aux organismes à tests siliceux qui sont peu, ou pas, affectés par la crise (Racki, 1998b).

Enfin, durant le Famennien basal, la période de recouvrement post-crise n'est pas caractérisée par des radiations importantes et rapides. Au Famennien, la faune marine est dominée par des écosystèmes relativement simples, comparés à ceux qui sont rencontrés au Frasnien, mais elle est toujours dominée par les brachiopodes (Droser *et al.*, 2000).

Le tableau récapitulatif suivant (Tableau 3) montre les subdivisions du Dévonien supérieur en biozones à base des conodontes et des ammonoïdes.

Epoque	Etage	S. Etage	Conodontes		Ammonoïdes		Zones	Anoxie	Evénements globaux	Niveau marin		Cycle T-R						
			Zones	S.zones	Groupes	N.zones				Baisse	Montée							
Dévonien supérieur	Famennien	Famennien supérieur	<i>praesulcata</i>	Supérieur	<i>Stockumites</i>	VI-F	Wocklumeria	→	HANGENBERG	↔	↔	↔						
				Moyen	<i>Cymaclymenia</i>	VI-E												
				Inférieur	<i>Wocklumeria</i>	VI-D												
					<i>Parawocklumeria</i>	VI-C												
					<i>Mayneoceras</i>	VI-B												
					<i>Linguaclymenia</i>	VI-A												
		Famennien moyen	<i>expansa</i>	Supérieur	<i>Kalloclymenia</i>	V-C							Clymenia	→	DASBERG	↔	↔	↔
				Moyen	<i>Ornathoclymenia</i>	V-B												
				Inférieur	<i>Goniacyclenia</i> <i>Endosiphonites</i>	V-A												
			Inférieur	<i>(Pachyclymenia)</i>	IV-C													
				<i>Protoxyclymenia</i>	IV-B													
				<i>Prionoceras</i>	IV-A													
	Famennien inférieur	<i>trachytera</i>	Supérieur	<i>Prolobites</i>	III-C	Prolobites-Platyclymenia	→	ANNULATA	↔	↔	↔							
			Inférieur	<i>Pseudoclymenia</i>	III-B													
		<i>marginifera</i>	Terminal	<i>Pemoceras</i>	III-A													
			Supérieur	<i>Dimoceras</i>	II-I													
				<i>Posttomoceras</i>	II-H													
			Inférieur	<i>Maenoceras</i>	II-G													
	<i>Acrimeroceras</i> <i>Paratomoceras</i>	II-F																
	Frasnien	Famennien inférieur	<i>rhomboidea</i>	Supérieur	<i>Praemeroceras</i>	II-E	Cheiloceras	→	ENKEBERG	↔	↔	↔						
				Inférieur	<i>Paratorityoceras</i>	II-D												
				Terminal	<i>Ch. (Cheiloceras)</i>	II-C												
		Frasnien supérieur	<i>crepida</i>	Supérieur	<i>Ch. (Compactoceras)</i>	II-B												
				Moyen	<i>Phoenixites</i>	II-A												
Inférieur				<i>linguiformis</i>	I-L													
Frasnien	Frasnien supérieur	<i>rhenana</i>	Supérieur	<i>Crickites</i>	I-L	Manticoceras	→	KELLWASSER SUPERIEUR	↔	↔	↔							
			Supérieur	<i>Archoceras</i>	I-K													
			Inférieur	<i>Neomanticoceras</i>	I-J													
		Frasnien moyen	<i>hassi</i>	Supérieur	<i>Playfordites</i>							I-I						
				Supérieur	<i>Beloceras</i>							I-H						
				Inférieur	<i>Naplesites</i> <i>Mesobeloceras</i>							I-G						
	Frasnien inférieur	<i>punctata</i>	Supérieur	<i>Prochonites</i>	I-F													
			Supérieur	<i>Probeloceras</i>	I-E													
			Supérieur	<i>Sandbergeroceras</i>	I-D													
		Frasnien inférieur	<i>transitans</i>	Supérieur	<i>Timanites</i>							I-C						
				Supérieur	<i>Koenenites</i>							I-B						
				Inférieur	<i>Neophaciceras</i>							I-A						
Frasnien	Frasnien supérieur	<i>falsiovalis</i>	Supérieur	<i>NEHDEN</i>	II-B	Manticoceras	→	NEHDEN	↔	↔	↔							
			Supérieur	<i>CONDROZ</i>	II-D													
			Supérieur	<i>CONDROZ</i>	II-D													
			Supérieur	<i>CONDROZ</i>	II-D													
			Supérieur	<i>CONDROZ</i>	II-D													
			Supérieur	<i>CONDROZ</i>	II-D													
	Frasnien inférieur	<i>triangularis</i>	Supérieur	<i>KELLWASSER INFERIEUR</i>	II-B													
			Supérieur	<i>KELLWASSER INFERIEUR</i>	II-B													
			Supérieur	<i>KELLWASSER INFERIEUR</i>	II-B													
		Frasnien inférieur	<i>jamieae</i>	Supérieur	<i>SEMICHATOVAE</i>							I-I						
				Supérieur	<i>SEMICHATOVAE</i>							I-I						
				Supérieur	<i>SEMICHATOVAE</i>							I-I						
Frasnien inférieur	<i>hassi</i>	Supérieur	<i>BASAL RHINESTREET</i>	I-H														
		Supérieur	<i>BASAL RHINESTREET</i>	I-H														
		Supérieur	<i>BASAL RHINESTREET</i>	I-H														
	<i>punctata</i>	Supérieur	<i>MIDDLESEX</i>	I-F														
		Supérieur	<i>TIMAN</i>	I-C														
		Supérieur	<i>GENUNDEWA</i>	I-B														
Frasnien inférieur	<i>transitans</i>	Supérieur	<i>FRASNE</i>	I-C														
		Supérieur	<i>FRASNE</i>	I-C														
		Supérieur	<i>FRASNE</i>	I-C														

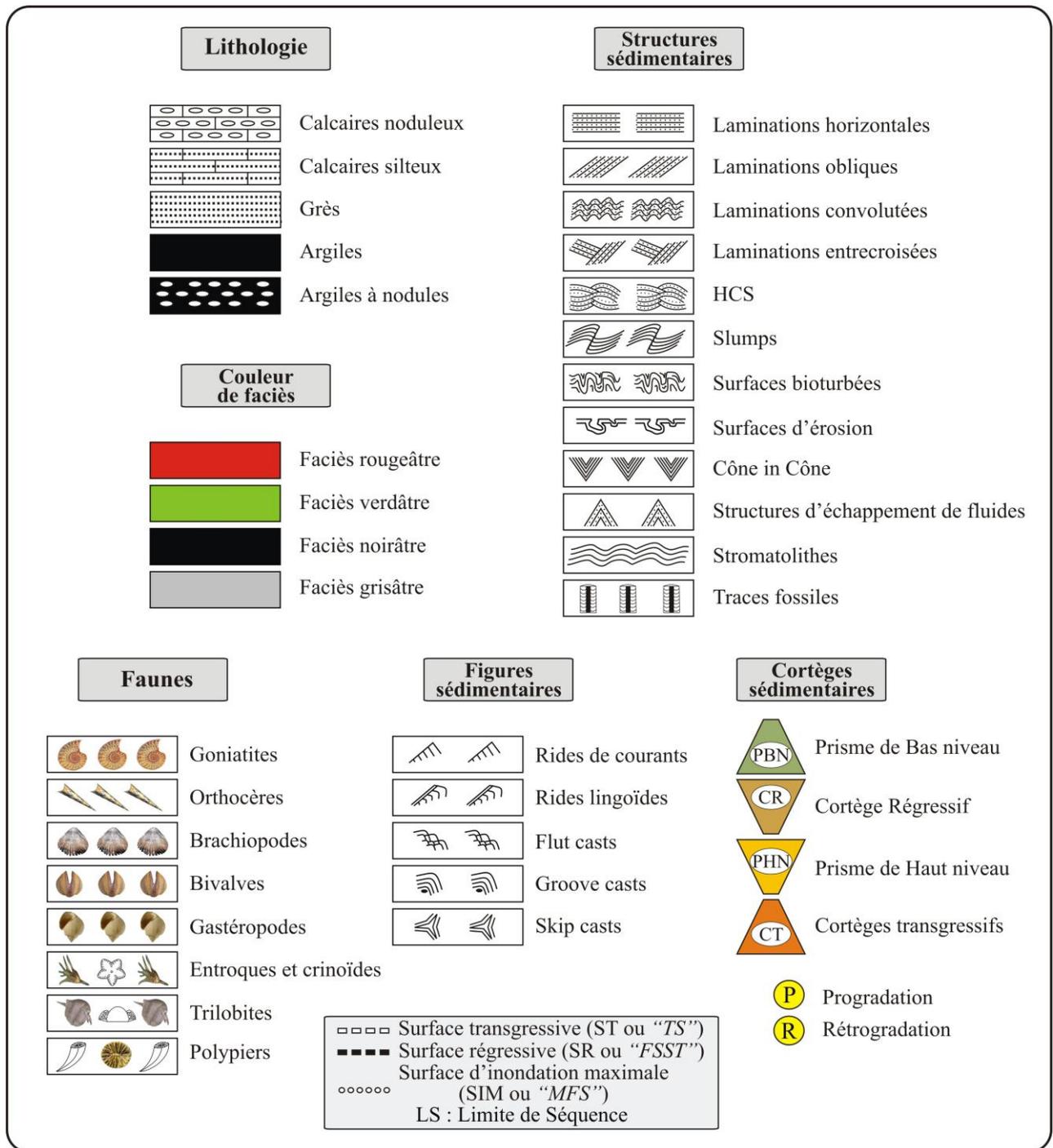
Tableau 3 : Tableau récapitulatif des biozones du Dévonien supérieur

- Les biozones de conodontes (Sandberg & Ziegler, 1996) ;
- Les sub-étages proposées par Sandberg & Ziegler (1998) ;
- Les biozones des ammonoïdes (Becker, 1993 ; House, 1996 ; Walliser, 1996 a,b) ;
- Les événements hypotoxiques (House, 1983, 1985 ; Walliser, 1985) ;
- Les variations du niveau marin et cycle transgressif-régressif Joachimski *et al.*, 2004

PARTIE « B »
RESULTATS

Chapitre « 1 »

Description lithostratigraphique



Légende et symboles utilisés

PARTIE « B ». RESULTATS

Chapitre « 1 » : Description lithostratigraphique

I. Introduction :

Les terrains du Dévonien, dans le Nord Ouest du Sahara algérien, ont été étudiés par de nombreux travaux de recherches dont Flamand (1897) qui publia la première reconnaissance géologique du bassin de la Saoura dans le volume intitulé « De l'Oranie au Gourara », Gautier (1902 ; 1903, 1906), Menchikoff (1930, 1932, 1933, 1936) et Legrand (1962, 1967, 1968, 1981, 1983, 1985 a, b). Ces travaux d'explorations ont été complétés par de nombreuses études des diverses institutions géologiques nationales (Universités d'Oran et d'Alger, ORGM, ANGCM, Sonatrach-Amont...).

Du Nord au Sud, trois secteurs font l'objet de cette étude sur le Dévonien supérieur, à savoir : (Figure 1)

- Le secteur de Ben-Zireg,
- Le secteur d'Ougarta ;
- Le secteur de Gourara.

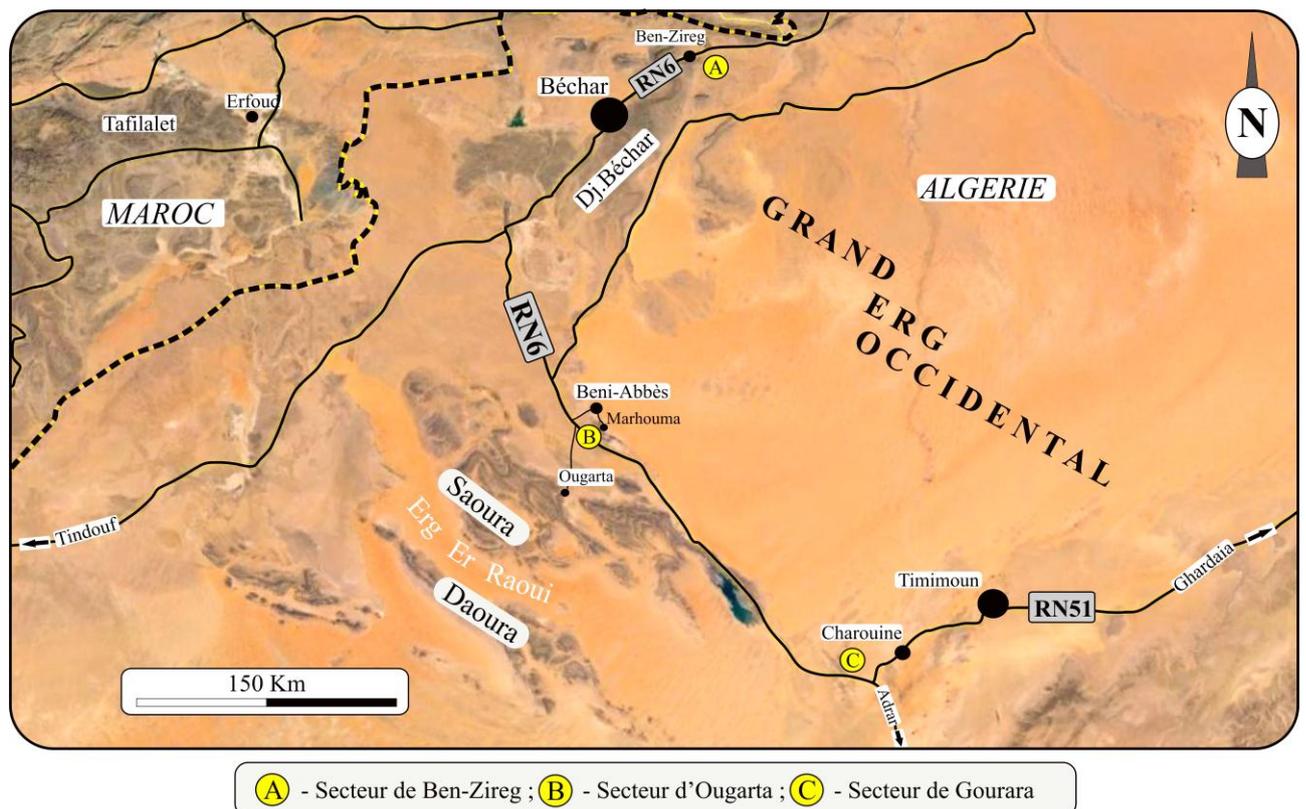


Figure 1 : Localisation des secteurs d'étude pour une description lithostratigraphique. Vue aérienne Google Earth

II. Le Dévonien supérieur dans le secteur de Ben-Zireg :

La formation décrite dans ce travail « **Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg** » repose sur les calcaires peu dolomitiques du Dévonien moyen et est recouverte par les argiles sombres à verdâtres du Carbonifère inférieur (Viséen) repérables à l'échelle de toute la région Nord de Bechar. Dans cette formation, les affleurements du Dévonien supérieur, commencent par la mise en place des calcaires griottes. Ces derniers forment une corniche de teinte rougeâtre avec l'apparition de faunes d'ammonoïdes, comparables à celles de la région de la Saoura. Ces ammonoïdes montrent la superposition des zones classiques du Famennien d'Europe (Menchikoff, 1936 ; Pareyn, 1961 ; Massa, 1965).

Dans cette région où la phase orogénique varisque a été assez forte et active (failles, olistolithes et plissements), trois coupes lithostratigraphiques détaillées ont été levées dans l'Anticlinal de Ben-Zireg (Figure 2) :

- deux coupes (Coupe « I » et coupe « II ») sur le versant Nord de l'Anticlinal de Ben-Zireg avec un pendage très accentué (70°NW à 75°NW) ;
- une coupe (coupe « III ») sur le versant Sud de l'Anticlinal de Ben-Zireg avec un pendage également très accentué (75°SE à 80°SE).



Figure 2 : Localisations des coupes dans le secteur de Ben-Zireg. Vue aérienne Google Earth

II.1. Coupe « I » appelée coupe des **Trois palmiers** (Figure 3) :

Coordonnées UTM (Universal Transverse Mercator) fondé sur une division de la surface terrestre en carrés basés sur les méridiens et les parallèles) :

N 31°. 56'. 02,6'' ; W 001°. 46'. 43,1'' ; Elévation : 918 m.

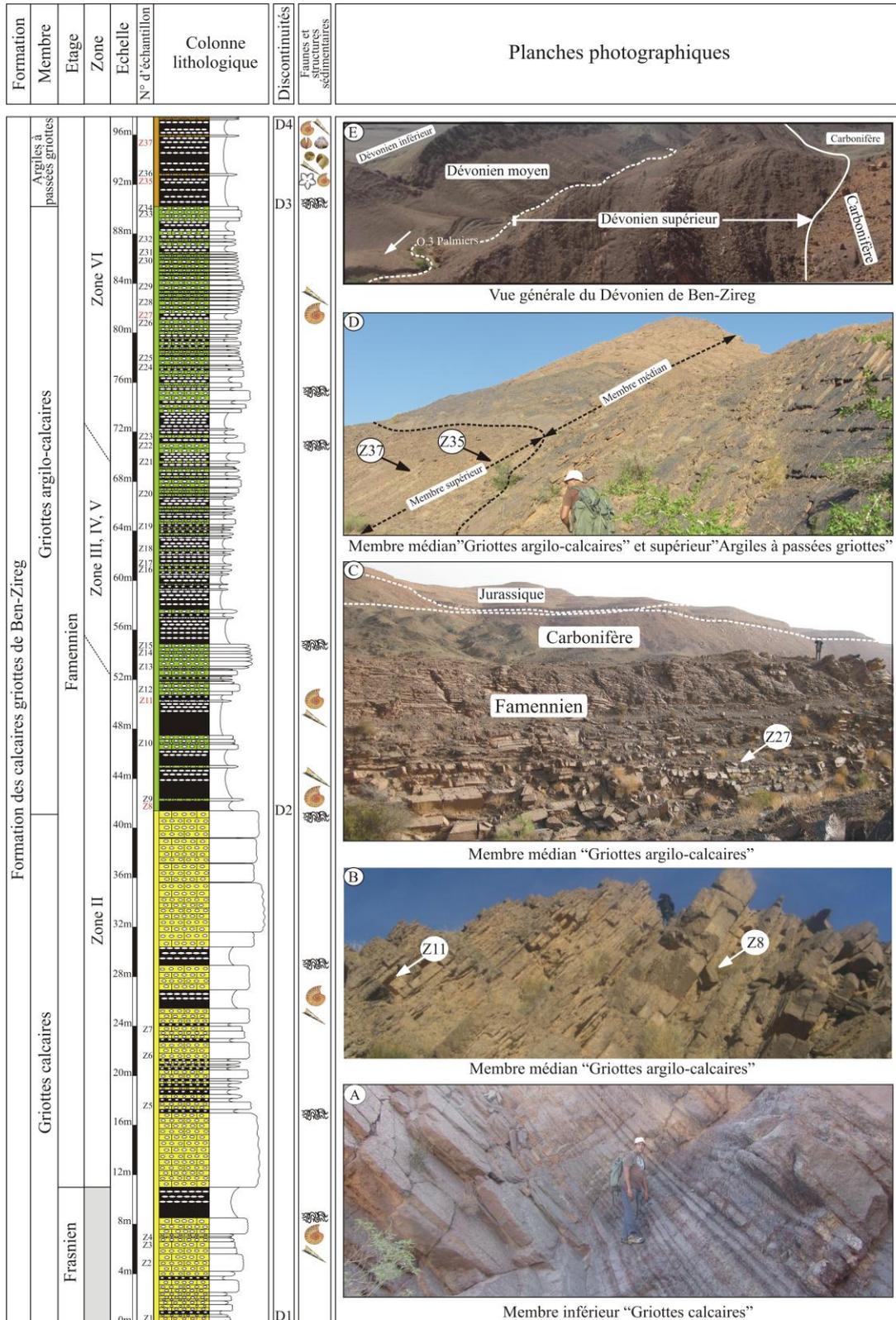


Figure 3 : Succession lithostratigraphique de la coupe « I » (coupe des Trois palmiers) de Ben-Zireg

II.2. Coupe « II » au SW de la coupe « I » (Figure 4) :

Coordonnées UTM : N 31°. 55'. 22,8'' ; W 001°. 47'. 50,4'' ; Elévation : 983 m.

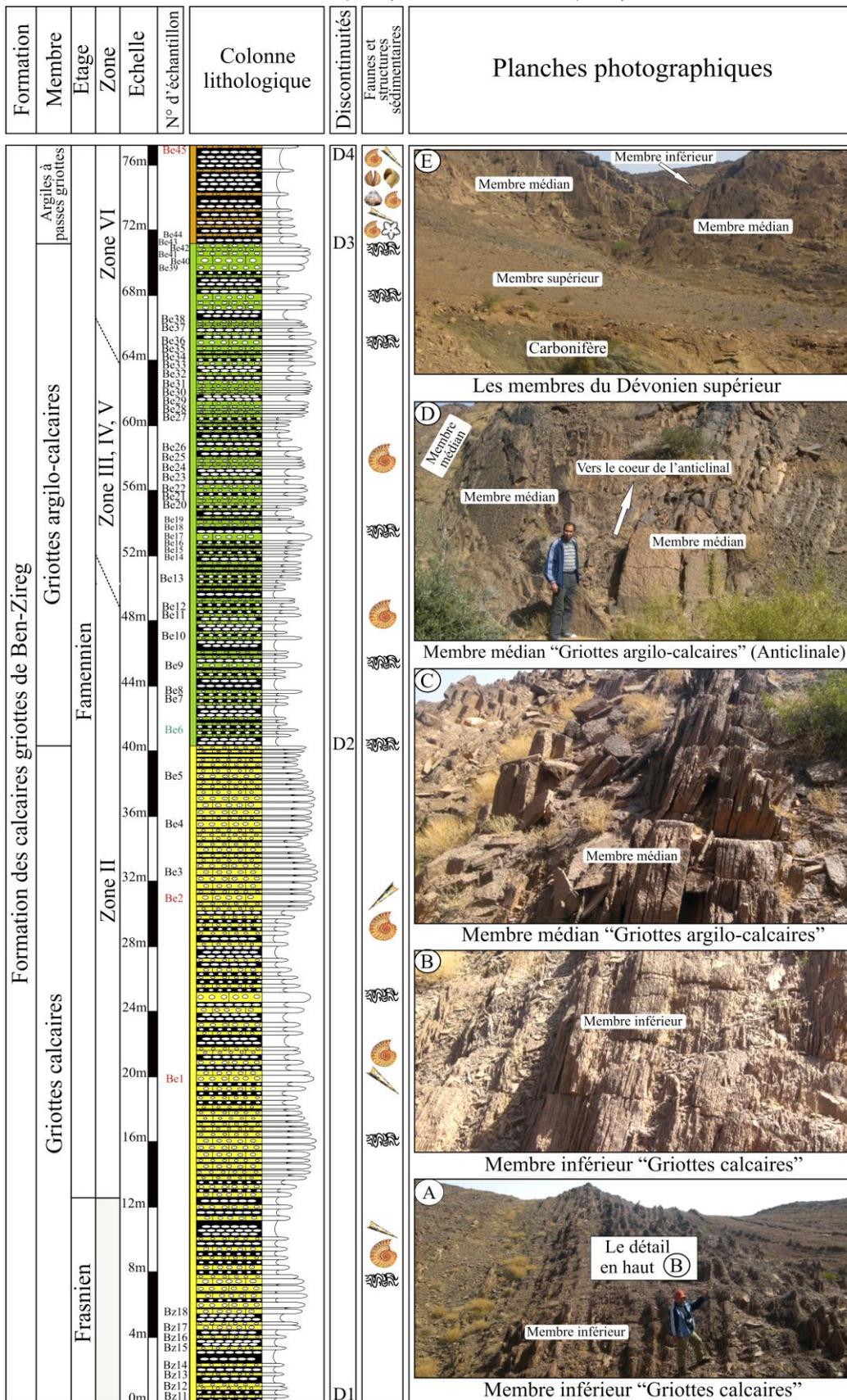


Figure 4 : Succession lithostratigraphique de la coupe « II » de Ben-Zireg

II.3. Coupe « III » (Figure 5) : Coordonnées UTM :

N 31°. 54'. 39,1''; W 001°. 47'. 58,8''; Elevation : 906 m.

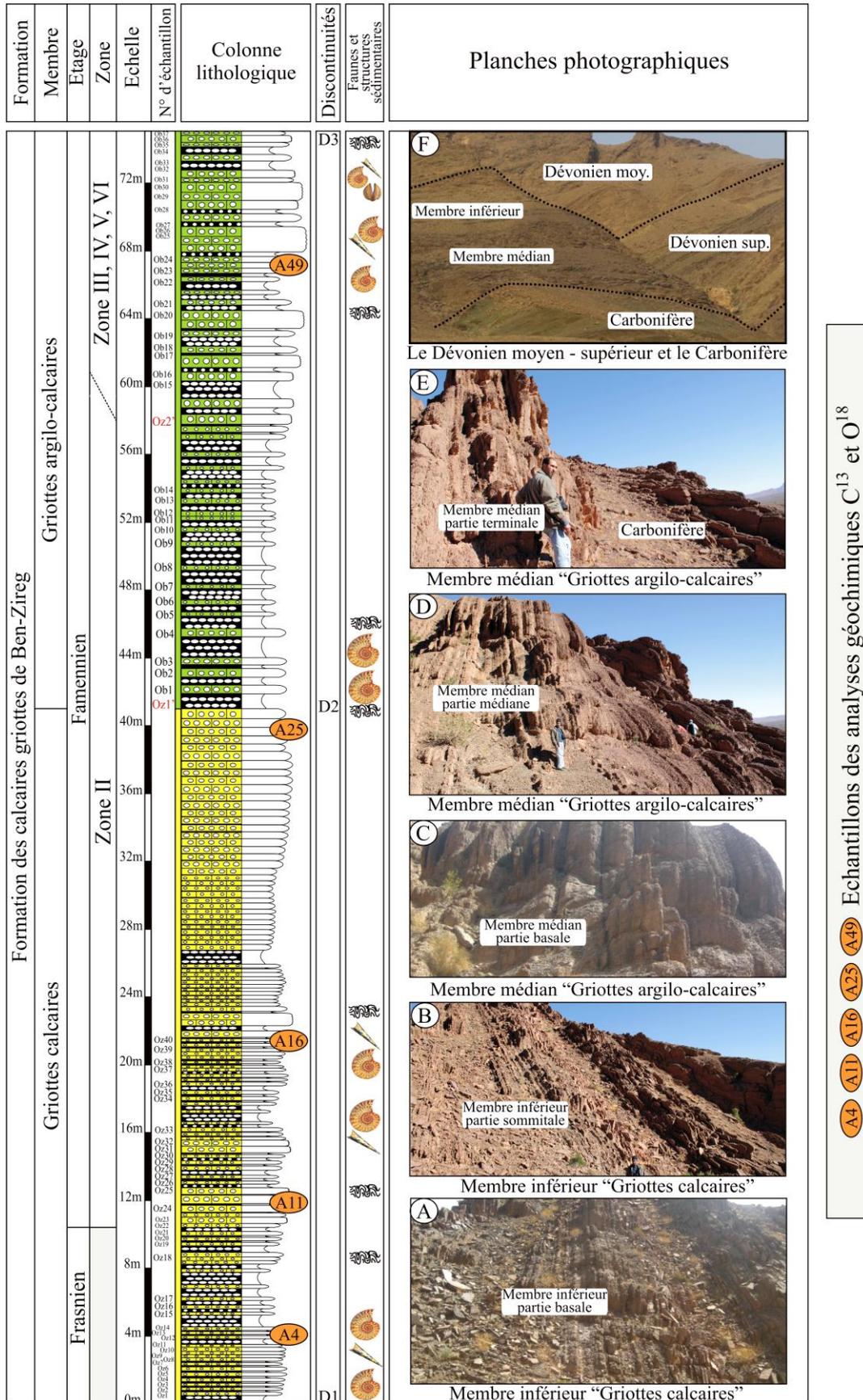


Figure 5 : Succession lithostratigraphique de la coupe « III » de Ben-Zireg

La répartition de ces coupes a pour but de connaître l'évolution spatio-temporelle des griottes du Dévonien supérieur. Notre étude ne représente qu'un complément des travaux déjà réalisés par (Flamand, 1911 ; Menchikoff, 1936 ; Pareyn 1961 et Massa, 1965). Dans ce présent travail nous présentons la description de la coupe la plus complète et la plus représentative (**Coupe des trois palmiers = coupe « I »**) comprenant les changements complémentaires des autres coupes (Coupe « II » et Coupe « III »).

II.4. Description de la coupe des trois palmiers (Coupe « I ») (Figure 3) :

Dans cette coupe, et de bas en haut on distingue les membres suivants :

- 1- Membre inférieur : Griottes calcaires (41, 50 m) ;
- 2- Membre médian : Griottes argilo-calcaires (49 m) ;
- 3- Membre supérieur : Argiles à passées griottes (7,50 m).

Ces membres montrent entre les trois coupes, des variations latérales dans les épaisseurs, dans les niveaux et/ou les barres calcaires ainsi que dans la structure noduleuse et dans le contenu en fossiles (Tableau 1). Les limites (discontinuités) entre les membres sont représentées par des surfaces sculptées à forte bioturbation.

Formation		Etage	Membres	Coupe "I"			Coupe "II"			Coupe "III"			Les niveaux calcaires et la bioturbation	Planches photographiques			
				Epaisseur (m)	Rapport calcaires/argiles	Les niveaux calcaires	La faune	Epaisseur (m)	Rapport calcaires/argiles	Les niveaux calcaires	La faune	Epaisseur (m)			Rapport calcaires/argiles	Les niveaux calcaires	La faune
Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg	Famennien		Membre supérieur Argiles à passées griottes	07,50	Négatif	Cm.	Ammonoïdes abondants Brachiopodes rares	06,00	Négatif	Cm.	Ammonoïdes abondants Brachiopodes rares	?	?	?	?	Plus argileux et très bioturbés	
			Membre médian Griottes argilo-calcaires	49,00	Plus ou moins égal	Cm., Déc. et Mé.	Ammonoïdes plus ou moins abondants	30,50	Plus ou moins égal	Cm. et Déc.	Ammonoïdes plus ou moins abondants	33,00	Plus ou moins égal	Déc. et Mé.	Ammonoïdes rares	Plus ou moins argileux et fortement bioturbés	
		Frasnien	Membre inférieur Griottes calcaires	41,50	Positif	Cm., Déc. et Mé.	Ammonoïdes rares	40,50	Positif	Cm. et Déc.	Ammonoïdes plus ou moins abondants	42,00	Positif	Cm. et Déc.	Ammonoïdes rares Brachiopodes rares	Plus ou moins massifs et bioturbés	

A Membre des griottes calcaires
 B Membre des griottes argilo-calcaires
 C Membre des argiles à passées griottes
 Cm. : Centimètres ; Déc. : Décimètres ; Mé. : Mètres

Tableau 1 : Les variations des épaisseurs et caractéristiques des membres du Dévonien supérieur de Ben-Zireg

1. Le membre inférieur : *Griottes calcaires* (Figures 6 ; 7) :

Ce faciès verdâtres est représenté à la base (15 m) par une alternance irrégulière de niveaux centimétriques à décimétriques de calcaires griottes et d'argiles feuilletées (Figure 6 A,B). Les niveaux de calcaires sont à nodules stratifiés cimentés par des films argileux. Ils renferment quelques faunes d'orthocères et des tiges de crinoïdes et deviennent parfois latéralement des lits à nodules stratifiés englobés dans une matrice argileuse (Figure 6 D,E, F). Ces niveaux sont intercalés par des combes d'argiles plus ou moins calcaires à grumeaux stratifiés facilement détachables de la gangue. Vers le haut de cette alternance, les niveaux rougeâtres de calcaires griottes deviennent stratocroissants et sont représentés par des barres massives plus épaisses (jusqu'à 2 m d'épaisseur) et plus abondantes à surfaces sommitales sculptées (Figure 6 C). Ces barres sont séparées par des inter-lits argileux centimétriques à nodules stratifiés de taille inférieure à 2 mm. Dans la partie supérieure de ce membre, les niveaux carbonatés à faunes d'ammonoïdes, d'orthocères et de tiges de crinoïdes, passent parfois latéralement à des grumeaux stratifiés.

Les ammonoïdes sont représentés par les familles de *Cheiloceratidae* (*Cheiloceras*) et de *Tornoceratidae* (*Linguatornoceras*) (Planches 1 ; 2).

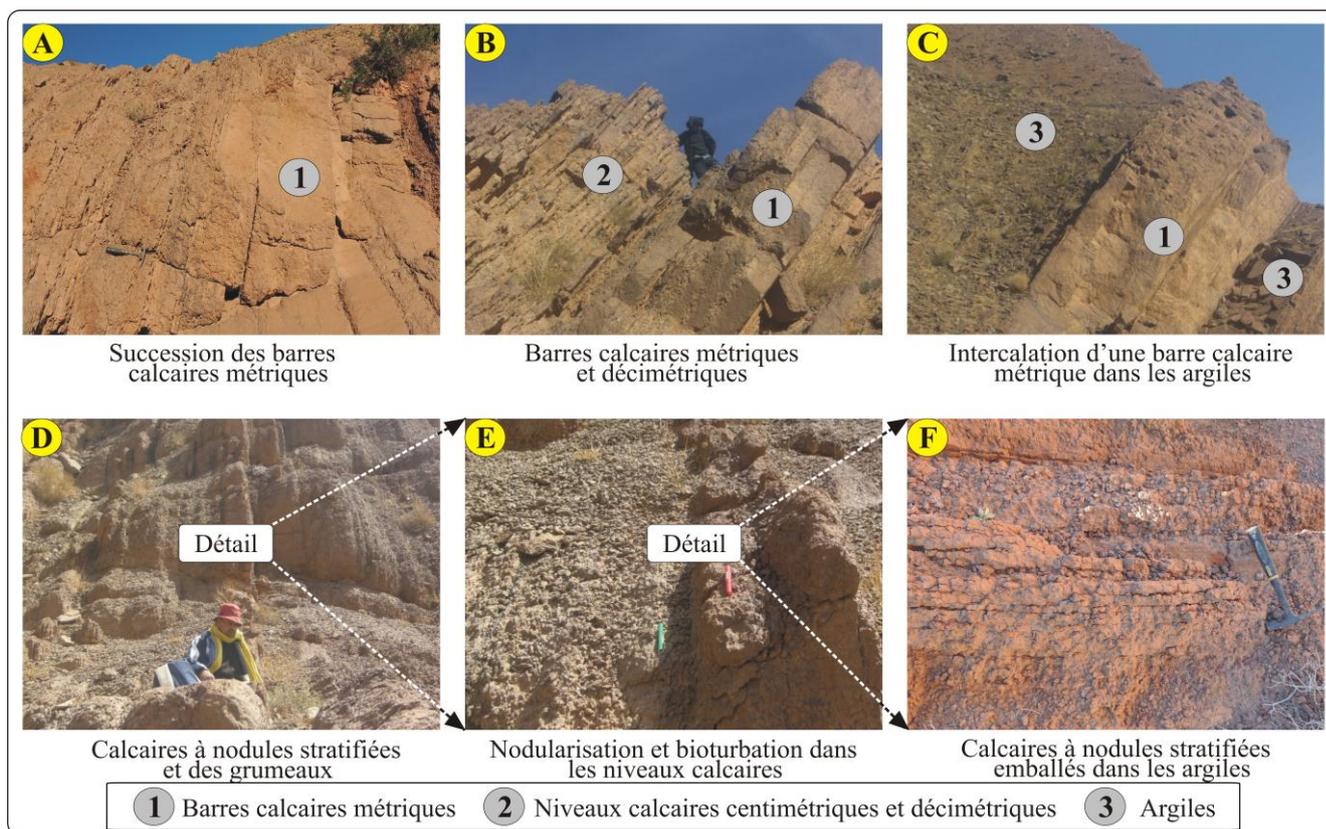


Figure 6 : Caractéristiques lithologiques du membre inférieur « Griottes calcaires »

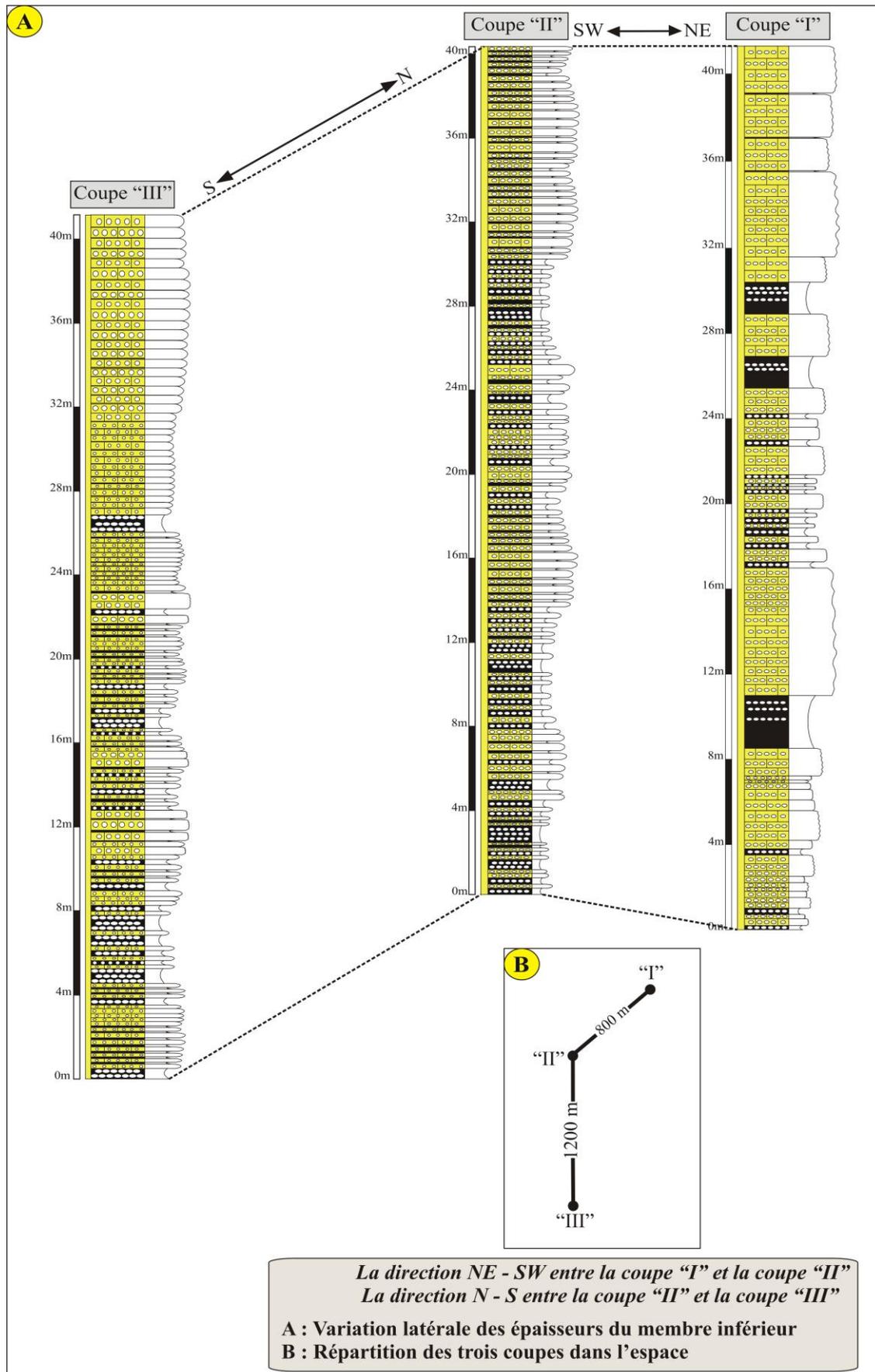


Figure 7 : Corrélation du membre inférieur « Griottes calcaires » entre les trois coupes « I », « II » et « III » du secteur de Ben-Zireg

2. Le membre médian : Griottes argilo-calcaires (Figures 8 ; 9) :

Il correspond à une alternance, rougeâtre, assez régulière et plus ou moins délatée, de calcaires noduleux et d'argiles feuilletées (Figure 8 A,B). A la base, l'alternance est relativement à dominance argileuses et les bancs calcaires sont de l'ordre centimétrique (0,10 à 0,40 m). Dans la partie sommitale, les niveaux calcaires plus ou moins argileux (Figure 8 C), deviennent de plus en plus abondants, très bioturbés et parfois massifs (jusqu'à 0,80 m) (Figure 8 B,D). Ces niveaux calcaires passent parfois latéralement à des grumeaux stratifiés. Les nodules de taille entre (1 et 3 cm) sont bien stratifiés dans les argiles sous formes des grumeaux détachables ainsi que dans les niveaux calcaires. La surface des bancs est souvent sculptée et ondulée offrant une structure noduleuse en « puzzle ». La partie supérieure de ce membre, et la plus épaisse, est caractérisée par une alternance rapprochée de calcaires noduleux, plus ou moins argileux, à quelques niveaux décimétriques massifs (0,40 à 0,80 m) en intercalation avec des argiles feuilletées à grumeaux stratifiées. La surface des bancs calcaires est tapissée par des surfaces sculptées (Figure 8 E,F).

Cette alternance, à prédominance argileuse à la base et à dominance calcaire au sommet, renferme une abondante faunes d'ammonoïdes avec des orthocères et des articles de crinoïdes.

La faune des ammonoïdes est représentée par les familles de : Cheiloceratae (*Cheiloceras*), Kosmoclymeniidae (*Kosmoclymenia*, *Muesseniaergia*) et Sporadoceratae (*Erfoudites*) (Planches 1 ; 2 ; 3).

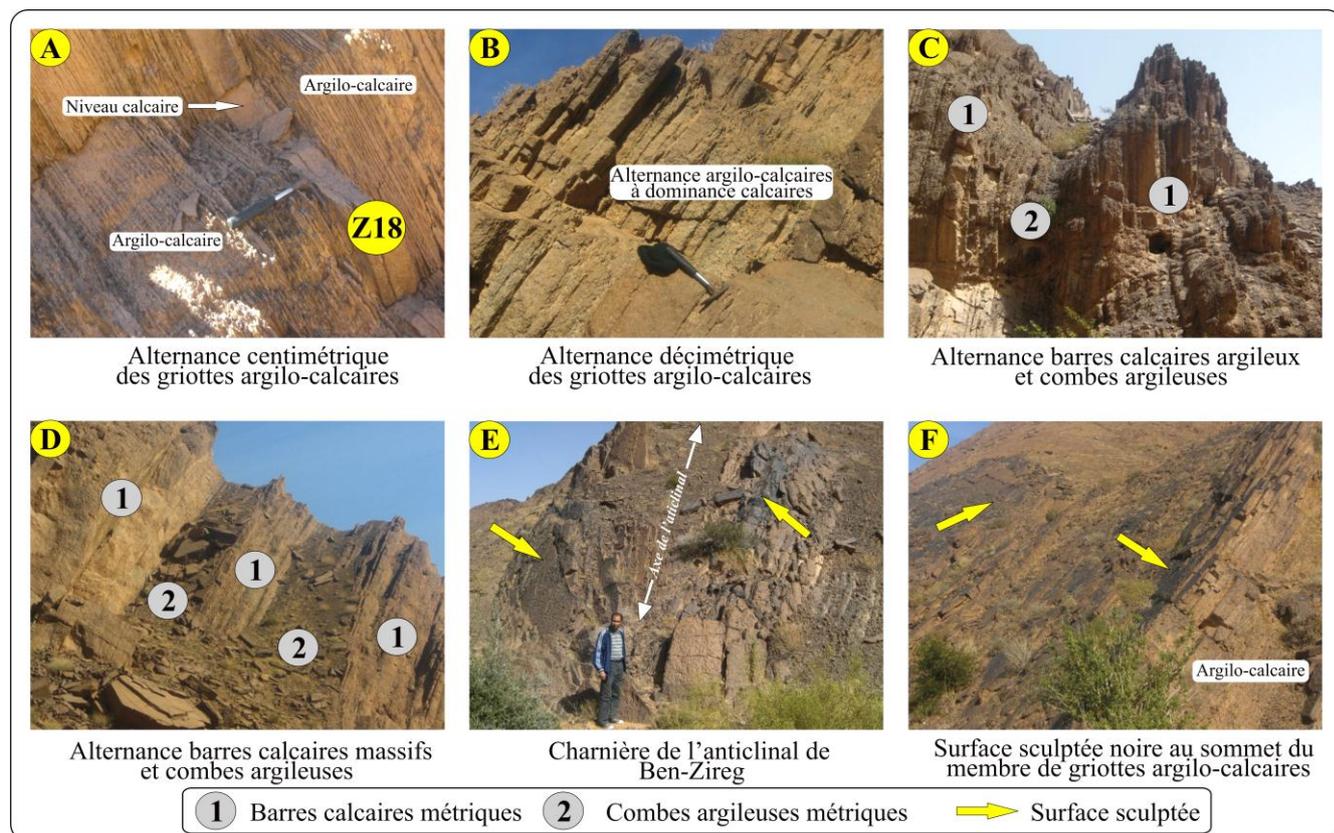


Figure 8 : Caractéristiques du membre médian « Griottes argilo-calcaires »

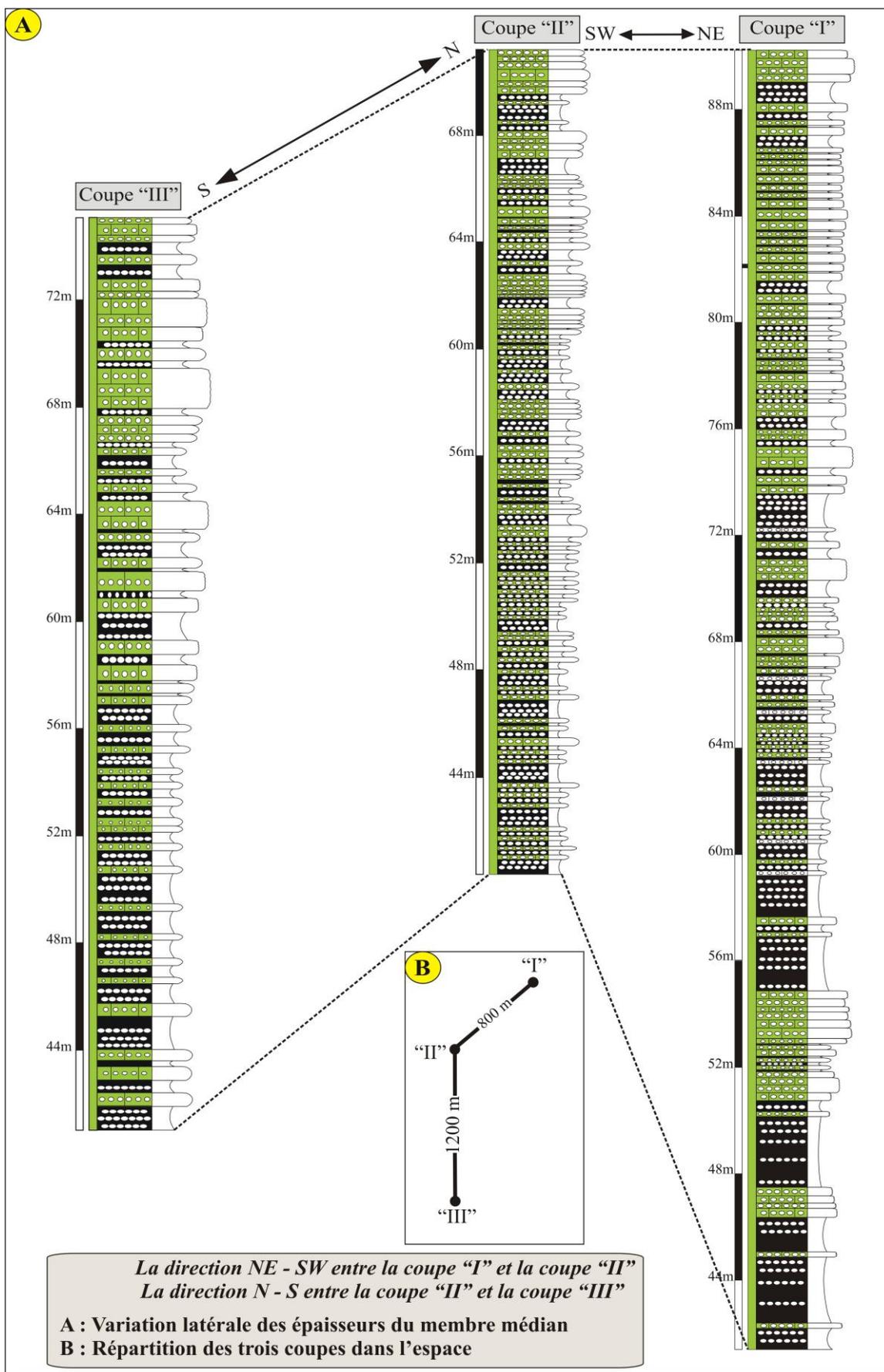


Figure 9 : Corrélation du membre médian « Griottes argilo-calcaires » entre les trois coupes « I », « II » et « III » du secteur de Ben-Zireg

3. Le membre supérieur : Argiles à passées griottes (Figures 10 ; 11) :

Il s'agit des argiles rougeâtres (Figure 10 A,B), d'aspect schisteux intercalées par des minces passées à surfaces sculptées de calcaires (0,10 m) très bioturbés (Figure 10 C,D). Ces bancs de calcaires griottes ondulés, plus ou moins argileux, sont caractérisés par des placages de faunes d'ammonoïdes avec quelques gastéropodes, articles de crinoïdes et brachiopodes. La faune d'ammonoïdes à la surface des bancs est déformée par tassement (écrasement et étirement) (Figure 10 E,F).

La faune des ammonoïdes est représentée par les familles suivantes : Cheiloceratidae (*Cheiloceras*), Sporadoceratidae (*Sporadoceras*), Prionoceratidae (*Prionoceras*, *Mimimitoceras*), Cyrtoclymeniidae (*Cyrtoclymenia*), Cymaclymeniidae (*Cymaclymenia*), Clymeniidae (*Clymenia*), Goniacycleniidae (*Goniacyclenia*) et Kosmoclymeniidae (*Kosmoclymenia*, *Linguacyclenia*, *Muessenbiaergia*) (Planches 1 ; 2 ; 3).

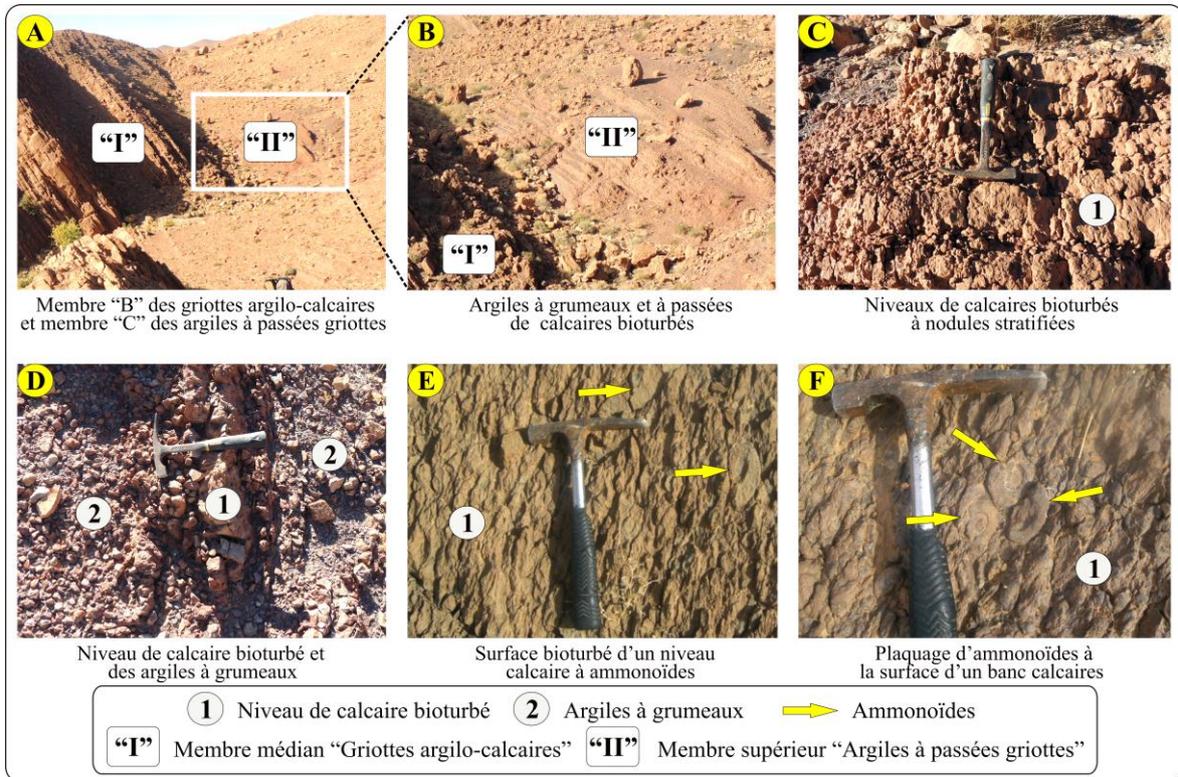


Figure 10 : Caractéristiques du membre supérieur « Argiles à passées griottes »

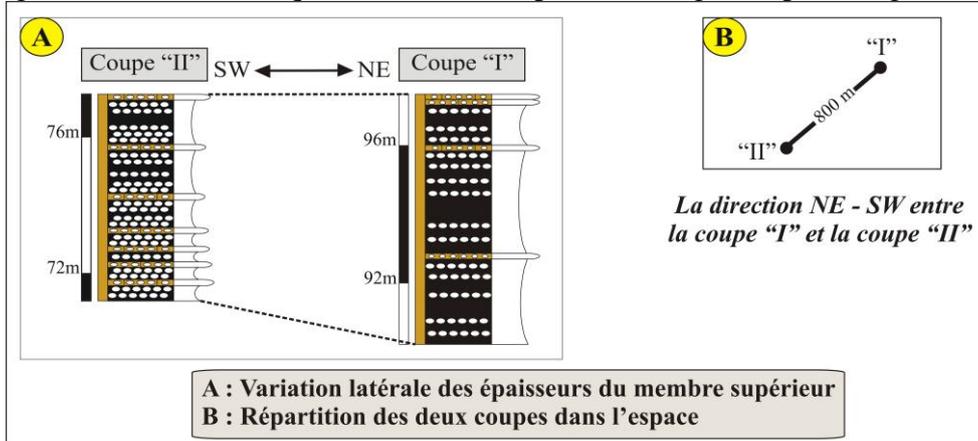


Figure 11 : Corrélation du membre supérieur « Argiles à passées griottes » entre les deux coupes « I » et « II » du secteur de Ben-Zireg

III. Le Dévonien supérieur dans le secteur de l'Ougarta :

Dans ce secteur, trois affleurements du Dévonien supérieur sont concernés par cette étude lithostratigraphique (Figure 12) :

- Région de Marhouma ;
- Région de Ouarourout ;
- Région d'Erg El Djamel.

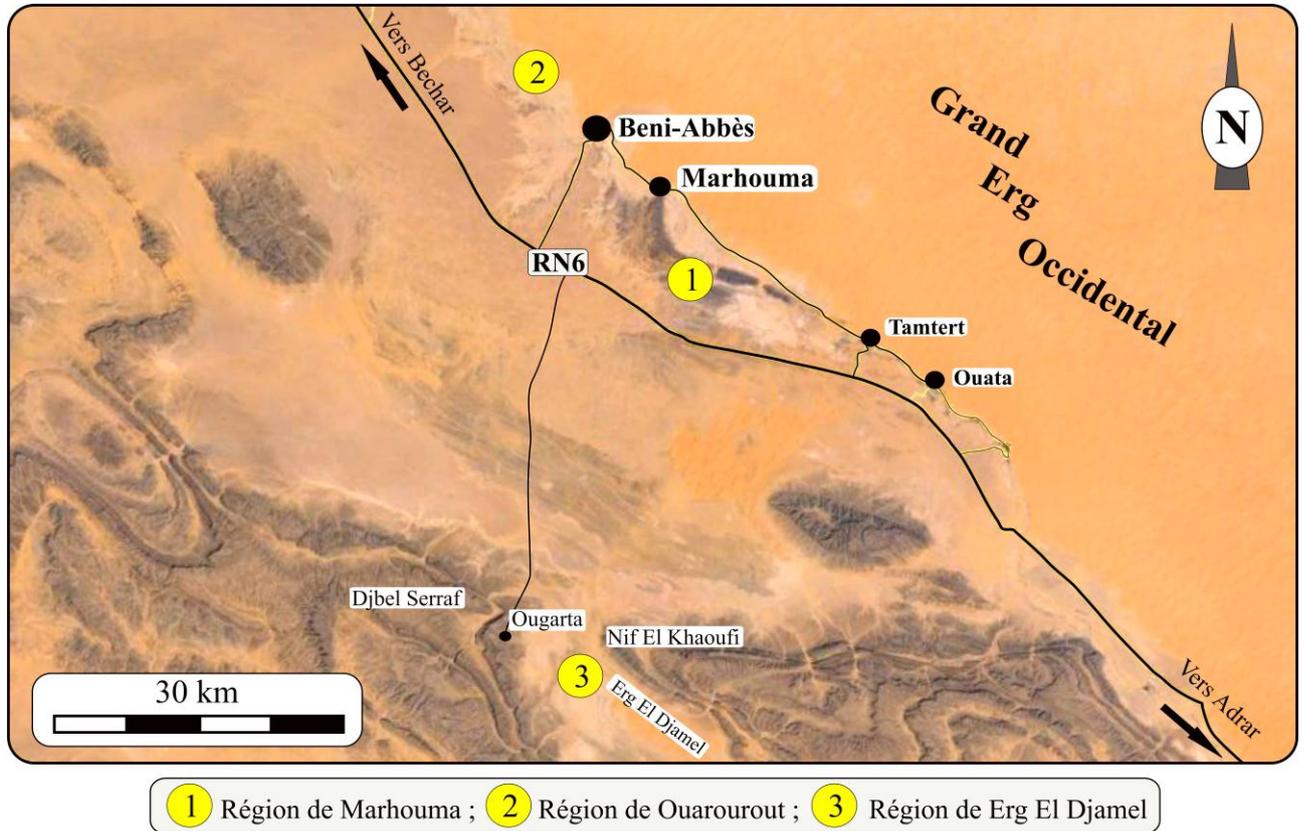


Figure 12 : Localisation des régions d'étude dans le secteur de l'Ougarta. Vue aérienne Google Earth

III.1. Région de Marhouma :

A proximité de la route nationale n°6 (RN6) reliant Béchar-Adrar, la région de Marhouma se localise à 30 km au SSE de la ville de Beni-Abbès et à 3 km au Nord-Est de la localité « PK30 » connue par sa corniche nommée « Muraille de chine » par les géologues pétroliers. Les terrains du Dévonien supérieur affleurent principalement sous la Hamada de Guir et sur la rive droite de la vallée de l'Oued Saoura. Cette région est limitée au Nord et à l'Est par le Grand Erg Occidental et par la Hamada de Guir et la RN6 au Sud et à l'Ouest (Figure 13).

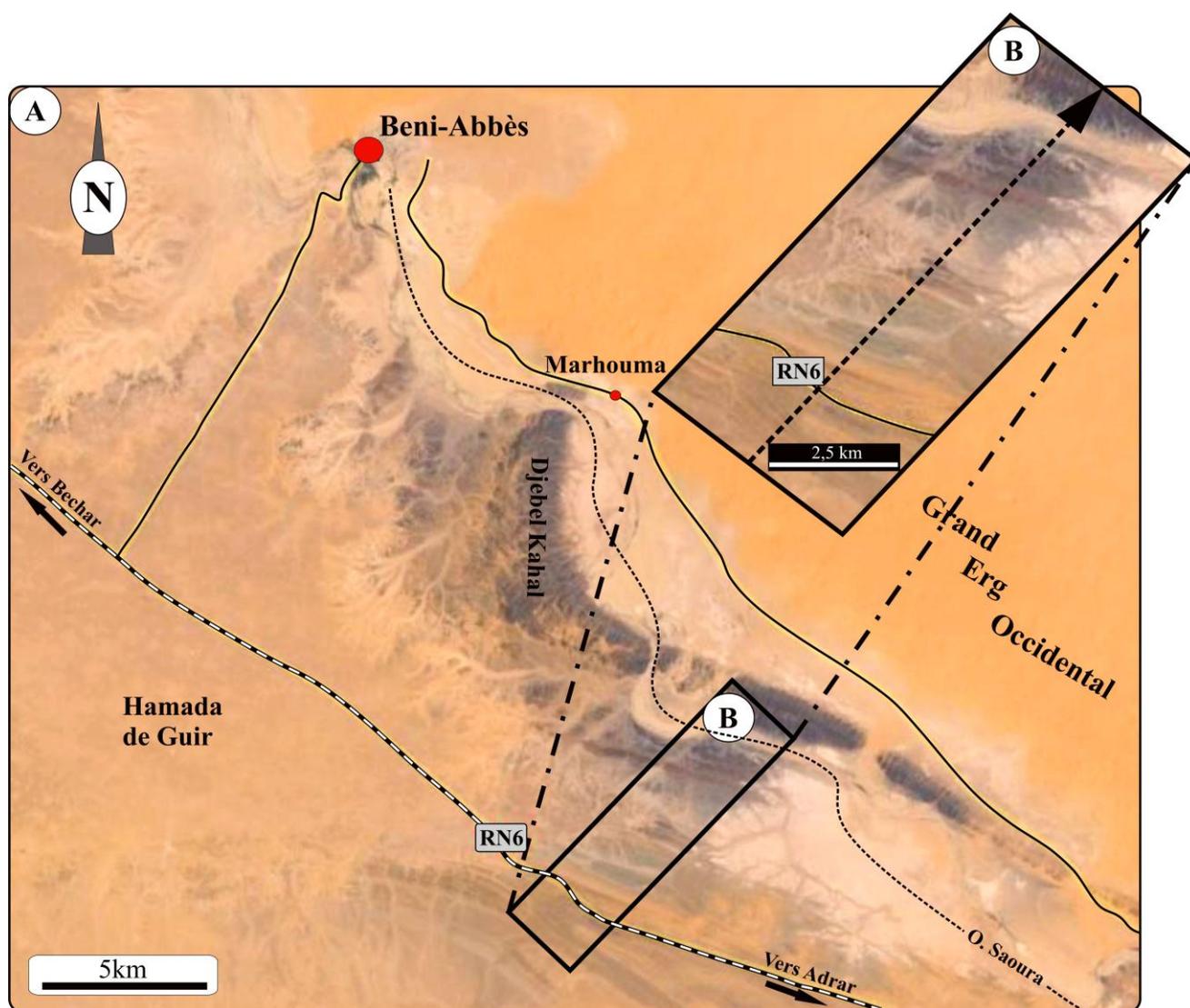


Figure 13 : Localisation de la région de Marhouma. Vue aérienne Google Earth

Le Dévonien supérieur de la région de Marhouma est représenté par le sommet de la « Formation du Cheffar El Ahmar » et les Formations de Marhouma (« Formation des argiles de Marhouma » et « Formation des grès de Ouarourout ») (Figure 14).

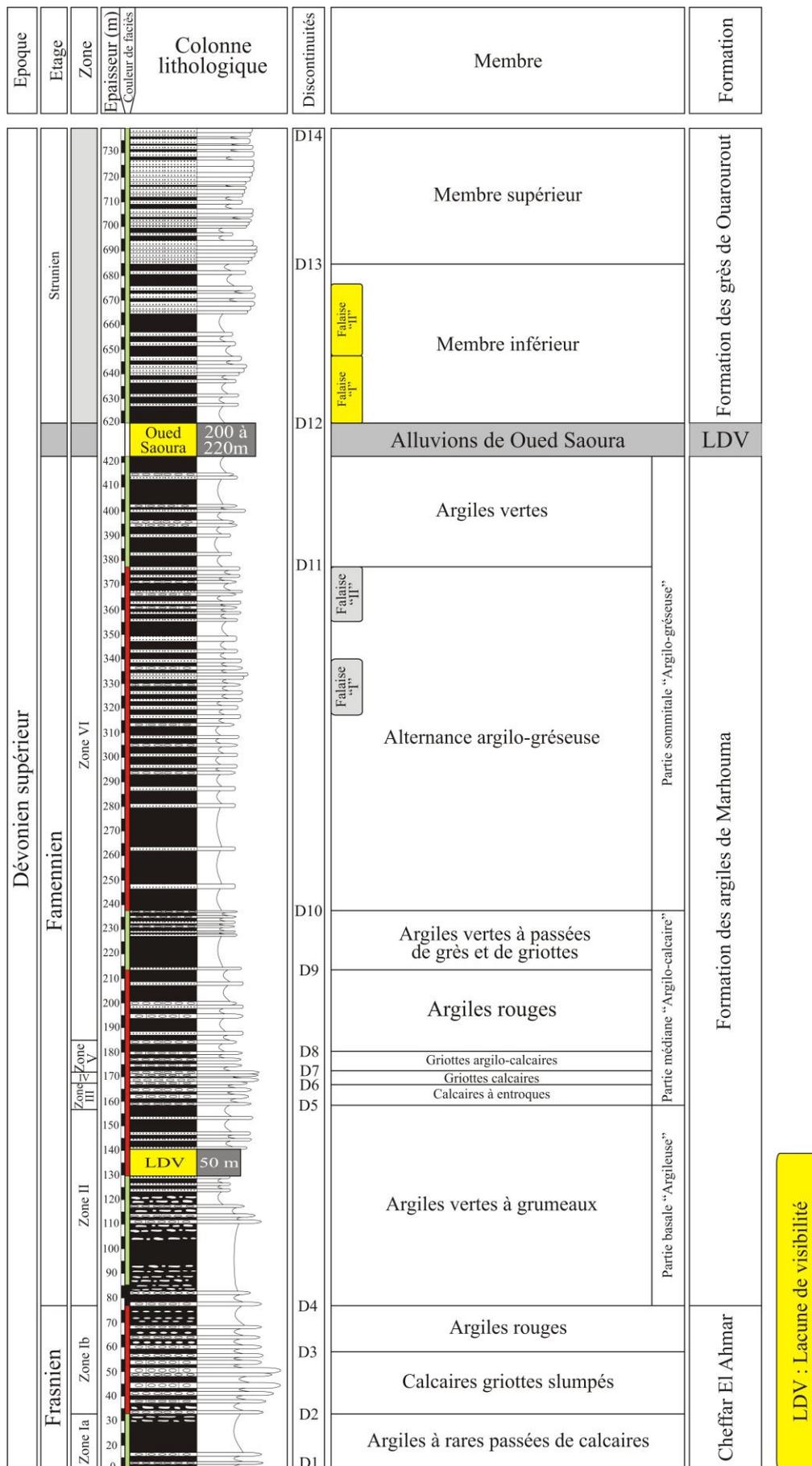


Figure 14 : Succession lithostratigraphique du Dévonien supérieur dans la région de Marhouma

A. La Formation de Cheffar El Ahmar (Figures 15 ; 16) :

En fonction des variations du chromofaciès et des intercalations, la Formation de Cheffar El Ahmar est représentée de bas en haut par :

1. Argiles à rares passées calcaires (18 m) :

Il s'agit des argiles rougeâtres à noirâtres à passées centimétriques de calcaires pseudonoduleux ocres à rares ammonoïdes. Cette alternance irrégulière (Figure 15 A) est suivie par une épaisse masse argileuse métrique de couleur noire à rares nodules dispersés (inférieur à 5 cm) et quelques intercalations de passées centimétriques de calcaires argileux dans la partie supérieure.

Les ammonoïdes sont représentés par les familles de Tornoceratidae (*Planitornoceras*), des Pharciceratidae (*Stenopharciceras*) et de Koenenitidae (*Koenenites*) (Planches 4 ; 8).

2. Calcaires griottes slumpés (20 m) (Figure 15 B) :

Ce faciès griottes à dominance calcaires, bien développés, est représenté par une alternance rougeâtre (lie-de-vin) très rapprochée (Figure 16 D) de calcaires noduleux et des argiles feuilletées d'aspect schisteux (plus ou moins indurées) à nodules centimétriques (0.01 à 0.05 m) dispersés dans les argiles. Dans ces griottes, on signale la présence de deux barres de calcaires slumpés (0,60 à 0,70 m) à surfaces sculptées (Figure 15 B ; 1 et 2) renfermant une riche faune d'ammonoïdes (Figure 16 A,B) associés à quelques polypiers, trilobites, bivalves, gastéropodes et articles de crinoïdes.

Les ammonoïdes dans ce membre sont représentés par les familles de Gephuroceratidae (*Monticoceras*, *Carinoceras*) et de Beloceratidae (*Mesobeloceras*, *Naplesites*) (Planche 4).

3. Argiles rouges (15 m) (Figure 15 C) :

Cette unité lithologique est composée d'argiles rouges feuilletées d'aspect schisteux à nodules stratifiés en intercalation avec de rares passées rouges centimétriques de calcaires noduleux plus moins argileux à ammonoïdes et rares faunes associées. Vers la fin des ces argiles un niveau argileux noir repère renferme des nodules ferrugineux rougeâtres, de forme sphérique centimétriques (1 à 3 cm) (Figure 16 C ; flèche jaune).

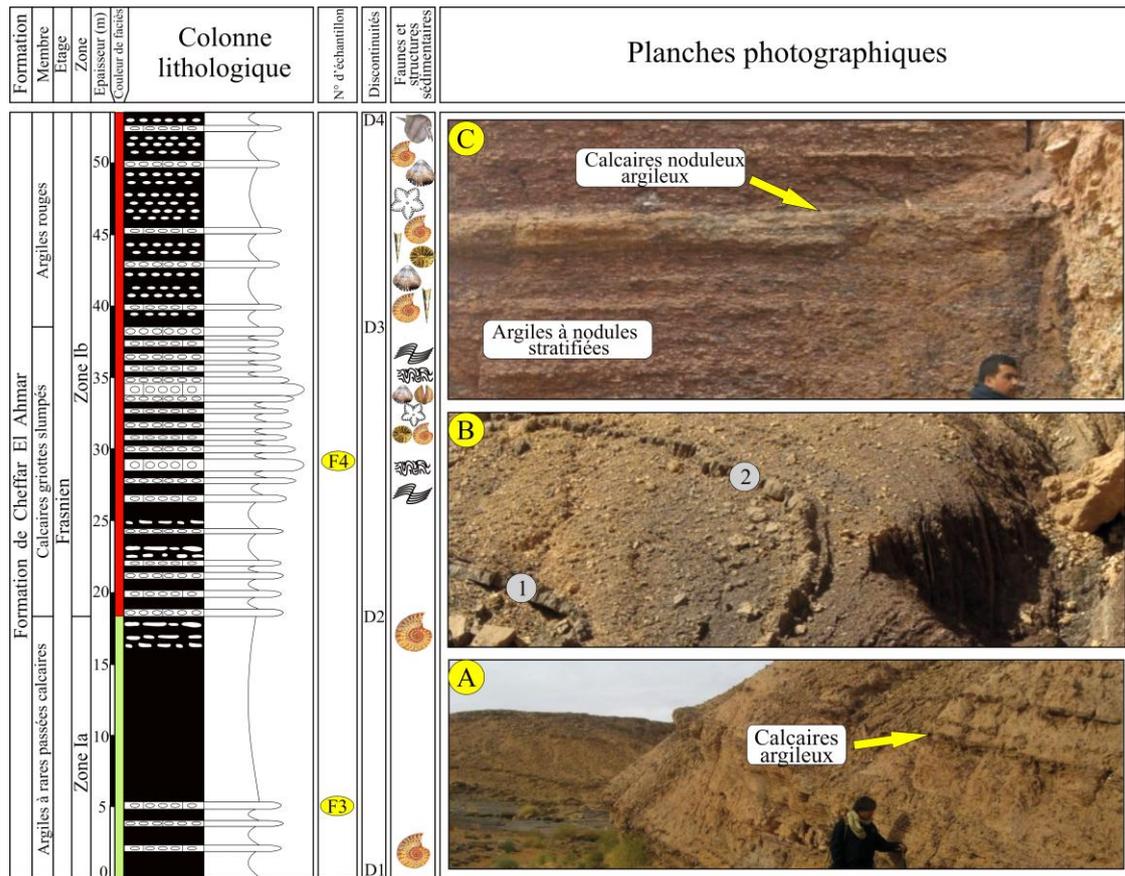


Figure 15 : Succession lithostratigraphique de la « Formation de Cheffar El Ahmar » du « Frasnien » dans la région de Marhouma.

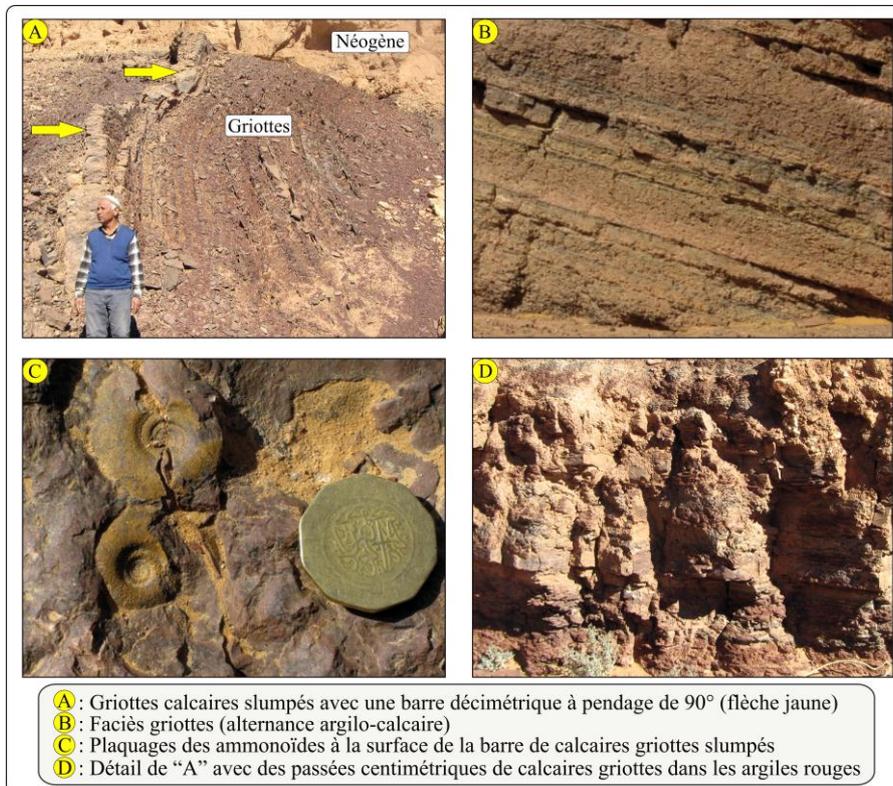


Figure 16 : Caractéristiques des calcaires griottes slumpés et des argiles rouges de la « Formation de Cheffar El Ahmar » au « Frasnien Ib » dans la région de Marhouma

B. La Formation de Marhouma :

Dans le secteur de l'Ougarta (coupe de référence du Dévonien), la sédimentation de type "griotte" du Frasnien Ib de la « Formation de Cheffar El Ahmar » est surmontée par deux entités lithostratigraphiques bien distinctes :

- La Formation des « **Argiles de Marhouma** » (= Marhouma mudstone de Conrad et *al.*, 1986 in Legrand-Blain, 2002) équivalente à la Formation de Tamertasset du Mouydir et introduite dans la Saoura par Legrand (1967) ;
- La Formation des « **Grès de Ouarourout** » dite aussi « Grès de Marhouma ».

Dans les nomenclatures lithostratigraphiques, les noms « *Formation d'argiles de Marhouma* » et « *Formation des grès de Ouarourout* », ont été conservés dans ce travail afin d'éviter toutes confusions. Ces deux Formations ont été étudiées dans trois différentes régions de l'Ougarta selon les transects NW-SE (entre Ouarourout – Marhouma) et N-S (entre Marhouma et Erg El Djamel) :

- La région appelée communément secteur de Marhouma ou du "Km 30" au SSE de Beni-Abbès ;
- La région de Ouarourout au NW de Béni-Abbès ;
- La région d'Erg El Djamel au Sud de Béni-Abbès.

B1- Formation des argiles de Marhouma : Elle montre successivement de bas en haut :

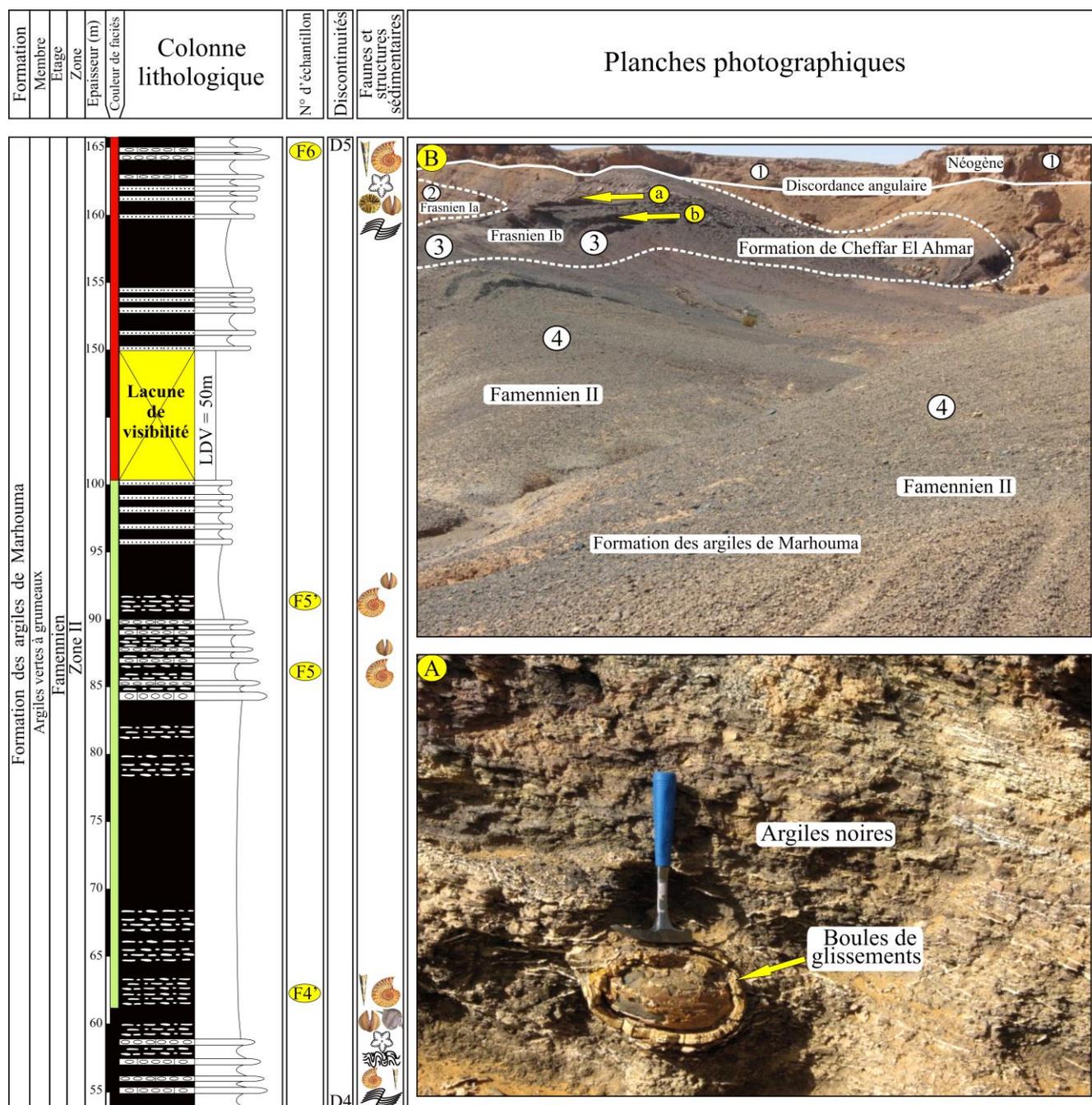
Partie basale « Argileuse » (115 m)

1. Argiles vertes à grumeaux (115 m) (Figure 17) :

Elles sont représentées à la base par la succession de quelques mètres d'argiles noires (Figure 17 A) et des argiles rougeâtres à nodules stratifiées suivie vers le haut par une grande masse argileuse (Figure 17 B), verdâtre claire à grumeaux irréguliers, interstratifiés de forme en poupées de taille peuvent aller jusqu'au 15 cm. Cette masse est intercalée par de rares minces niveaux centimétriques (0,03 à 0,05 m) de calcaires argileux verdâtres, à grains flows, contenant des ammonoïdes et des trilobites au sommet. Elle renferme aussi une abondante faune pyriteuse naine (orthocères, bivalves et brachiopodes) avec quelques articles de crinoïdes et une riche faune d'ammonoïdes pyriteuses bien conservées.

A la base on signale la présence de boules de glissements noires de nature calcaire et de diamètre varié de (0,20 à 0,40 m) englobées dans une matrice argileuse (Figure 17 A ; cf. flèche jaune). A la fin du Famennien II, les niveaux argileux deviennent très riches en faune d'ammonoïdes avec quelques bivalves.

Dans ces argiles, les ammonoïdes sont représentés par les familles de Gephuroceratidae (*Manticoceras*, *Carinoceras*), de Tornoceratidae (*Polonoceras*, *Planitornoceras*, *Falcitornoceras*), de Prionoceratidae (*Prionoceras*), de Sporadoceratidae (*Sporadoceras*, *Erfoudites*, *Maeneceras*) et de Cheiloceratidae (*Cheiloceras*, *Paratorlyoceras*), (Planches 4 ; 5 ; 8).



- (A) Boules de glissements dans les argiles noirâtres et verdâtres à la base du "Famennien II"
- (B) Succession des argiles à passées calcaires du "Frasnien Ia", des calcaires griottes slumpés du "Frasnien Ib" et des argiles à vertes grumeaux de "Famennien II"
- ① Dalle hamadienne "Néogène" ② Argiles à ares passées calcaires du "Frasnien Ia"
- ③ Calcaires griottes slumpés du "Frasnien Ib" ④ Argiles vertes à grumeaux du "Famennien II"
- (a) et (b) : Les deux barres de calcaires griottes slumpés du "Frasnien Ib"

Figure 17 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien II dans la région de Marhouma ; *Partie basale « Argileuse »*

Partie médiane « Argilo-calcaire » (70 m)**2. Calcaires à entroques (7,50 m)** (Figures 18 ; 19 A,C) :

Il s'agit d'une alternance plus ou moins rapprochée d'argiles feuilletées rougeâtres et de calcaires entroquitiques pauvres en ammonoïdes. Les niveaux argileux décimétriques (0,80 à 0,90 m) sont dépourvus de nodules, alors que les bancs de calcaires centimétriques (0,10 à 0,20 mm) sont pseudonoduleux verdâtres devenant rougeâtres vers le haut. La surface des bancs calcaires est tapissée par des encroûtements stromatolithiques et des oncoïdes se trouvent au milieu des bancs. Ces niveaux calcaires compacts à oncolithes sont très riches en entroques avec quelques bivalves et brachiopodes. Avec une prédominance argileuse, cette alternance est coiffée par un niveau centimétrique de calcaire noir (15 cm) à placages de brachiopodes de petite taille.

Les ammonoïdes sont représentés par les familles de Tornoceratidae (*Planitornoceras*) et de Sporadoceratidae (*Sporadoceras*) (Planche 5).

3. Griottes calcaires (5 m) (Figures 18 ; 19 B,C) :

Ce faciès, riche en ammonoïdes avec quelques fragments de trilobites et de bivalves, est représenté par une alternance rougeâtre centimétrique de calcaires et d'argiles feuilletées. Dans la partie basale de cette alternance, on note un niveau repère (15 cm) de calcaires pseudonoduleux jaunâtre, azoïque, d'aspect boueux. Cette matrice argileuse est parsemée de nodules facilement détachables de la gangue. Vers le sommet de ce faciès, les bancs de calcaires (jusqu'au 0,50 m), à interlits argileux (0,05 à 0,10 m), deviennent très rapprochés et stratocroissants avec des surfaces sommitales sculptées et fortement bioturbées.

La faune des ammonoïdes est représentée par les familles de Prionoceratidae (*Prionoceras*), de Platyclymeniidae (*Platyclymenia*) et de Kosmoclymeniidae (*Kosmoclymenia*) (Planches 6 ; 8).

4. Griottes argilo-calcaires (7 m) (Figure 18) :

Ils correspondent à une alternance, rythmique, régulière et centimétrique (0,10 à 0,15 m), de calcaires noduleux et d'argiles feuilletées rougeâtres. Les niveaux de calcaires noduleux sont bioturbés, plus ou moins argileux à surface sommitale sculptée et ondulée offrant une structure noduleuse en « puzzle ». Cette alternance renferme une riche faune d'ammonoïdes parfois de grande taille (12 cm de diamètre) associés à quelques brachiopodes, bivalves et gastéropodes.

Les ammonoïdes sont représentés par les familles de Prionoceratidae (*Prionoceras*), de Sporadoceratidae (*Maeneceras*, *Erfoudites*), de Cyrtoclymeniidae (*Cyrtoclymenia*) et de Cymaclymeniidae (*Cymaclymenia*) (Planches 5 ; 6 ; 7).

5. Argiles rouges (29 m) (Figure 18) :

Cette unité est représentée par une épaisse combe argileuse d'aspect schisteux et de couleur rouge. Elle est caractérisée à la base par une masse argileuse à filaments intercalée par de rares passées centimétriques (0,03 à 0,05 m) de calcaires noirs et rouges bioturbés. Ces niveaux discontinus passent latéralement à des grumeaux. Ils renferment une faune assez abondante de petite taille (ammonoïdes, orthocères, trilobites, brachiopodes). La partie sommitale est représentée par des argiles à filaments alternants avec des niveaux de calcaires noirs bioclastiques (ammonoïdes, bivalves) et des grès fins jaunâtres montrant à leurs surfaces plusieurs figures sédimentaires directionnelles et des traces d'organismes.

6. Argiles vertes à passées de grès et de griottes (21,50 m) (Figure 18) :

Il s'agit d'une masse argileuse verdâtre à quelques passées de grès fins à la base suivie par une alternance centimétriques argilo-grésocalcaires plus ou moins rapprochée. Les passées de griottes calcaires renferment quelques faunes d'ammonoïdes et les argiles montrent une abondance relative de bivalves à tests minces et des brachiopodes déformés (aplatis).

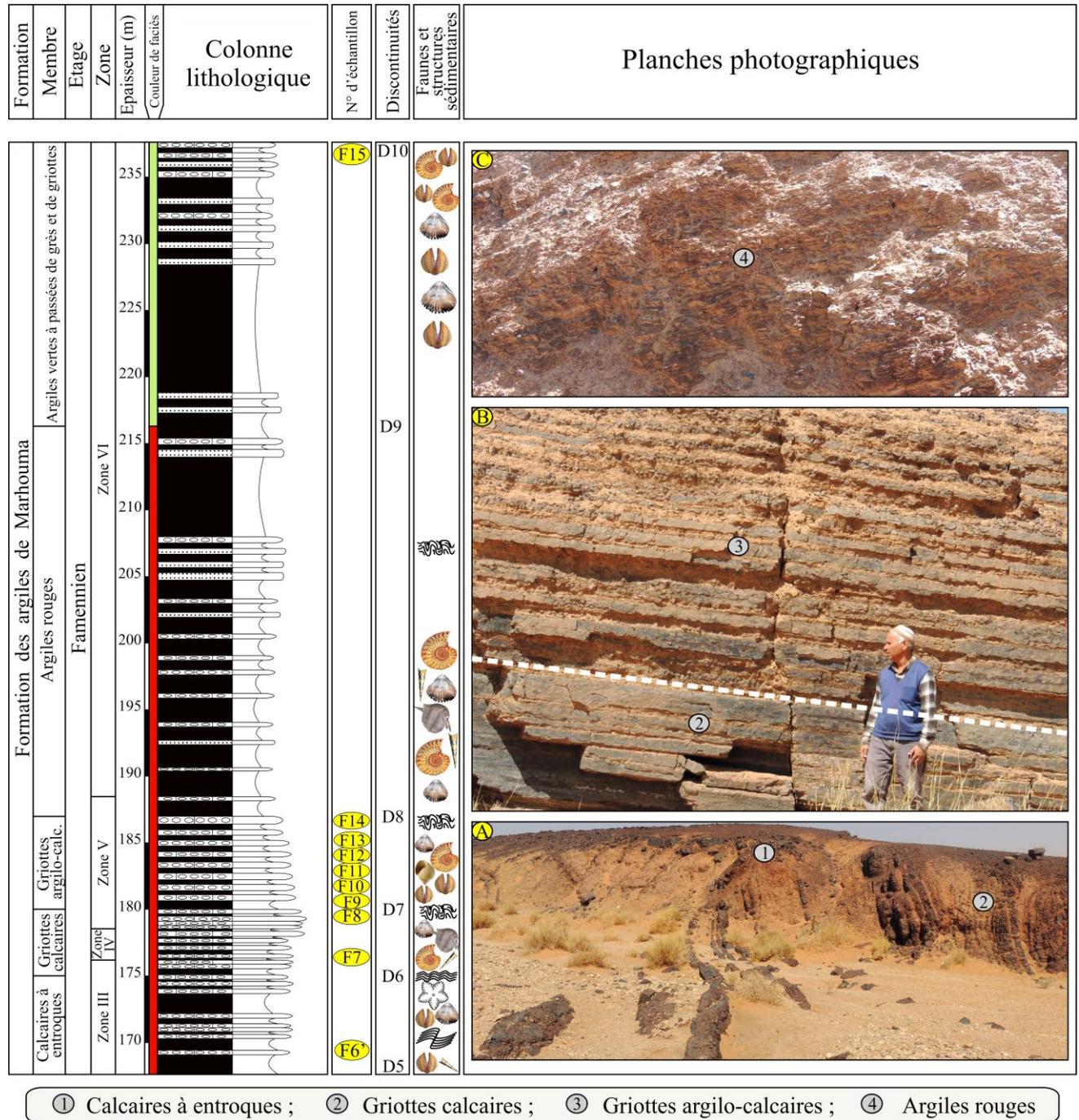


Figure 18 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien III, IV, V et base de VI dans la région de Marhouma ;

Partie médiane « Argilo-calcaire »

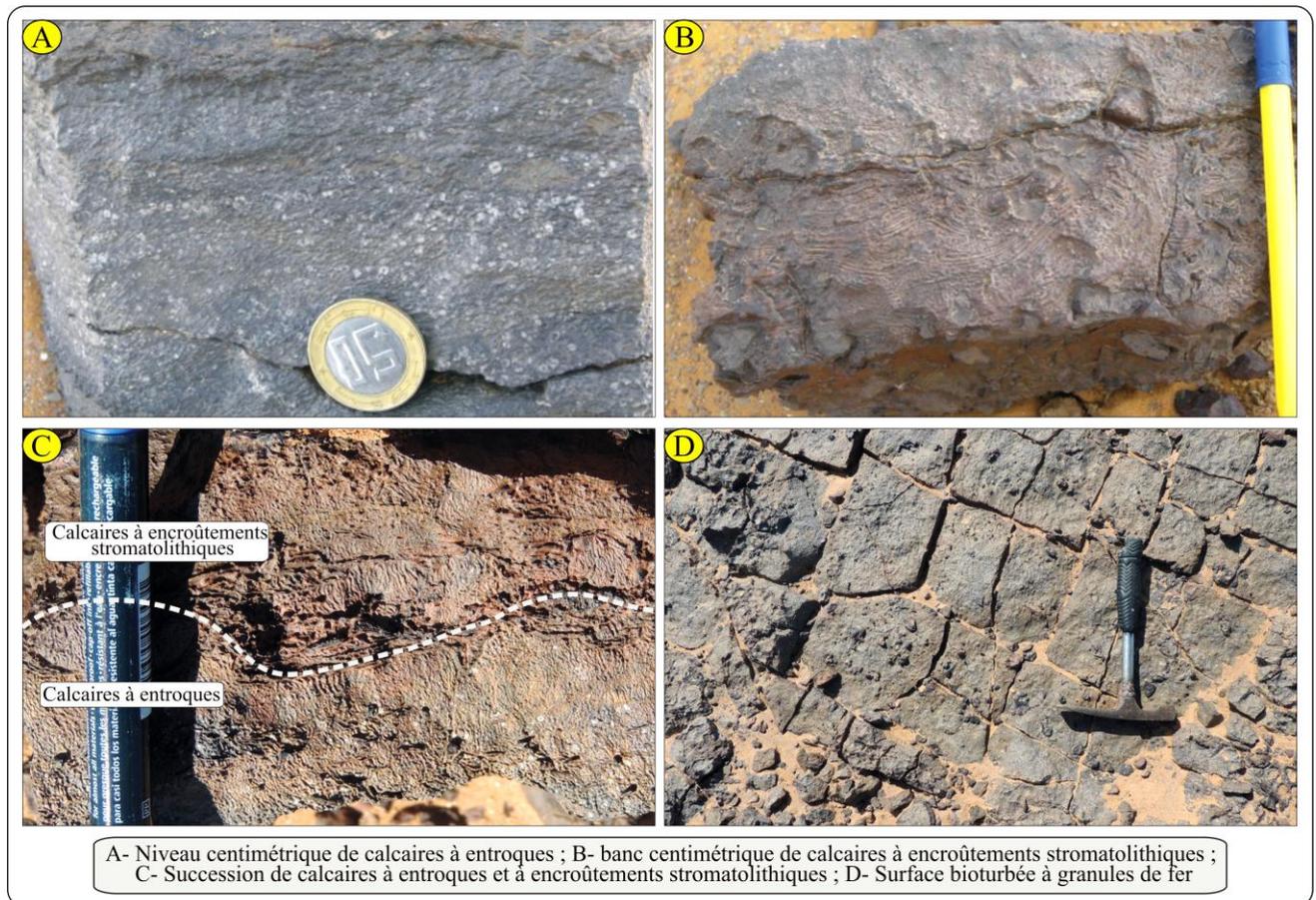


Figure 19 : Caractéristiques des membres de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien III, IV, V et base de VI, dans la région de Marhouma ;

Partie médiane « Argilo-calcaire »

Partie sommitale « Argilo-gréseuse » (185 m)

7. Alternance argilo- gréseuse (140m) (Figure 21 A,C) :

Il s'agit d'une alternance plus ou moins rythmique d'argiles rougeâtres et/ou verdâtres à rares bivalves au test mince et de brachiopodes et des niveaux gréseux micacés millimétriques à centimétriques (0,10 à 0,20 m), de couleur verdâtre à la patine grisâtre à verdâtre à la cassure. Elle admet quelques niveaux de calcaires lie-de-vin noduleux fréquents à la base et disparaissant progressivement vers le sommet (Figure 20 E,F).

Les niveaux gréseux, généralement à ciment argileux et à granulométrie fine, présentent des figures d'érosion directionnelles (semelle des bancs), des figures d'échappement de fluides, des déformations synsédimentaires, des cônes-in-cônes ainsi que des traces d'organismes et de rares laminations obliques et entrecroisées. Quelques niveaux gréseux apparaissent sous forme des dalles structurales riches en traces organiques.

Le rôle ainsi que l'influence des courants se traduisent par des stratifications internes (horizontales, convolutées). Vers la partie sommitale de cette alternance, les bancs de grès deviennent relativement stratocroissants (10 à 30 cm). Les figures sédimentaires sont fréquentes et représentées par des rides de courants (Figure 20 A) avec des moulages (Figure 20 D) et des traces de déplacements de fossiles (Figure 20 B,C).

La faune des ammonoïdes est représentée par les familles de Postornoceratidae (*Alpinites*), de Cyrtoclymeniidae (*Cyrtoclymenia*), Costaclymeniidae (*Costaclymenia*), de Platyclymeniidae (*Platyclymenia*) et de Goniacycleniidae (*Goniacyclenia*) (Planches 6 ; 7 ; 8).

8. Argiles vertes (45 m) (Figure 21 D) :

Ces argiles sont représentées par une épaisse combe décamétrique de couleur verdâtre parfois grisâtre à brachiopodes renferment des interlits de silts verdâtres à figures sédimentaires et traces d'activités d'organismes et des passées calcaires lenticulaires et centimétriques (2 à 4 cm) de couleur noirâtre à faunes d'ammonoïdes et de brachiopodes.

Les ammonoïdes sont représentées par les familles de Tornoceratidae (*Polonoceras*), de Cymaclymeniidae (*Cymaclymenia*), de Platyclymeniidae (*Platyclymenia*), de Kosmoclymeniidae (*Linguaclymenia*, *Kosmoclymenia*) et de Goniacycleniidae (*Kalloclymenia*) (Planches 5 ; 6 ; 7 ; 8).

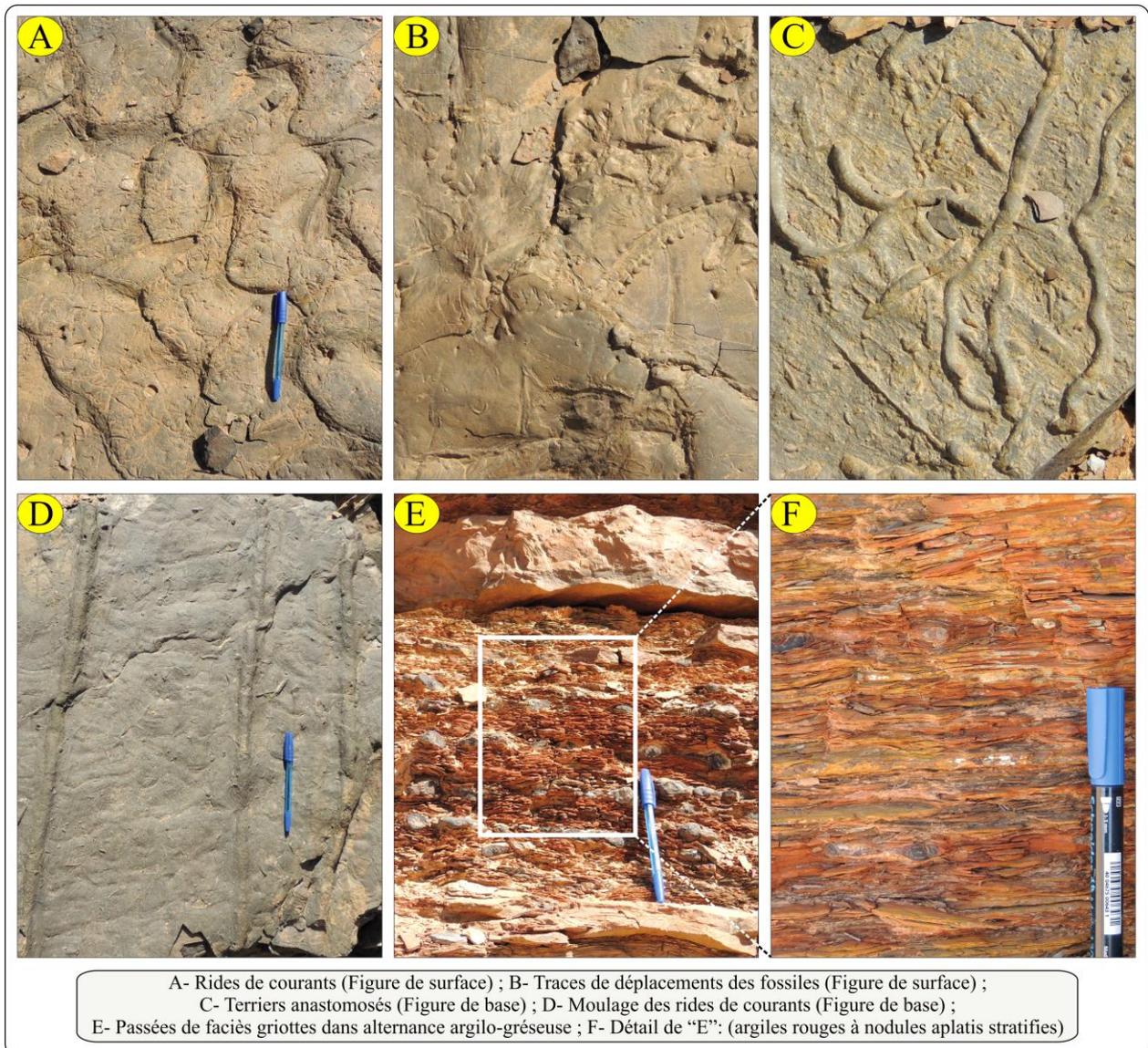
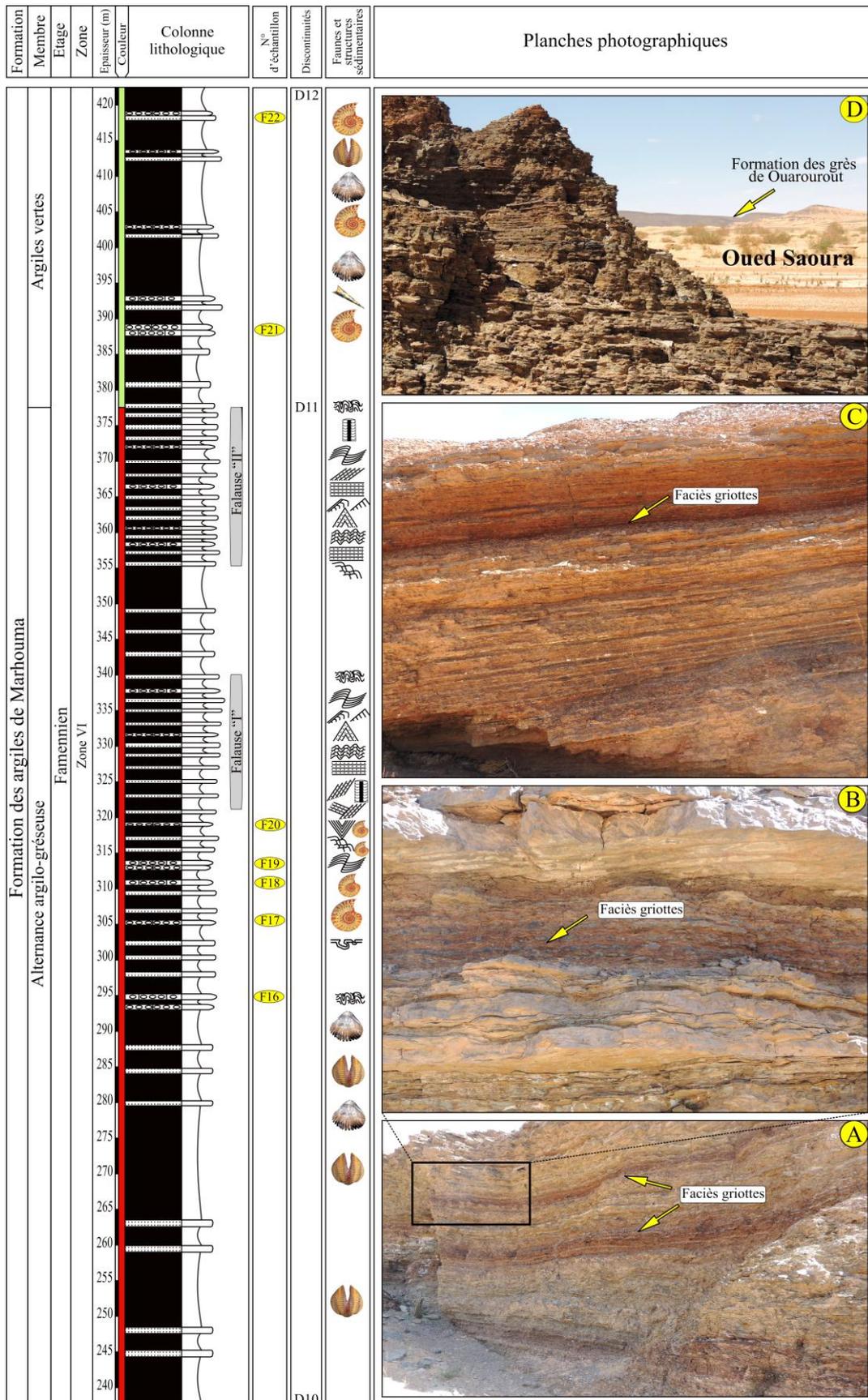


Figure 20 : Caractéristiques des membres de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien VI, dans la région de Marhouma ; **Partie sommitale « Argilo-gréseuse »**



A : Falaise "I" ; B : Détail de la falaise "I" ; C : Falaise "II" ; D : argiles vertes

Figure 21 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien VI , dans la région de Marhouma ; *Partie sommitale « Argilo-gréseuse »*

B2- Formation des grès de Ouarourout (120 m) (Figure 22) :

Elle est représentée principalement par deux membres :

1. Un membre inférieur (65 m) (Figure 22 A,C), caractérisé par des niveaux gréseux quartzitiques souvent ravinés d'une épaisseur décimétrique à métrique en intercalation avec des argiles. Les niveaux sont généralement chenalisés et stratocroissants, massifs à la base et à diverses laminations (horizontales, obliques, entrecroisées) vers le sommet. Cet ensemble disparaît latéralement vers le NW dans la région occidentale de Ouarourout (Ouali Mehadji *et al.*, 2012) et même méridionale de Erg El Djamel. Il est représenté par des écoulements de débris (= "*debris flow*"), qui caractérisent un environnement de bas de pente et par des argiles vers le haut. L'ensemble montre aussi des niveaux à blocs parfois métriques, dont certains sont enroulés et emballés dans une matrice détritique argilo-sableuse. Vers le sommet de ce membre, on signale la présence d'un niveau demi-métrique (0,50 m) de conglomérats intraformationnels à éléments sous formes sphéroïdes de taille centimétrique.

Les figures sédimentaires sont représentées par des rides lingoïdes (Figure 23 A), des rides de courants symétriques (Figure 23 B), des rides de courants tapissées par des traces d'activités organiques (Figure 23 C,D), des fluts casts (Figure 23 E) et des grès à concrétion botroïdales (Figure 23 F).

2. Un membre supérieur (55 m) (Figure 22 D,E), correspondant à des grès massifs parfois chenalisés, arénitiques et des argiles sableuses. Les niveaux gréseux souvent à contacts plans montrent des figures de laminations parallèles, entrecroisées et en mamelon.

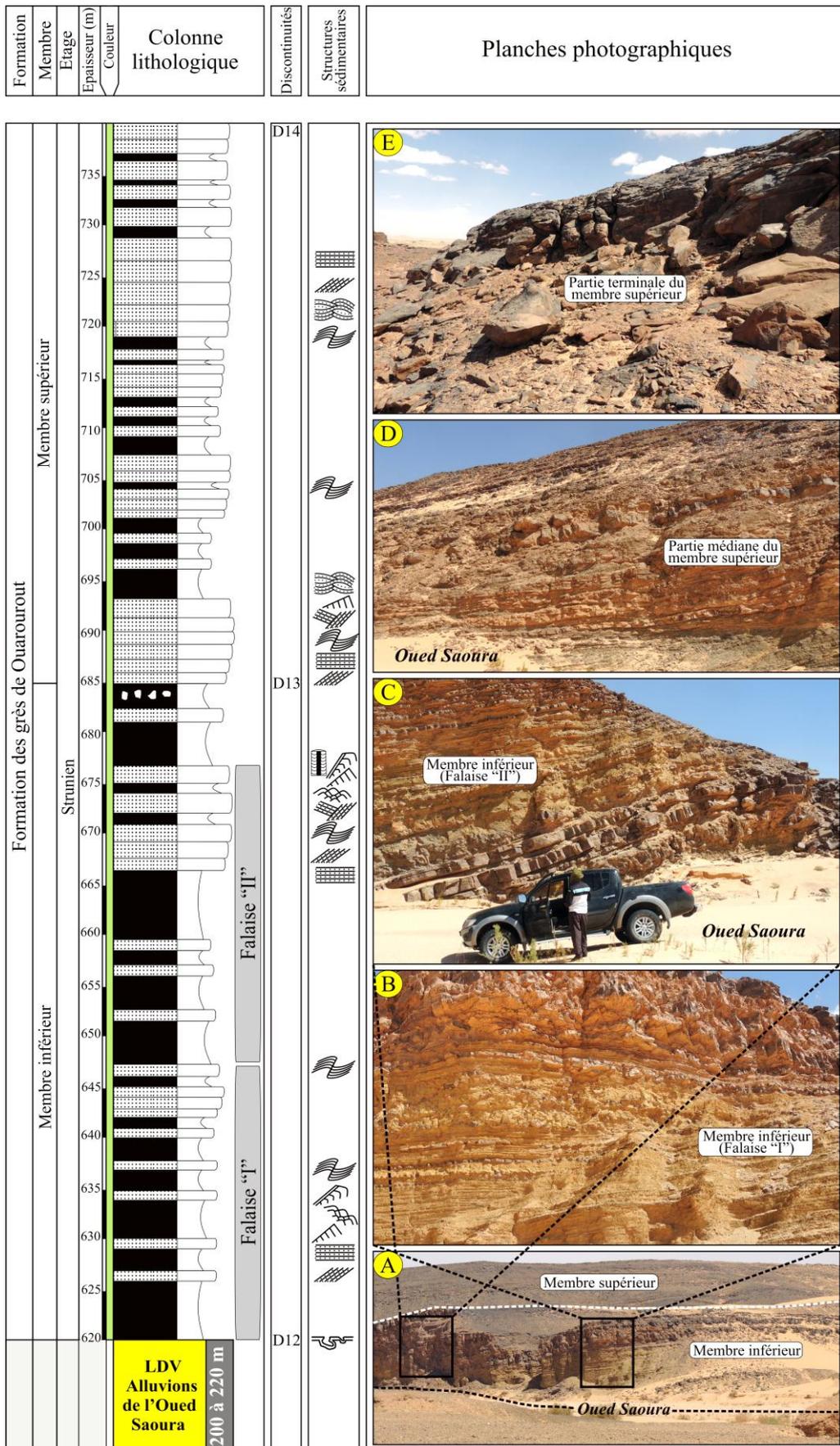


Figure 22 : Succession lithostratigraphique de la Formation des grès de Ouarourout au Strunien, dans la région de Marhouma



Figure 23 : Caractéristiques des membres de la Formation des grès de Ouarourout, au Strunien, dans la région de Marhouma

III.2. Région de Ouarourout :

A 5 km au Nord Ouest de la ville de Beni-Abbès, la région de Ouarourout constitue une oasis sur la rive gauche de la Saoura. Il est limité par Haci Sguilma au Nord ; Oued Saoura et le Grand Erg Occidental à l'Est et par la Hamada du Guir à l'Ouest. Dans ce secteur, les assises dévoniennes affleurent sur la rive droite de l'Oued Saoura, au pied des falaises hamadiennes (Figure 24).

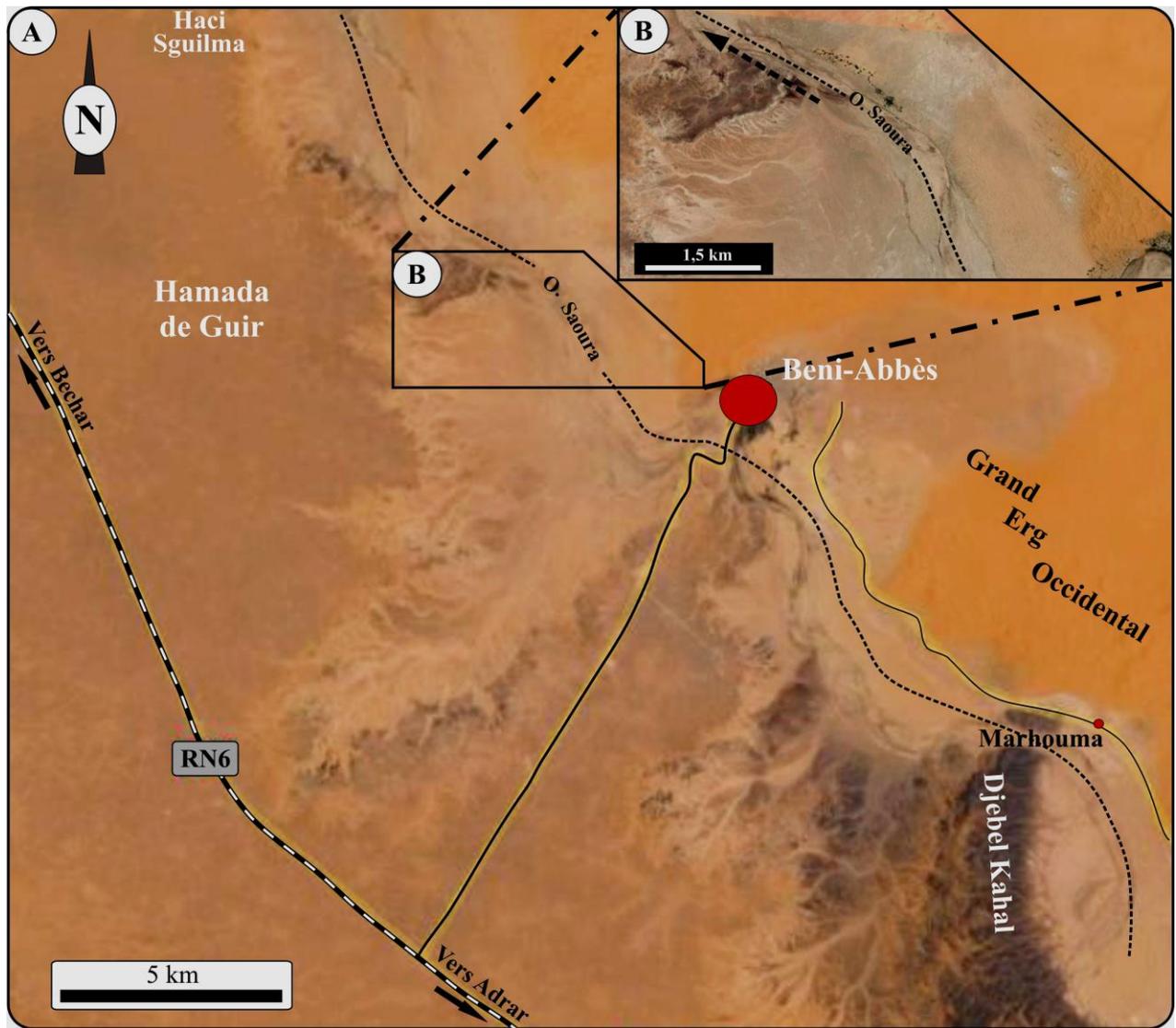


Figure 24 : Localisation de la région de Ouarourout. Vue aérienne Google Earth

Le Dévonien supérieur de Ouarourout est représenté par la Formation des argiles de Marhouma et la Formation des grès de Ouarourout (Figure 25).

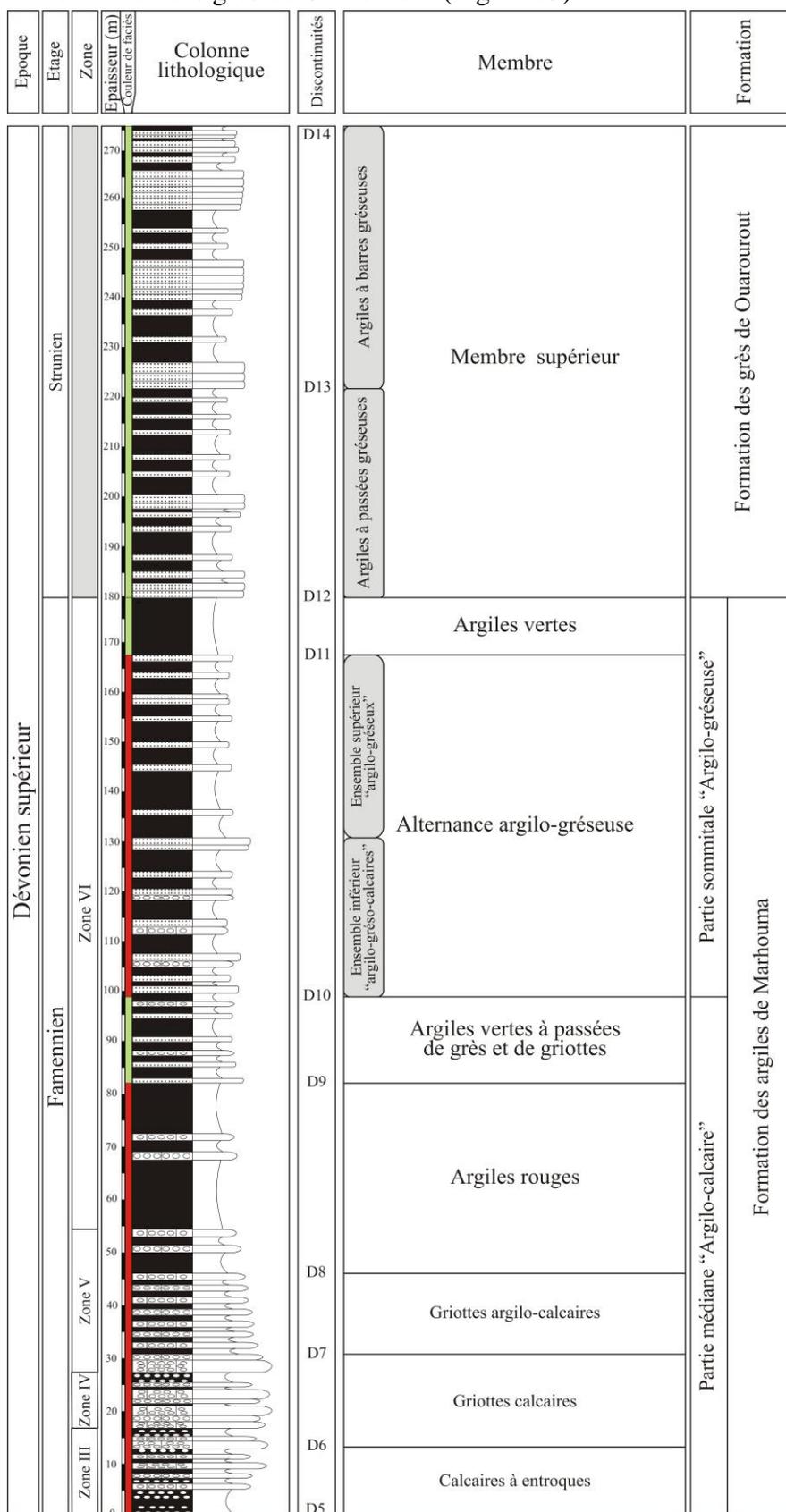


Figure 25 : Succession lithostratigraphique du Dévonien supérieur dans la région de Ouarourout

Dans cette région et sur une centaine de mètre, les affleurements des griottes de Ouarourout forment une petite structure anticlinale. Ils sont identiques à ceux du secteur de Marhouma (partie médiane de la Formation des argiles de Marhouma). Il faut signaler que la Formation de Cheffar El Ahmar n'affleure pas bien dans cette région où les assises dévoniennes sous-jacentes sont couvertes par le démantèlement de la dalle Néogène. Le faciès carbonatés (type griottes) de cette formation est très développé par rapport à celui de la région de Marhouma. Après le Famennien (zone II), la coupe lithostratigraphique montre la succession suivante :

A. La Formation des argiles de Marhouma :

Partie médiane « Argilo-calcaire » (98 m)

1. Calcaires à entroques (13 m) (Figures 26 ; 27 A,B) :

Il s'agit d'une alternance de calcaires à entroques et d'argiles feuilletées rouges à nodules détachés (septaria) centimétriques inférieurs à 2 cm renfermant des ammonoïdes avec quelques orthocères et bivalves. Les niveaux calcaires de couleur rougeâtre sont massifs centimétriques (0,20 à 0,35 m) et de type griottes à ammonoïdes. Vers le haut, ces niveaux calcaires sont tapissés par des surfaces ferrugineuses bioturbés.

Les ammonoïdes sont représentés par les familles de Tornoceratidae (*Planitornoceras*) et de Sporadoceratidae (*Sporadoceras*, *Erfoudites*) (Planche 9).

2. Griottes calcaires (18 m) (Figures 26 ; 27 C, D, E1) :

Ce faciès est représenté par des bancs centimétriques à décimétriques (jusqu'à 0,80 m) de calcaires noduleux rouges avec d'abondant ammonoïdes et quelques orthocères, brachiopodes, bivalves et trilobites. Ces bancs de calcaires sont intercalés par de minces passées argileuses inférieures à 15 cm d'épaisseur.

Ils renferment des nodules aplatis, centimétriques, généralement disposés parallèlement à la stratification. Parfois les nodules sont dispersés dans les bancs calcaires et liés par une fine matrice argileuse feuilletée. Dans l'ensemble, les bancs massifs de calcaires noduleux bioturbés sont coiffés par des surfaces sculptées (Figure 27 H).

La faune des ammonoïdes est représentée par les familles suivantes : Tornoceratidae (*Planitornoceras*, *Gundolficeras*), Sporadoceratidae (*Sporadoceras*, *Erfoudites*), Prionoceratidae (*Prionoceras*), Posttornoceratidae (*Discoclymenia*), Cyrtoclymeniidae (*Cyrtoclymenia*), Cymaclymeniidae (*Procymaclymenia*, *Cymaclymenia*, *Genuclymenia*), Platyclymeniidae (*Platyclymenia*), Clymeniidae (*Clymenia*), Goniacycleniidae (*Goniacyclenia*) et Kosmoclymeniidae (*Kosmoclymenia*, *Muessenbiaergia*) (Planches 9 ; 10 ; 11).

3. Griottes argilo-calcaires (15 m) (Figures 26 ; 27 E2,F) :

C'est une alternance relativement régulière, rougeâtre, centimétrique (0,05 à 0,10 m) de calcaires noduleux plus ou moins argileux (moins durs) et d'argiles feuilletées. Cette alternance fortement bioturbée renferme une abondante faune d'ammonoïdes de différente taille (3 à 5 cm), associée à quelques bivalves, gastéropodes, brachiopodes et orthocères.

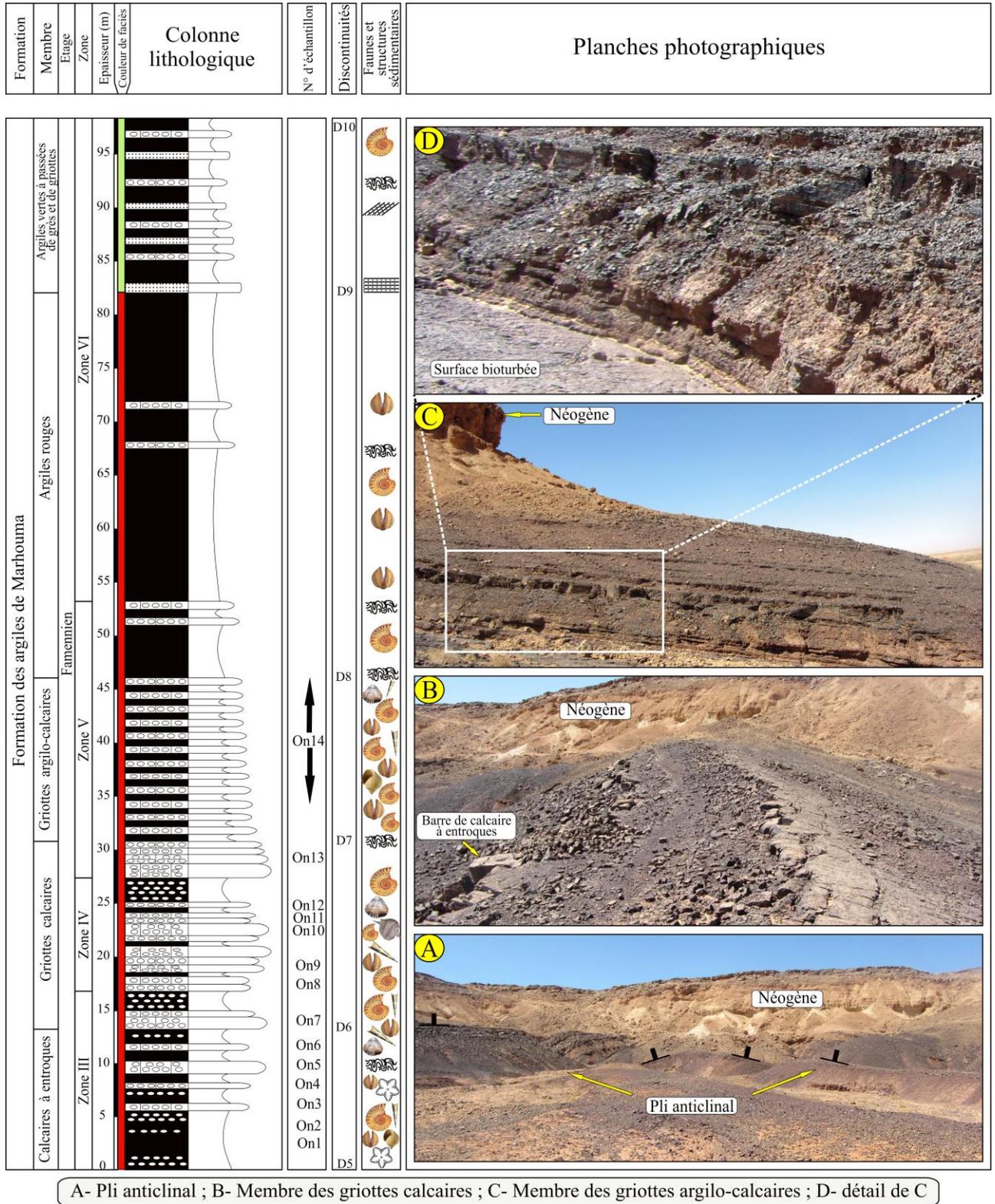
Les familles des ammonoïdes qui caractérisent ce membre sont les suivantes : Tornoceratidae (*Gundolficeras*), Cyrtoclymeniidae (*Cyrtoclymenia*), Cymaclymeniidae (*Cymaclymenia*), Goniacycleniidae (*Goniacyclenia*) Kosmoclymeniidae (*Kosmoclymenia*, *Muessenbiaergia*) et Sphenoclymeniidae (*Sphenoclymenia*) (Planches 9 ; 10 ; 11).

4. Argiles rouges (36 m) (Figure 26) :

A la base, il s'agit d'une grande masse argileuse rougeâtre, feuilletée à bivalves à tests minces intercalées par de rares passées centimétriques inférieurs à 5 cm de calcaires rouges à ammonoïdes. Vers le sommet de la masse argileuse, quelques niveaux jaunâtres centimétriques (0,03 à 0,10 m) de grès fins plus ou moins feuilletés commencent à apparaître timidement (Figure 27 G). Ces minces passées détritiques sont marquées par des figures de rides de courants à la surface.

5. Argiles vertes à passées de grès et de griottes (16 m) (Figure 26) :

Il s'agit d'une alternance d'argiles vertes et de passées centimétriques de grès parfois feuilletés à laminations horizontales et obliques. Cette alternance referme quelques niveaux lenticulaires rougeâtres, centimétriques (0,03 à 0,05 m), de griottes calcaires fortement bioturbés à rares faune d'ammonoïdes.



A- Pli anticlinal ; B- Membre des griottes calcaires ; C- Membre des griottes argilo-calcaires ; D- détail de C

Figure 26 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien III, IV, V et base de VI, dans la région de Ouaraourout ;
Partie médiane « Argilo-calcaire »

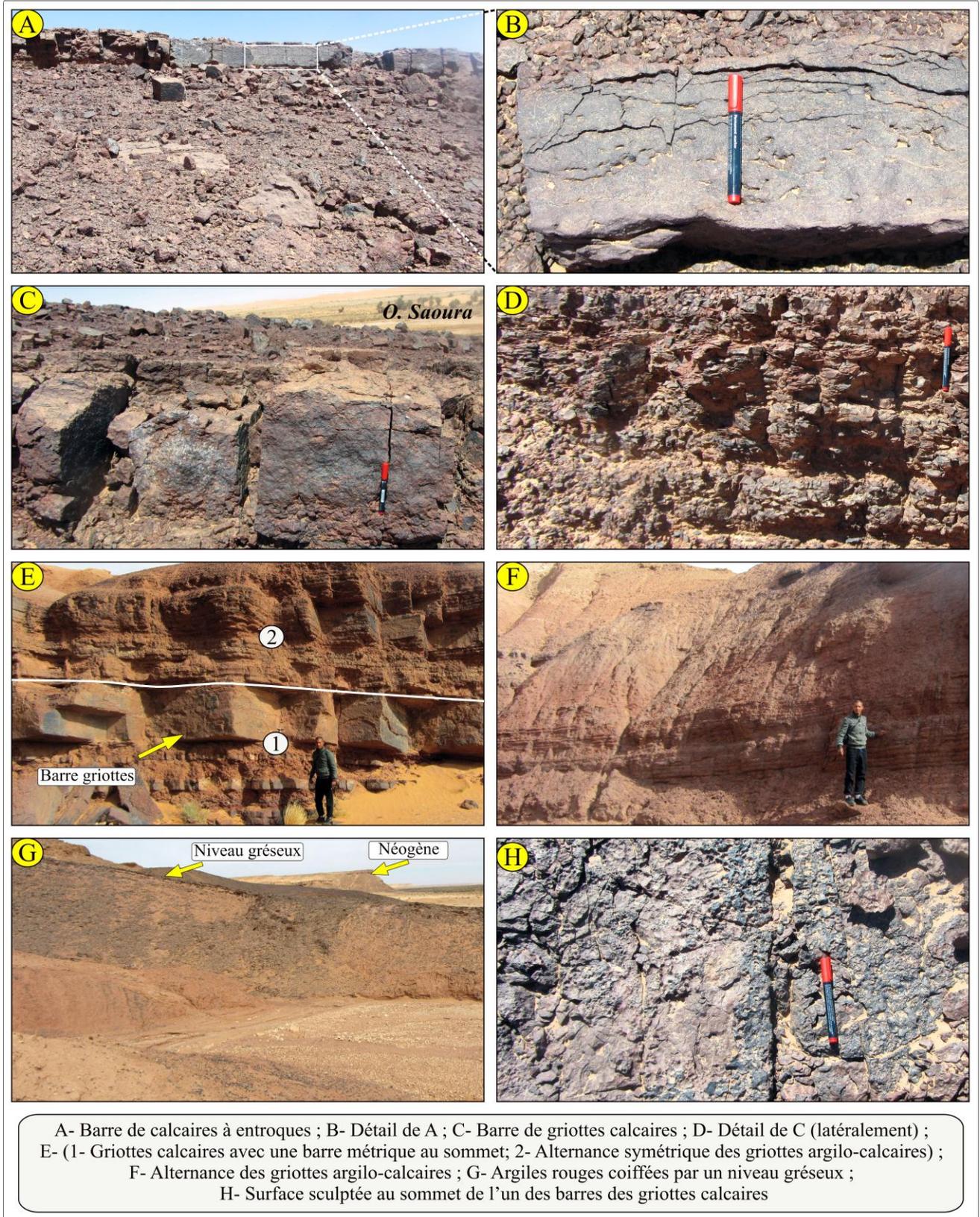


Figure 27 : Caractéristiques des membres de la « Formation des argiles de Marhouma » durant le « Famennien III, IV, V et base de VI » dans la région de Ouarrourout ;
Partie médiane « Argilo-calcaire »

Partie sommitale « Argilo-gréseuse » (80 m)

6. Alternance argilo- gréseuse (68 m) (Figures 28 ; 29) :

Cette alternance est subdivisée en deux ensembles suivant la prédominance des grès et/ou des argiles :

a. Ensemble inférieur « Argilo-grésocalcaire » (32 m) :

Il est représenté par une alternance irrégulière argilo-gréseuse rougeâtre à abondants niveaux gréseux souvent ondulés et/ou chenalisés, noirâtres, centimétriques à décimétriques. Ces derniers deviennent latéralement feuilletés et montrent parfois des figures sédimentaires et des laminations (horizontales, convolutées, obliques et entrecroisées). Dans cette alternance, on note la présence de quelques passées lenticulaires centimétriques (inférieur à 0,05 m) de calcaires griottes rouges intercalés dans les argiles plus ou moins feuilletées. L'ensemble est coiffé par un niveau gréseux massif (0,30 m) noirâtre à la patine et jaunâtre à la cassure à abondantes HCS.

b. Ensemble supérieur « Argilo-gréseux » (36 m) :

Il s'agit des combes argileuses rouges métriques (15 à 20 m) intercalées par des niveaux de grès fins micacés jaunâtres à stratifications laminées (horizontales, convolutées, entrecroisées et HCS). Ces niveaux centimétriques (0,04 à 0,05 m) à grains fins passent souvent latéralement à des grès feuilletés en plaquettes. Ils deviennent plus ou moins fréquents vers le haut et referment des structures « Cône in Cône » (Figure 28).

7. Argiles vertes (12 m) (Figures 28 ; 29) :

Il s'agit d'argiles verdâtres d'aspect feuilleté à passées millimétriques à centimétriques de grès fins micacés à traces d'activités organiques (terriers) et de rides de courants.

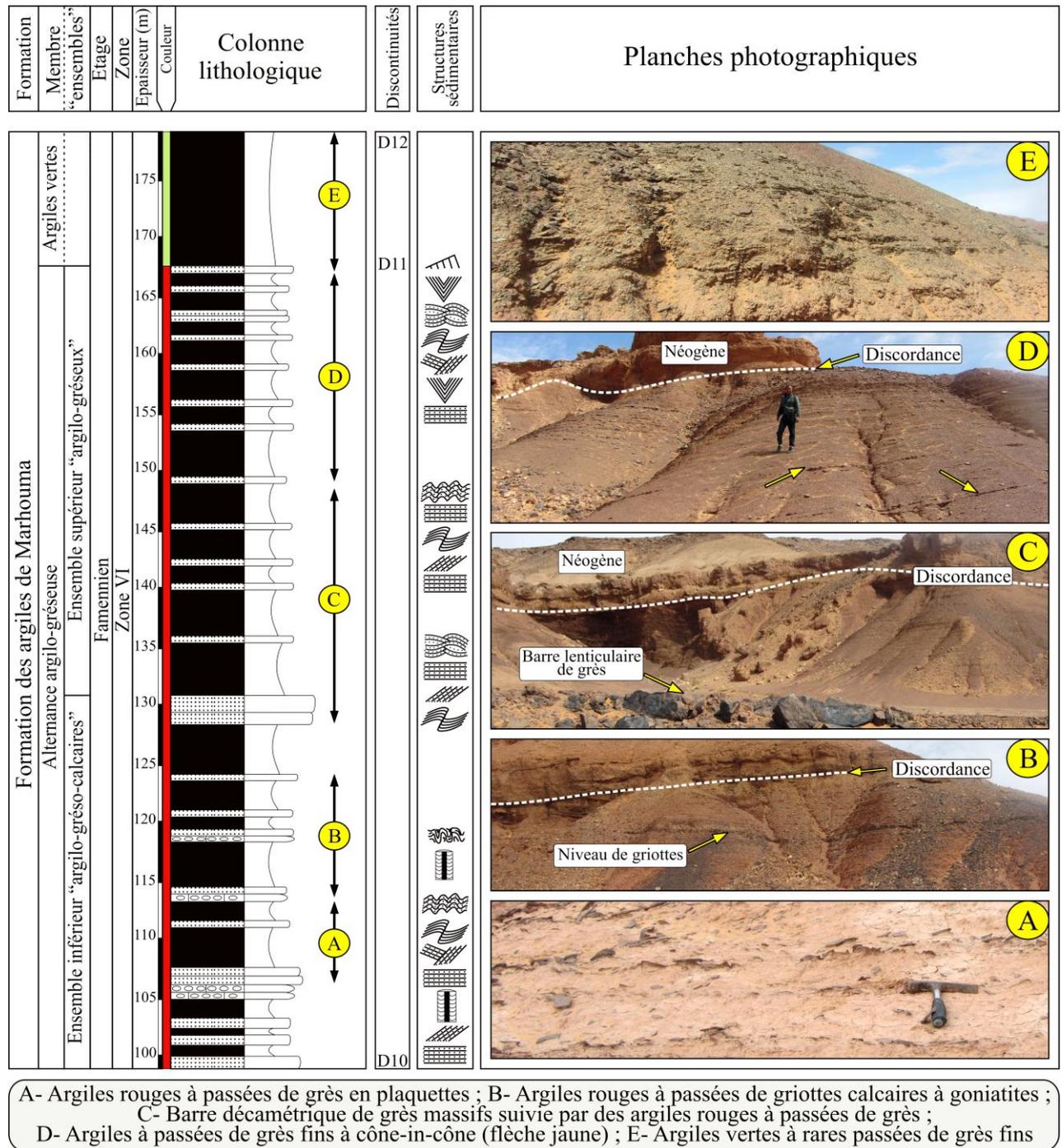


Figure 28 : Succession lithostratigraphique de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien VI dans la région de Ouarourout ;
Partie sommitale « Argilo-gréseuse »

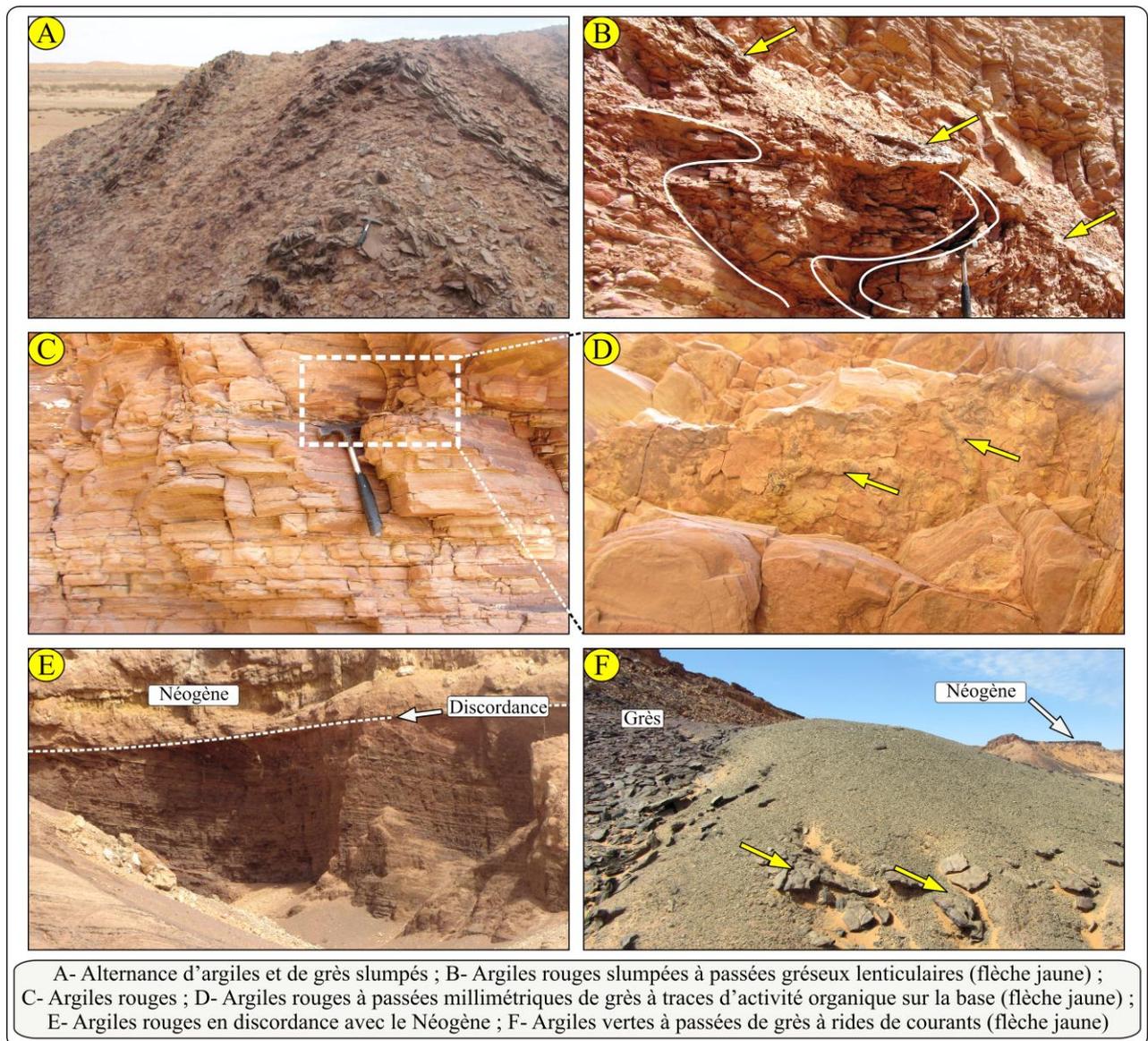


Figure 29 : Caractéristiques des membres de la Formation des argiles de Marhouma au Famennien VI, dans la région de Ouarourout ;

Partie sommitale « Argilo-gréseuse »

B. La Formation des grès de Ouarourout (96 m) (Figures 30 ; 31) :

Dans la région de Ouarourout, il faut signaler que le « **membre inférieur** » de la Formation des grès de Ouarourout du secteur de Marhouma est absent.

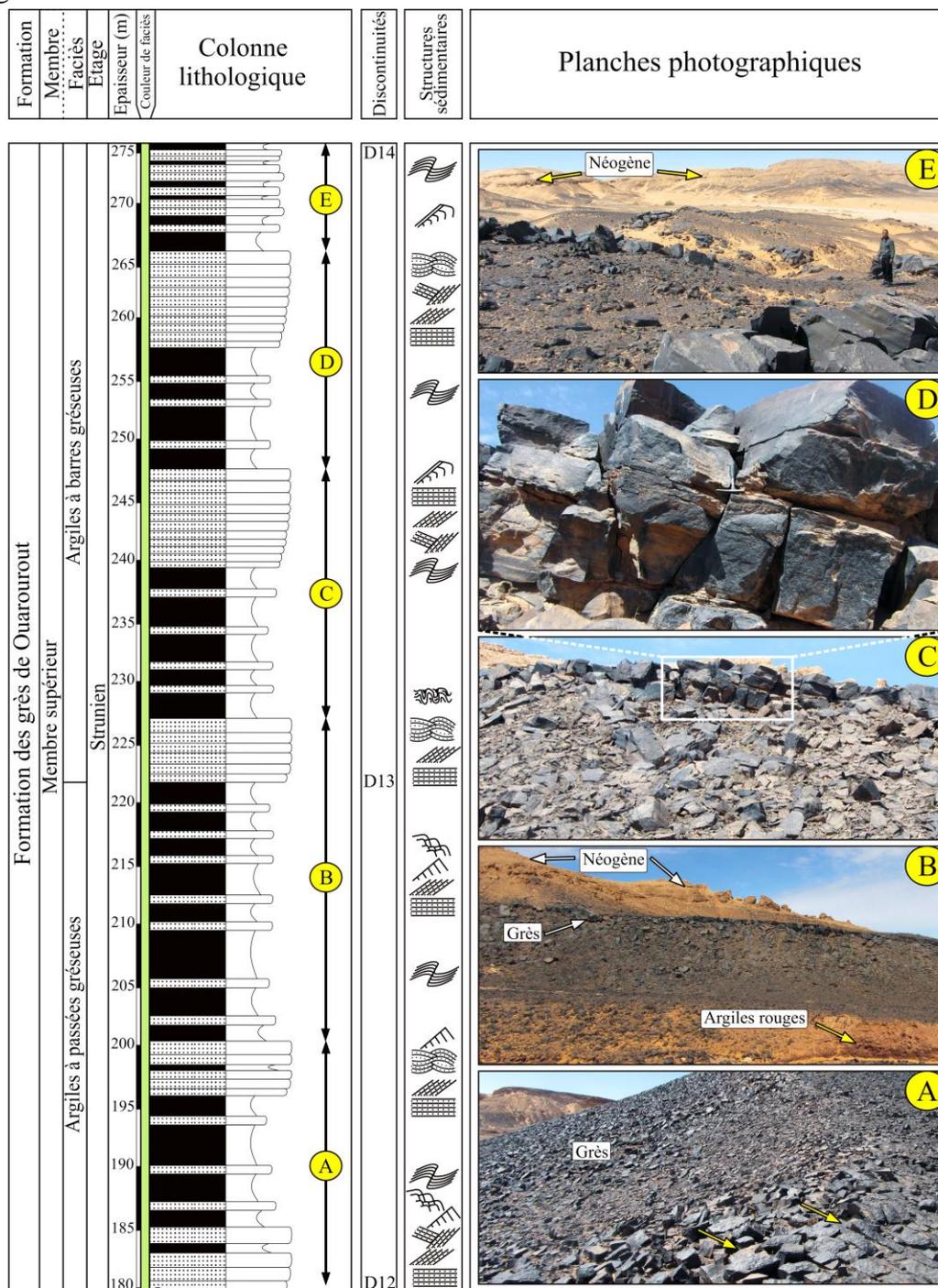
Le « **membre supérieur** » est représenté de bas en haut par :

1. Argiles à passées gréseuses (42 m) (Figure 30 ; 31) :

Il s'agit d'intercalations d'argiles à passées silteuses et de grès micacés, massifs, décimétriques à métriques. Les niveaux gréseux noirâtres à la patine et rougeâtres à la cassure devenant parfois latéralement des grès feuilletés. Ils prennent l'allure de légères contorsions (faible slumping) et montrent des laminations (horizontales, obliques, entrecroisées et méga HCS), des figures de base (flut-casts) et des rides de courant.

2. Argiles à barres gréseuses (54 m) (Figures 30 ; 31) :

Cet ensemble est marqué par la fréquence des niveaux gréseux massifs, décimétriques à métriques jusqu'à 1,50 m. Ces niveaux sont souvent slumpés et stratocroissants. Ils sont représentés par des grains moyens à grossiers et sont caractérisés par la fréquence des figures sédimentaires (flut-casts, groove-marks) et des laminations (horizontales, oblique, entrecroisée et HCS). Les surfaces supérieures des niveaux métriques sont marquées quelques fois par des rides lingoïdes.



A- Grès noirs centimétriques à rides de courants (flèche jaune) ; B- Argiles rouges (flèche jaune) coiffées par des grès ; C- Barres métriques de grès massifs chenalisés ; D- Détail de C ; E- Barres de grès massifs lenticulaires et chenalisés

Figure 30 : Succession lithostratigraphique de la Formation des grès de Ouarourout au Strunien, dans la région de Ouarourout



Figure 31 : Caractéristiques des membres de la Formation des grès de Ouarourout au Strunien, dans la région de Ouarourout

III.3. Comparaison entre les régions de Marhouma et de Ouarourout :

Les deux tableaux suivants (Tableaux 2 ; 3) montrent une synthèse comparative entre les deux régions (Marhouma et Ouarourout). Cette synthèse représente principalement les variations des épaisseurs, des faciès, des structures et des figures sédimentaires.

Ce travail						Bendella, 2012			
Formation	Partie	Etage	Zone	Membres et faciès	Epaisseur (m)		Epaisseur (m)		
					Région de Marhouma	Région de Ouarourout	Région de Marhouma	Région de Ouarourout	
Grès de Ouarourout		Strunien		Ensemble supérieur	55,00	Ensemble supérieur "argiles à barres gréseuses"	54,00	48,00	52,00
						Ensemble inférieur "argiles à passées gréseuses"	42,00		46,00
				Ensemble inférieur	65,00	Absent		87,00	Absent
Argiles de Marhouma	Partie sommitale Argilo-gréseuse	Famennien	Zone VI	Argiles vertes	45,00	12,00		145,00	52,00
				Alternance argilo-gréseuse	140,00	Ensemble supérieur "Argilo-gréseux"	36,00		
						Ensemble inférieur "Argilo-gréso-calcaires"	32,00		
				Argiles vertes à passées de grès et de griottes	21,50	16,00			
	Argiles rouges		29,00	36,00					
	Zone V		Griottes argilo-calcaires	7,00	15,00				
	Zone IV		Griottes calcaires	5,00	18,00				
	Zone III		Calcaires à entroques	7,50	13,00				
Zone II	Argiles vertes à grumeaux	115,00	?						

Tableau 2 : Variations des épaisseurs de la Formation des argiles de Marhouma et de la Formation des grès de Ouarourout, entre la région de Marhouma et celle de Ouarourout. (Comparaison entre ce travail et les travaux de Bendella, 2012)

Formation	Étage	Caractéristiques	Régions		
			Marhouma	Ouarourout	
Grès de Ouarourout	Famennien VI - Strunien	<i>Épaisseur</i>	120 m	96 m	
		<i>Chenalisations</i>	Fréquentes	Fréquentes	
		<i>Slumps</i>	Fréquents	Présents	
		<i>Grès</i>	Présents (grès fins et silts)	Présents (grès grossiers et moyens)	
		<i>Conglomérats</i>	Présents dans l'ensemble basal	Absents	
		<i>Figures sédimentaires</i>	<i>Laminations entrecroisées</i>	Présentes	Présentes
			<i>Laminations de "HCS"</i>	Présentes	Présentes
			<i>Laminations horizontales</i>	Présentes	Présentes
			<i>Laminations obliques</i>	Présentes	Présentes
			<i>Figures de semelle</i>	Rares à la base et de petite taille	Abondantes à la base et de grande taille
			<i>Figures de surface</i>	Présentes	Présentes
Argiles de Marhouma partie sommitale "Argilo-gréseuse"	Famennien (Zone VI)	<i>Épaisseur</i>	185 m	80 m	
		<i>Chenalisations</i>	Présentes	Fréquentes	
		<i>Slumps</i>	Présents	Présents	
		<i>Grès</i>	Présents (grès fins et silts)	Présents (grès grossiers et moyens)	
		<i>Cône - in - cône</i>	Présent de grande taille	Présent de petite taille	
		<i>Figures sédimentaires</i>	<i>Laminations entrecroisées</i>	Rares	Fréquentes
			<i>Laminations de "HCS"</i>	Absentes	Présentes
			<i>Laminations horizontales</i>	Présentes	Présentes
			<i>Laminations convolutées</i>	Présentes	Présentes
			<i>Laminations obliques</i>	Rares	Fréquentes
			<i>Figures de semelle</i>	Présentes	Présentes
<i>Figures de surface</i>	Présentes	Présentes			

Tableau 3 : Comparaison des structures, des figures sédimentaires et des faciès dans la partie sommitale « *Partie argilo-gréseuse* » de la Formation des argiles de Marhouma et de la Formation des grès de Ouarourout, entre la région de Marhouma et la région de Ouarourout

III.4. Région de l'Erg El Djamel :

La région d'Erg El Djamel est localisée à 70 km au Sud de la ville de Beni-Abbès et à 7 km au SE du village d'Ougarta. Ce secteur est limité à l'Est et au SE par l'Erg El Djamel, à l'Ouest et au Sud par la Sebkhha de l'Ougarta alimentée lors des pluies par l'Oued Ali. Dans cette zone d'étude, le Dévonien supérieur est représenté par des petits affleurements, très étroits, noirs, localisés, à couches subhorizontales au sein d'une structure synclinale (Figure 32).

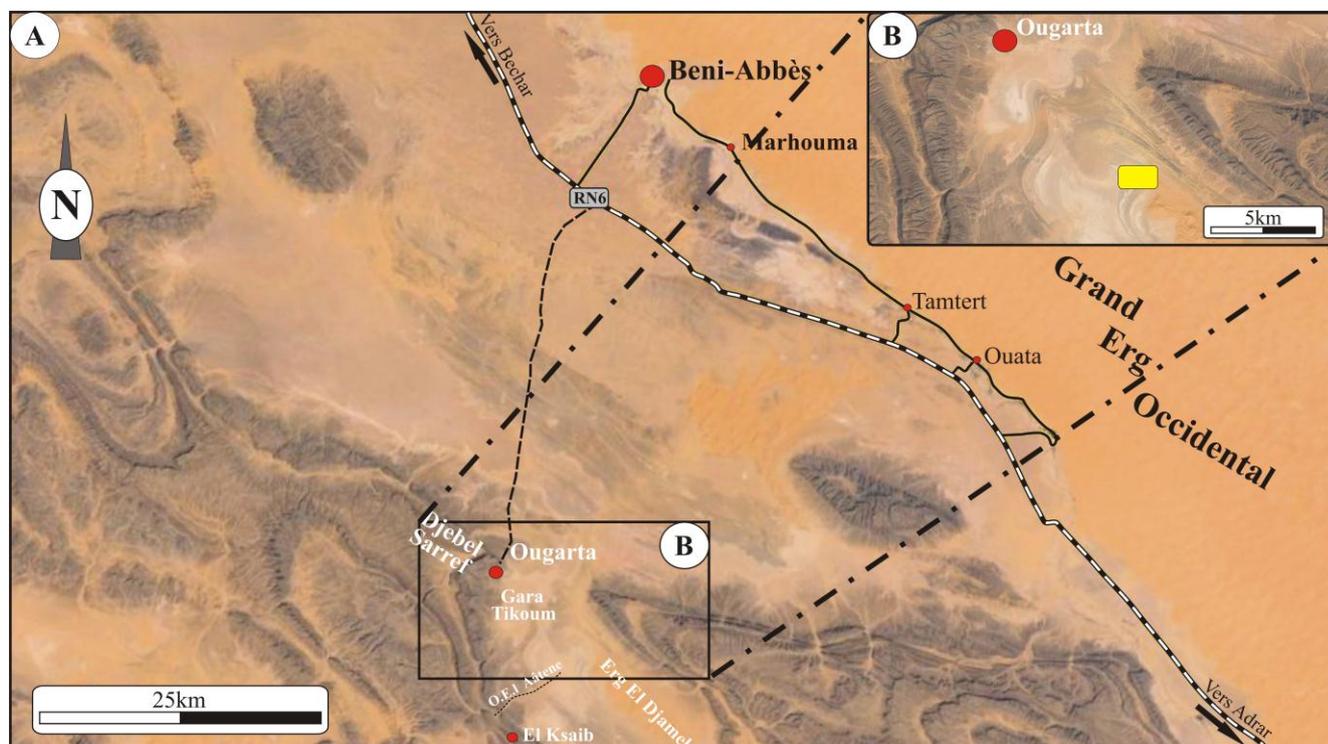


Figure 32 : Localisation de la région de l'Erg El Djamel. Vue aérienne Google Earth

La coupe d'Erg El Djamel (Figure 33) :

Elle a pour coordonnées UTM :

N 29°. 35'. 15,28''

W 002°. 11'. 54,48''

Élévation : 410 m.

Dans un synclinal perché au SE de la ville d'Ougarta (Figure 33 A), la coupe (Figure 33 A' ; Figure 33 B) est représentée par une masse d'argiles organiques, noires, feuilletées (Figure 37B2), intercalée par des niveaux d'argiles indurés plus ou moins calcaires (Figure 33 B1, 33 E7). Cette masse renferme une riche faune pyriteuse d'ammonoïdes, associée à des brachiopodes, des trilobites, des gastéropodes, des bivalves, des orthocères, des polypiers et des articles de crinoïdes. Elle est coiffée par un niveau gréseux riche en tentaculites (Figure 33 B3, 33 E26).

Toutefois, il faut noter que dans ce secteur (Erg El Djamel), le faciès des deux formations du Dévonien supérieur, i.e. respectivement Formation des argiles de Marhouma et Formation des grès de Ouarourout, est absent ou est remplacé par des argiles noires organiques.

Ce faciès d'argiles noires et sa faune associée est comparable à celui des argiles de la fin de la Formation de Cheffar El Ahmar et des argiles de la base de la Formation des argiles de Marhouma (Frasnien Ib et Famennien II).

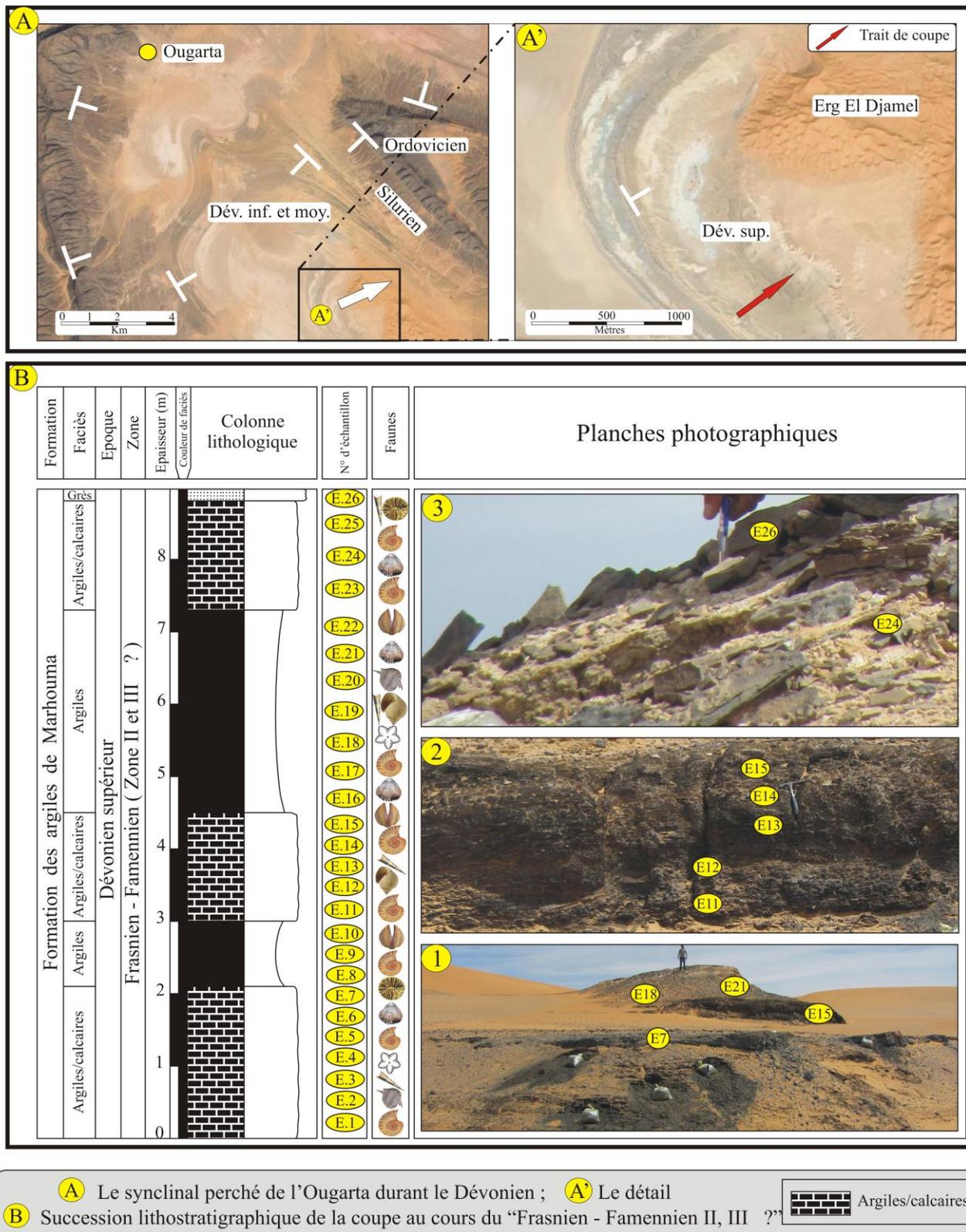


Figure 33 : Succession lithostratigraphique de la coupe de Erg El Djamel au Dévonien supérieur

IV. Le Dévonien Supérieur de Gourara :

Dans la région de Gourara, et de part et d'autre de la route nationale (RN6), le Dévonien supérieur constitue des dépressions « molles » occupées par des sebkhas. Les affleurements principalement à dominance argileuse sont représentés à la base par des argiles rouges et/ou vertes à rares minces intercalations de calcaires « griottes » et des niveaux gréseux centimétriques à décimétriques souvent lenticulaires et d'extension latérale décamétrique. Les ammonoïdes sont abondants surtout dans les intercalations calcaires. Vers le haut, les calcaires disparaissent pour laisser place aux niveaux grés-silteux en plaquettes qui deviennent de plus en plus fréquents et massifs comprenant quelques figures sédimentaires. Dans ce secteur, deux affleurements ont fait l'objet de l'étude lithostratigraphique. Ces affleurements sont représentés dans la région de Charouine et la région de Haci-Fégaguira.

IV.1. Région de Charouine :

La zone d'étude est située à environ 300 km au SE de Beni-Abbès en prenant l'ancienne route de Timimoun (RN. 51) reliant Bechar – Adrar et à 15 km au SSW du village de Charouine. Cette zone où le Dévonien supérieur affleure sur un replat très étendu, est limitée au Nord par la route nationale (RN51), à l'Est et au Sud par l'Erg Moulay Mohammed et à l'Ouest par Gare El Adeb (Figure 34).

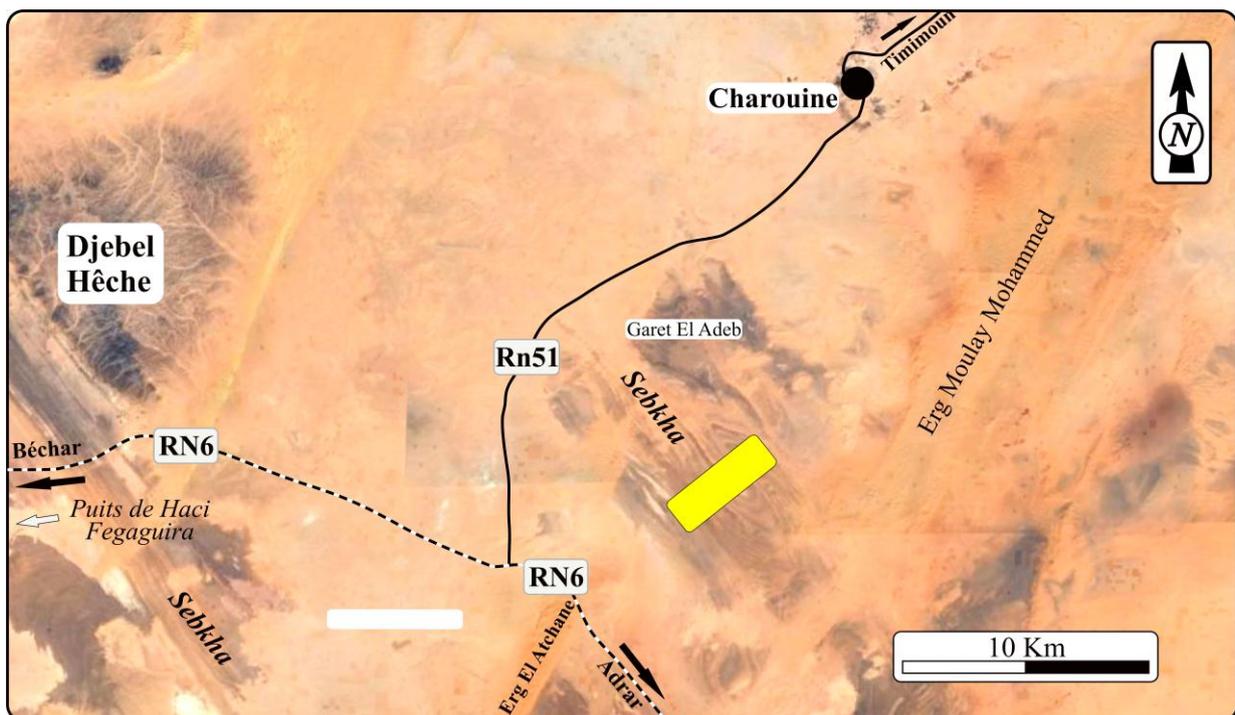


Figure 34 : Localisation de la région de Charouine (zone d'étude en rectangle jaune). Vue aérienne Google Earth

La coupe de Charouine (Figures 35 ; 36) :

La coupe détaillée a été levée à 15km au SSW du village de Charouine dans une structure synclinale (synclinal de Charouine) (Figure 35). Elle correspond à la « Formation des argiles de Kahla » définie par Conrad (1984) partiellement équivalente à la « Formation des argiles de Marhouma » de la vallée de la Saoura (Conrad *et al.*, 1986) et de la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg » dans le secteur de Ben-Zireg.

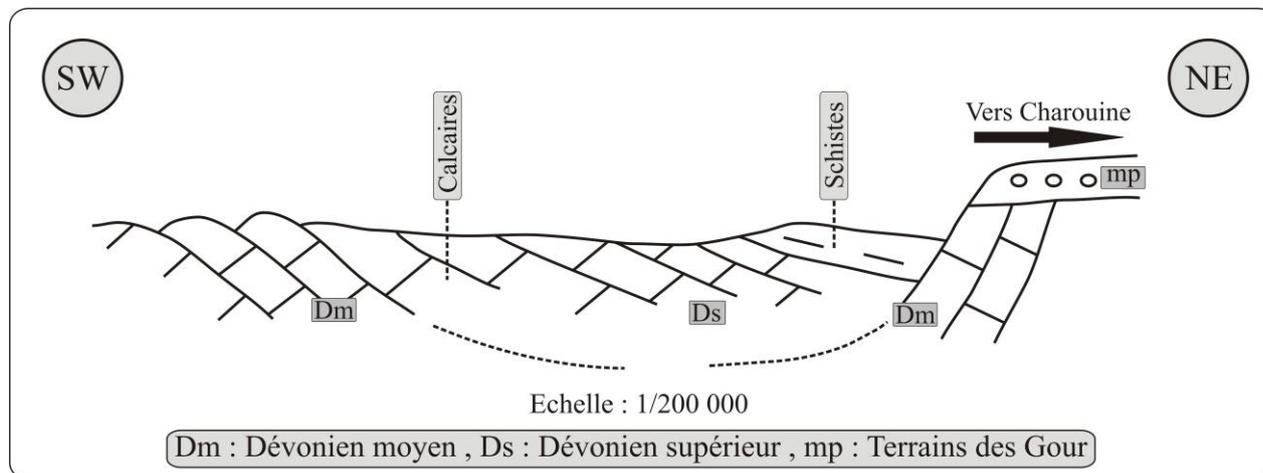


Figure 35 : Coupe du synclinal au SW de Charouine ; In Gautier, 1906 (Modifiée)

Coordonnées UTM de la coupe :

N 28°. 52'. 092,69'' ; W 000°. 19'. 11,73'' ; Elévation : 249 m.

Pour le Dévonien supérieur de la « Formations des argiles de Kahla », la coupe de Charouine est subdivisée en trois membres (Figure 36) :

- 1- Un **membre inférieur** d'argiles à lentilles calcaires griottes (50 m) ;
- 2- Un **membre médian** d'argiles à passées de grès en plaquettes (310 m) ;
- 3- Un **membre supérieur** d'argiles à passées de calcaires silteux (280 m).

1. Argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes (50 m) (Figure 36 A) :

Il s'agit d'argiles rouges feuilletées intercalées par des niveaux lenticulaires centimétriques à décimétriques de calcaires griottes à abondants ammonoïdes avec quelques bivalves, orthocères, brachiopodes et articles de crinoïdes. Les interlits de grès feuilletés en plaquettes sont fréquents et montrent quelques laminations horizontales, obliques, rares entrecroisées et des HCS.

La faune des ammonoïdes est représentée par les familles suivantes : Sporadoceratidae (*Erfoudites*, *Sporadoceras*, *Maeneceras*), Prionoceratidae (*Prionoceras*), Platyclymeniidae (*Platyclymenia*, *Stenoclymenia*), Clymeniidae (*Clymenia*), Goniacycleniidae (*Goniacyclenia*) Hexacycleniidae (*Progoniocyclenia*), Cyrtoclymeniidae (*Cyrtoclymenia*), Costacycleniidae (*Costacyclenia*) (Planches 12 ; 13 ; 14).

2. Argiles à passées de grès en plaquettes (320 m) (Figure 36 C) :

C'est une masse d'argiles schisteuses feuilletées à abondants interlits centimétriques (0,05 à 0,08 m) des grès en plaquettes avec quelques rares niveaux lenticulaires de calcaires silteux. Ces argiles admettent des petites buttes (moins d'un mètre de hauteur) rougeâtres, d'extension limitée (0,60 à 1,20 m), coiffées d'un niveau calcaire silteux et de cône-in-cône (Figure 36 B,E,F), avec parfois des laminations horizontales et obliques.

Les ammonoïdes sont représentées par les familles de Sporadoceratidae et de Costaclymeniidae (*Costaclymenia*) (Planches 12 ; 14).

3. Argiles à passées de calcaires silteux (270 m) (Figure 36 D) :

Cet ensemble se présente comme une alternance fine d'argiles feuilletées à rares minces niveaux lenticulaires de calcaires silteux rouges à rares ammonoïdes et à laminations obliques et horizontales en intercalation avec des interlits centimétriques de grès en plaquettes. Les niveaux gréseux en plaquettes deviennent parfois latéralement massifs à HCS. Les buttes rougeâtres à Cône-in-Cône deviennent plus fréquentes avec une extension jusqu'à 2 m et une hauteur de 0,30 à 0,60 m.

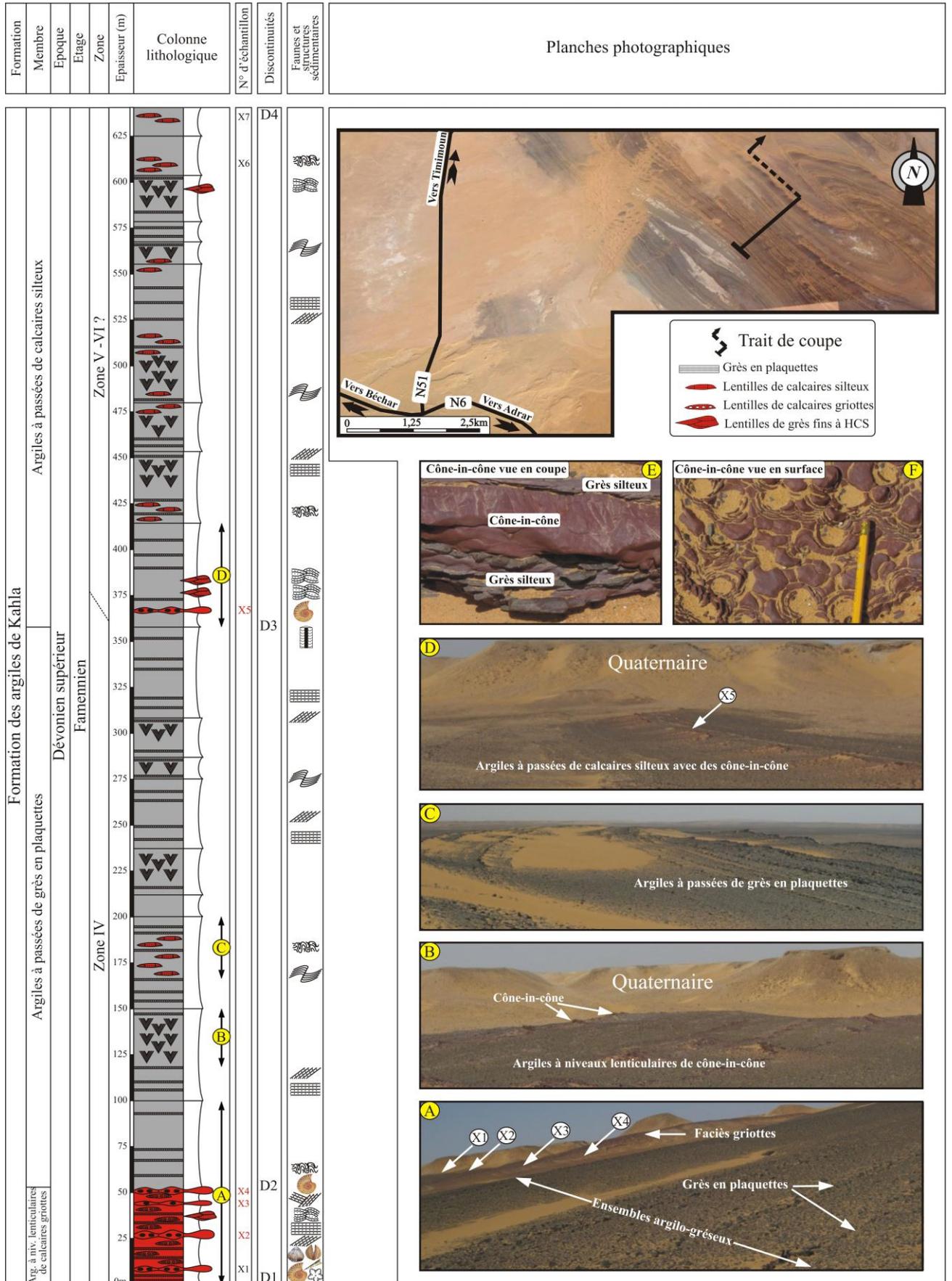


Figure 36 : Succession lithostratigraphique de la coupe de Charouine au Dévonien supérieur

IV.2. Région de Sebka de Fégaguira :

Surplombé par le Djebel Hêche et à proximité du puits « Hacı Fégaguira », les deux secteurs d'étude sont localisés à 250 km au SE de la ville de Beni-Abbès et à 60 km au WSW de Charouine (Figure 37).

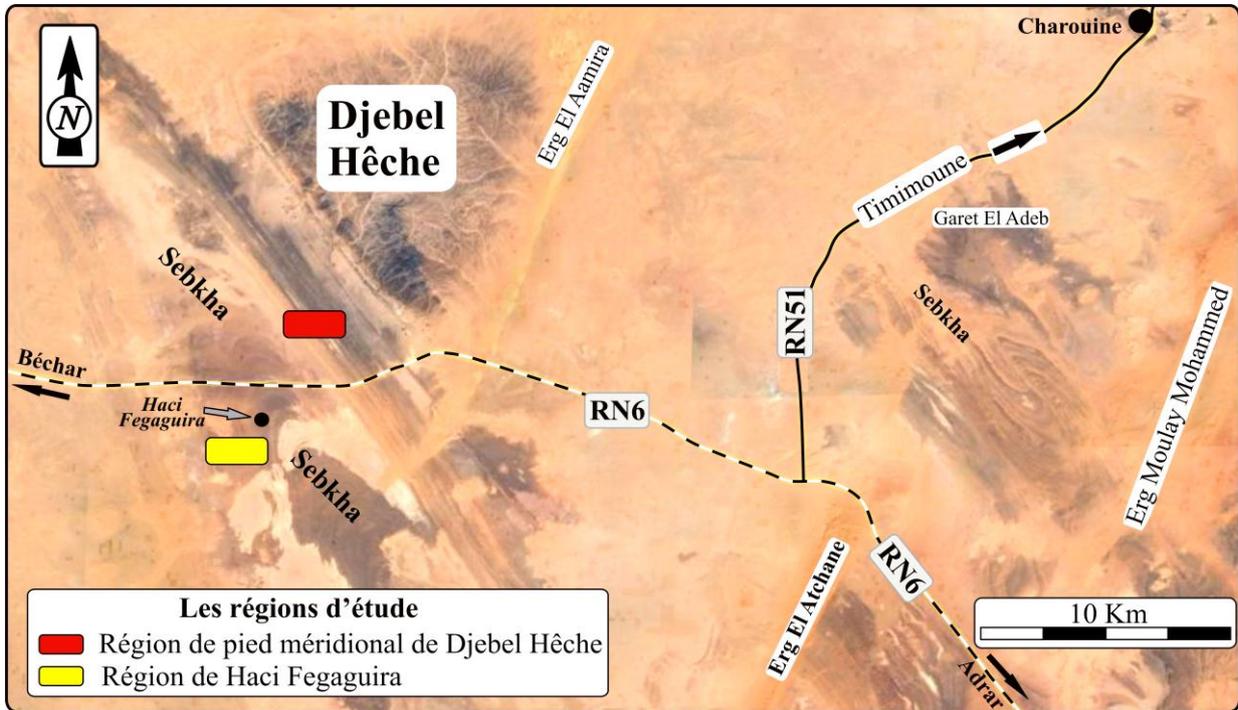


Figure 37 : Localisation de la région de Sebka Fégaguira. Vue satellitaire Google Earth

Le secteur de Sebka Fégaguira montre une structure synclinale constituée par des terrains d'âge Dévonien. Dans la « Formation des argiles de Kahla » du Dévonien supérieur, nous avons levé deux coupes lithostratigraphiques détaillées sur les flancs de cette structure géologique (Figure 38).

1- La coupe du piedmont méridional de Djebel Hêche, sur le flanc Est du synclinal de Fégaguira (Figure 39).

2- La coupe de Hacı Fégaguira qui se situe sur le flanc Ouest de cette structure (Figure 40).

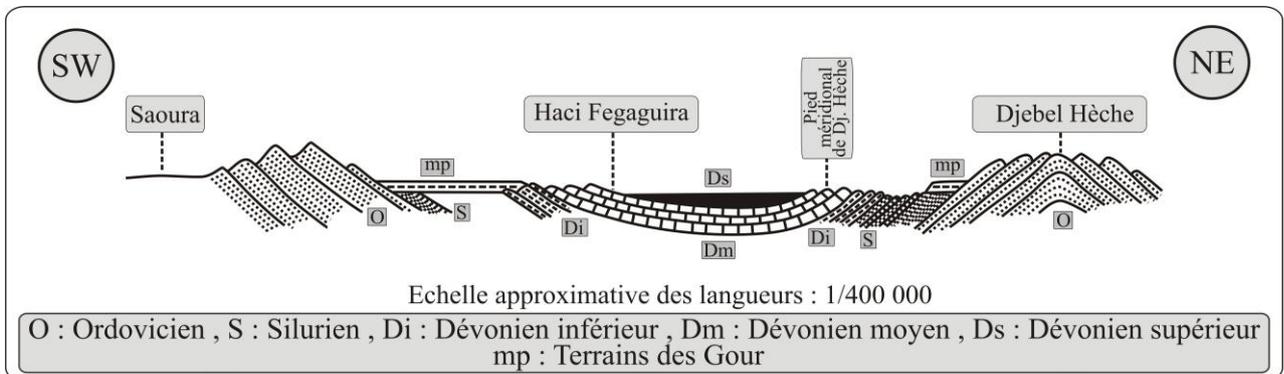


Figure 38 : Coupe du synclinal de Fégaguira ; in Gautier, 1902 (Modifiée)

A. La coupe de piedmont méridional de Djebel Hêche (Figure 39) :

A 40 km au WSW du village de Charouine et au piémont de Djebel Hêche (Figures 37 ; 38 ; 39 C), la coupe de la « Formation des argiles de Kahla » été levée dans la sebkha de Fégaguira sur le flanc SW du synclinal. Elle a pour coordonnées UTM :

N 28°. 52'. 50,29''

W 000°. 36'.52, 55''

Élévation : 290 m.

Cette coupe montre la succession lithostratigraphique des trois membres : (Figure 39)

1. Argiles à passées de grès en plaquettes et de calcaires silteux (300 m) :

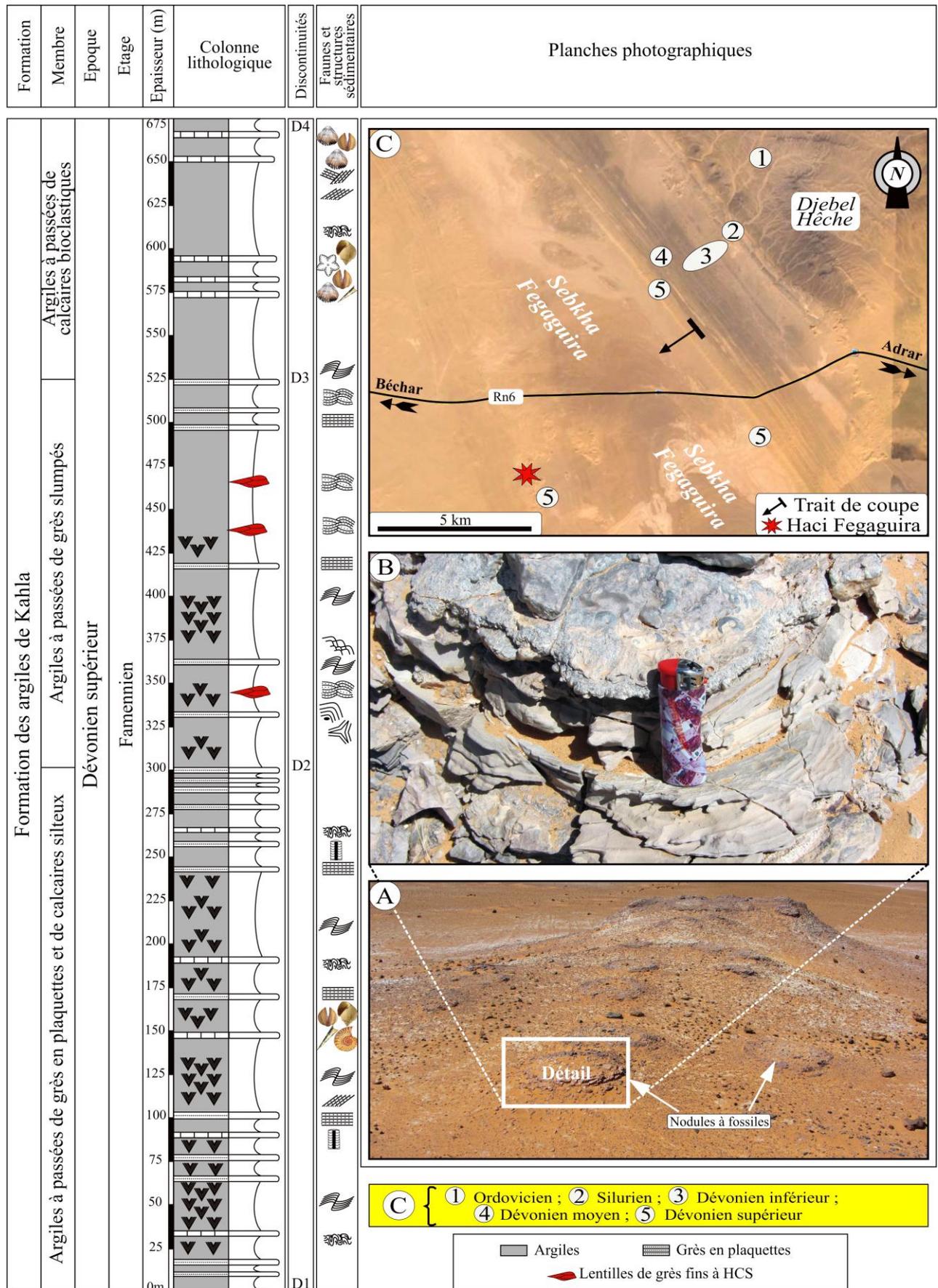
Il s'agit d'argiles schisteuses, feuilletées rougeâtres (lie-de-vin) à passées de grès en plaquettes et de quelques interlits parallèles de calcaires silteux. Les argiles montrent parfois des bivalves à tests minces (observés comme des filaments) et admettent de petits tertres (battes) d'extension très limitée (0,80 à 1 m) et haute de (0,20 à 0,50 m). Ces petites battes sont argileuses et composées par des «cône-in-cône», épais de(0,05 m. Les rares horizons de calcaires silteux d'ordre centimétrique (0,03 à 0,05 m) sont plus ou moins argileux et montrent des figures sédimentaires (laminations parallèles et obliques). Vers le haut de ce membre, on note la présence de nodules décimétriques (0,20 à 0,60 m) de calcaires argileux dispersés dans la masse argileuse (Figure 39 A). Ces nodules concentriques à pâte fine renferment à l'intérieur une abondante faunes d'ammonoïdes, de bivalves, de gastéropodes et d'orthocères (Figure 39 B). Les passées de grès en plaquettes sont fréquentes et deviennent parfois latéralement plus ou moins massives à stratifications parallèles.

2. Argiles à passées de grès slumpés (225 m) :

Ce membre est représenté par une alternance d'argiles pourprés, d'aspects schisteux riches en filaments et de niveaux slumpés centimétriques à décimétriques (0,10 à 0,15 m), rougeâtres, feuilletés de grès fins plus ou moins argileux. Ces niveaux à stratifications obliques sont légèrement bioclastiques et montrent à la surface basale une abondance de figures directionnelles (« flute cast », « grooves cast »), des figures d'impacts (« skip cast ») associées à des pistes. La masse argileuse admet aussi des passées de grès en plaquettes et quelques niveaux lenticulaires de grès fins à HCS.

3. Argiles à passées de calcaires bioclastiques (150 m) :

Il s'agit d'une masse rougeâtre d'argiles schisteuses admettant des niveaux lenticulaires durs de calcaires bioclastiques rougeâtres parfois grisâtres. Ces niveaux centimétriques (0,03 à 0,08 m) de calcaires renferment une riche faune naine de brachiopodes avec quelques bivalves, gastéropodes, orthocères et articles de crinoïdes formant ainsi une véritable lumachelle. Ce membre est coiffé par un niveau de calcaires silteux jaunâtres à laminations obliques et entrecroisées.



B. La coupe de Haci-Fégaguira (Figure 40) :

A 50 km au WSW du village de Charouine et à proximité du puits de Fégaguira (Figure 38), une portion de coupe a été levée dans la partie basale de la « Formation des argiles de Kahla ». Cette coupe a pour coordonnées UTM :

N 28°. 50'. 10,05''

W 001°. 40'. 00,24''

Élévation : 297 m.

La coupe montre la succession des membres suivants (Figure 40) :

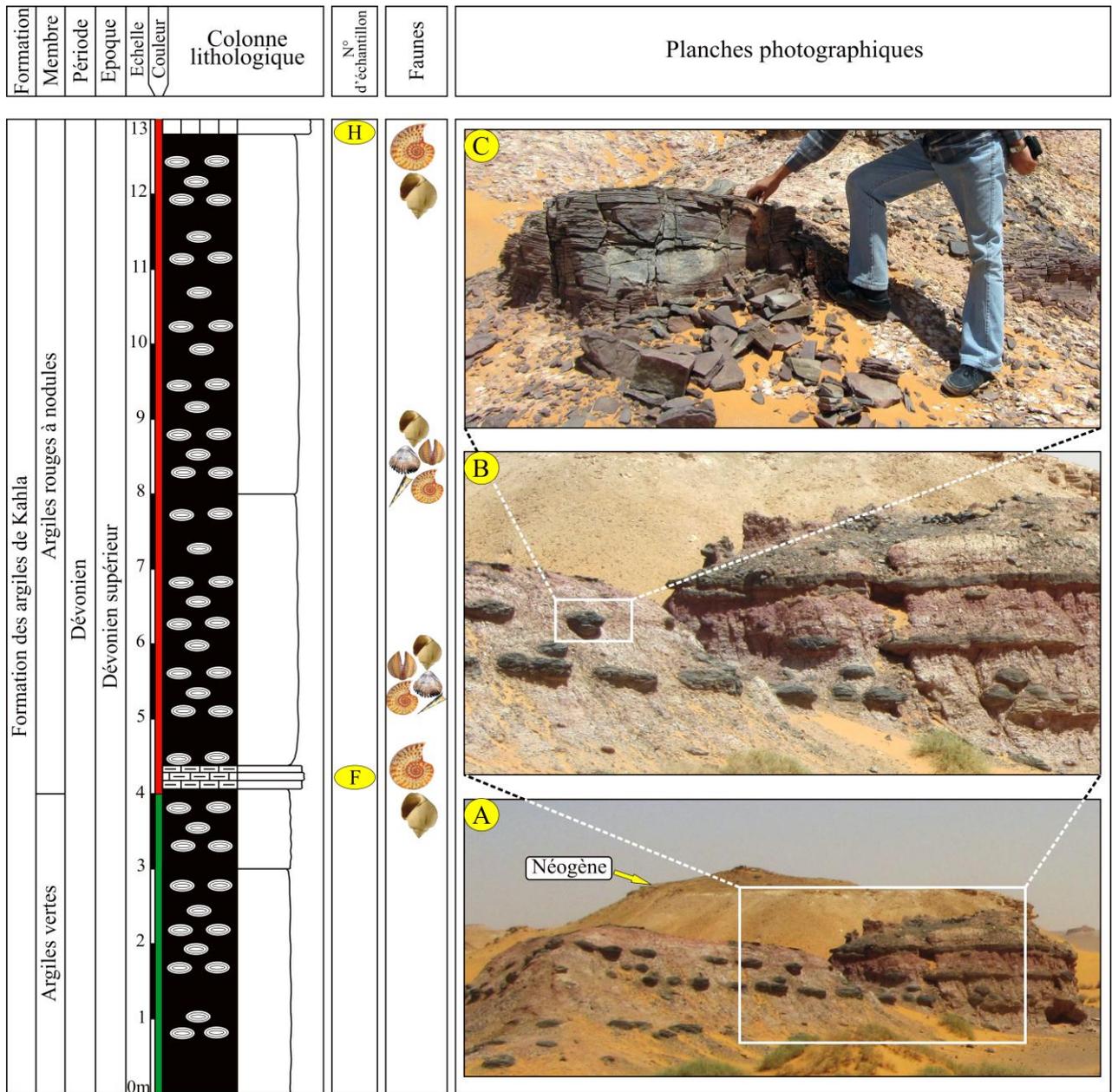
1. Les Argiles verte (4 m) :

Elles sont représentées à côté de puits de Fégaguira par une masse métrique (4 m) d'argiles verdâtres feuilletées et un niveau centimétrique (0,15 à 0,20 m) de calcaires bioclastiques clairs. Ce niveau centimétrique renferme une riche faune d'ammonoïdes calcitisées (lumachelles à ammonoïdes) de petite taille (0,5 à 2 cm).

2. Les Argiles rouge à nodules (9 m) :

Il s'agit d'argiles rougeâtres intercalées par des niveaux de calcaires lenticulaires noirâtres centimétriques à décimétriques. Ces niveaux calcaires discontinus et stratifiés passent parfois latéralement à des nodules décimétriques noirs (Figure 40 A,C). Les nodules à structure laminée sont caractérisés au centre par une riche faune d'ammonoïdes et quelques brachiopodes, orthocères, bivalves, gastéropodes et articles de crinoïdes. La masse argileuse est coiffée par un niveau noirâtre centimétrique riche en ammonoïdes.

La faune des ammonoïdes est représentée par les familles suivantes : *Sporadoceratidae* (*Erfoudites*), *Tornoceratidae* (*Tornoceras*, *Polonoceras*, *Falcitornoceras*, *Phoenixites*) *Cyrtoclymeniidae* (*Cyrtoclymenia*) (Planche 15).



A - Vue panoramique de la coupe ; B - détail de A ; C - Nodules décimétriques lenticulaires à abondance de faune au centre

Figure 40 : Succession lithostratigraphique de la coupe de Haci Fégaguira au Dévonien supérieur.

V. Attribution biostratigraphique :

V.I. Secteur de Ben-Zireg :

Les trois coupes (Coupe « I », Coupe « 2 », Coupe « III ») levées dans la Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg ont livré 10 niveaux fossilifères avec 09 familles d'ammonoïdes. Ces niveaux sont représentés comme suivant :

La coupe « I » avec les niveaux Z8, Z11, Z27, Z35, Z37. Elle regroupe les 9 familles (Cheiloceratidae, Tornoceratidae, Sporadoceratidae, Prionoceratidae, Goniacycleniidae, Cymaclymeniidae, Cyrtoclymeniidae, Kosmoclymeniidae, Clymeniidae).

La coupe « II » avec les niveaux Be1, Be2, Be45. Elle est représentée par 4 familles (Cheiloceratidae, Tornoceratidae, Cymaclymeniidae, Kosmoclymeniidae).

La coupe « III » avec les deux niveaux Oz1', Oz2' est représentée par une seule famille de Cheiloceratidae.

L'assemblage des ammonoïdes des 10 niveaux fossilifères dans les trois coupes nous a permis de définir la zone II du Famennien (Famennien inférieur), i.e. zone à *Cheiloceras* sp. et la zone VI du Famennien (Famennien terminal), i.e. zone à *Linguaclymenia similus*.

Les ammonoïdes de ces zones sont synthétisées dans la figure (Figure 41) et le tableau (Tableau 4).

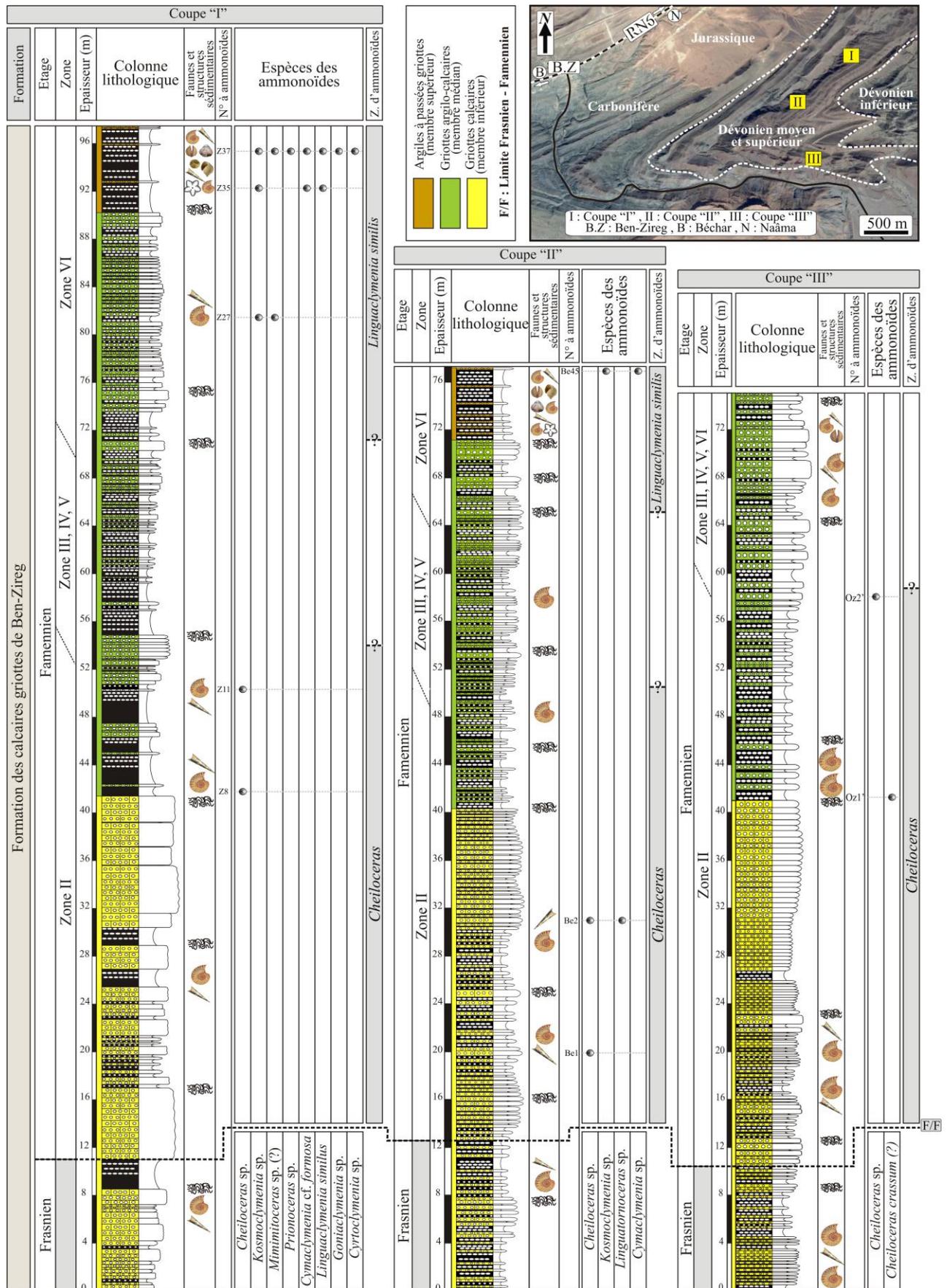


Figure 41 : Répartition des ammonioïdes dans la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg » (Coupe « I », Coupe « II », Coupe « III »)

Formation	Membre	Etage	Zone	Les ammonoïdes			Coupe	
				Familles	Genres	Espèces		
Calcaires griottes de Ben-Zireg	Argiles à passées griottes	Famennien	Zone VI	Kosmoclymeniidae	<i>Linguaclymenia</i>	<i>Linguaclymenia</i> cf. <i>similis</i>	Coupe «I»	
								<i>Linguaclymenia</i> sp.
					<i>Muessenbiaergia</i>	<i>Muessenbiaergia</i> sp.		
					<i>Kosmoclymenia</i>	<i>Kosmoclymenia</i> sp.		
				Clymeniidae	<i>Clymenia</i>	<i>Clymenia speciosa</i>		
				Cyrtoclymeniidae	<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.		
				Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia</i> cf. <i>formosa</i>		
						<i>Cymaclymenia</i> sp.		
	Goniacycleniidae		<i>Goniacyclenia</i>	<i>Goniacyclenia</i> sp.				
	Prionoceratidae		<i>Prionoceras</i>	<i>Prionoceras</i> sp.				
			<i>Mimimitoceras</i>	<i>Mimimitoceras</i> sp.				
	Sporadoceratidae		<i>Sporadoceras</i>	<i>Sporadoceras</i> sp.				
	Tornoceratidae		<i>Linguatornoceras</i>	<i>Linguatornoceras</i> sp.				
	Kosmoclymeniidae		<i>Muessenbiaergia</i>	<i>Muessenbiaergia</i> sp.				
			<i>Kosmoclymenia</i>	<i>Kosmoclymenia</i> sp.				
	Cymaclymeniidae		<i>Cymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia</i> sp.				
Sporadoceratidae	<i>Erfoudites</i>	<i>Erfoudites</i> sp.						
	<i>Sporadoceras</i>	<i>Sporadoceras</i> sp.						
		Zone II	Cheiloceratidae	<i>Cheiloceras</i>	<i>Cheiloceras</i> sp.			
Calcaires griottes de Ben-Zireg	Argiles à passées griottes	Famennien	Zone VI	Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia</i> sp.	Coupe «II»	
				Kosmoclymeniidae	<i>Kosmoclymenia</i>	<i>Kosmoclymenia</i> sp.		
				Cheiloceratidae	<i>Cheiloceras</i>	<i>Cheiloceras</i> sp.		
	Zone II		Tornoceratidae	<i>Linguatornoceras</i>	<i>Linguatornoceras</i> sp.			
			Cheiloceratidae	<i>Cheiloceras</i>	<i>Cheiloceras</i> sp.			
Calcaires griottes de Ben-Zireg	Griottes calcaires argilo-calcaires	Famennien	Zone II	Cheiloceratidae	<i>Cheiloceras</i>	<i>Cheiloceras crassum</i>	Coupe «III»	
						<i>Cheiloceras</i> sp.		

Tableau 4 : Les ammonoïdes dans la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg » au Dévonien supérieur (Coupe « I », Coupe « 2 », Coupe « III »)

V.II. Secteur d'Ougarta :

A. Coupe de Marhouma :

Les ammonoïdes dans la région de Marhouma sont représentées dans la « Formation de Cheffar El Ahmar » et la « Formation des argiles de Marhouma » (Figure 42).



Figure 42 : Les affleurements du Dévonien et la zonation du Dévonien supérieur dans la région de Marhouma (Image Google Earth)

La Formation Cheffar El Ahmar a livré deux niveaux fossilifères « F3 et F4 ». A partir des assemblages à ammonoïdes, nous avons pu définir les zones :

- Zone à *Koenenites* du Frasnien inférieur (ammonoid zonation, Becker *et al.*, 2012) ;
- Zone à *Beloceras* du Frasnien moyen (ammonoid zonation, Becker *et al.*, 2012).

La zonation est synthétisée dans la figure et le tableau suivant (Figure 43) (Tableau 5).

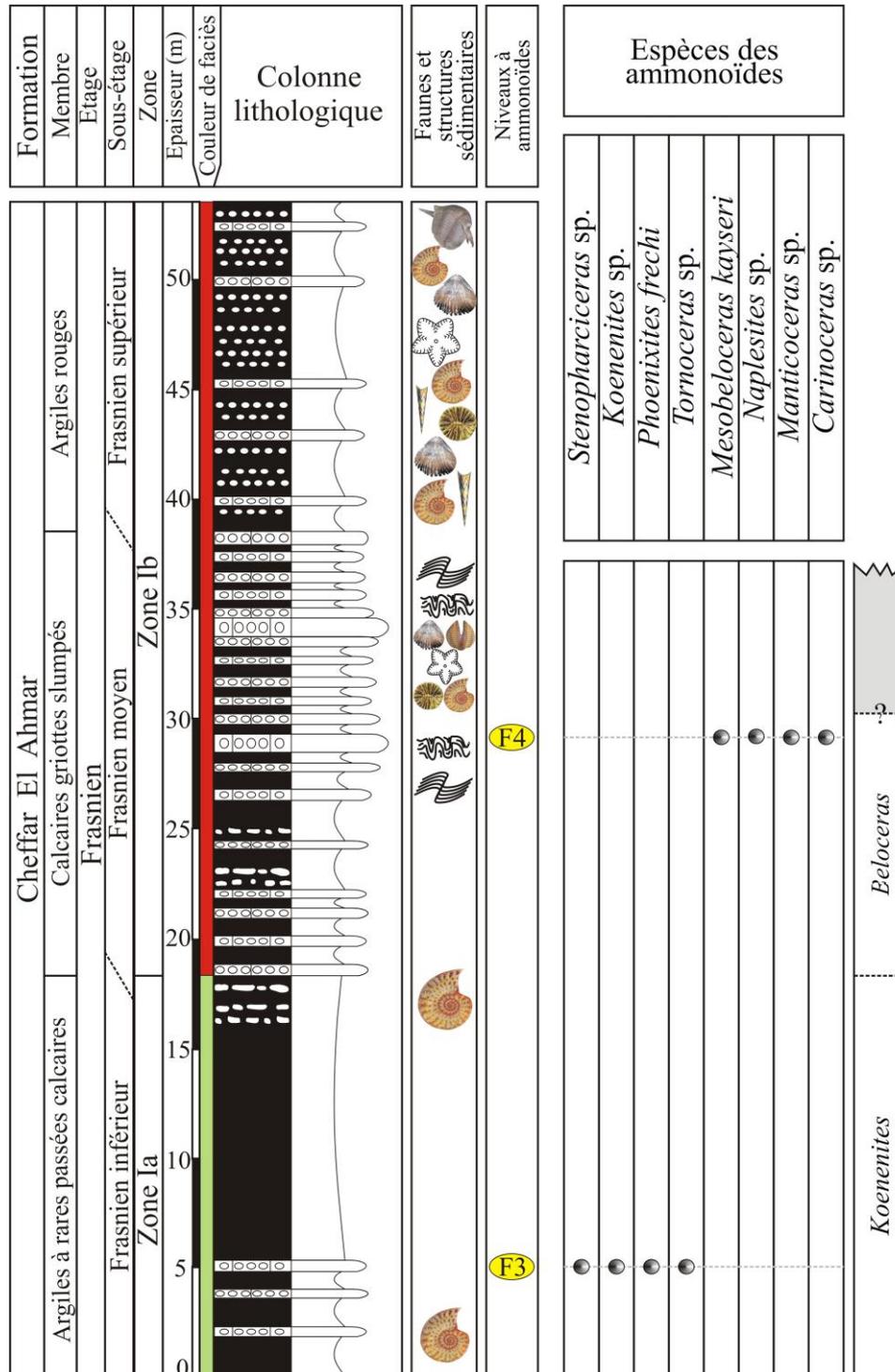


Figure 43 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation de Cheffar El Ahmar » (Coupe de Marhouma)

La Formation des argiles de Marhouma a livré 20 niveaux fossilifères dans les trois parties.

La partie basale « Argileuse » a livré quatre niveaux fossilifères (F4', F5, F5', F6). L'assemblage des ammonoïdes nous a permis de définir la zone II du Famennien, i.e. zone à *Cheiloceras*.

Les *Cheiloceras subpartitum* avec *Paratorleyoceras globosum* confirme le Famennien inférieur et la présence de *Planitornoceras euryomphalum* confirme le Famennien moyen (Becker *et al.*, 2002, 2013). Les trilobites et avec la présence de *Trimerocephalus (Trifoliops)* présent dans le niveau « F5' » confirme la zone II du Famennien.

La zonation à ammonoïdes est synthétisée dans la figure et le tableau suivant (Figure 44) (Tableau 5).

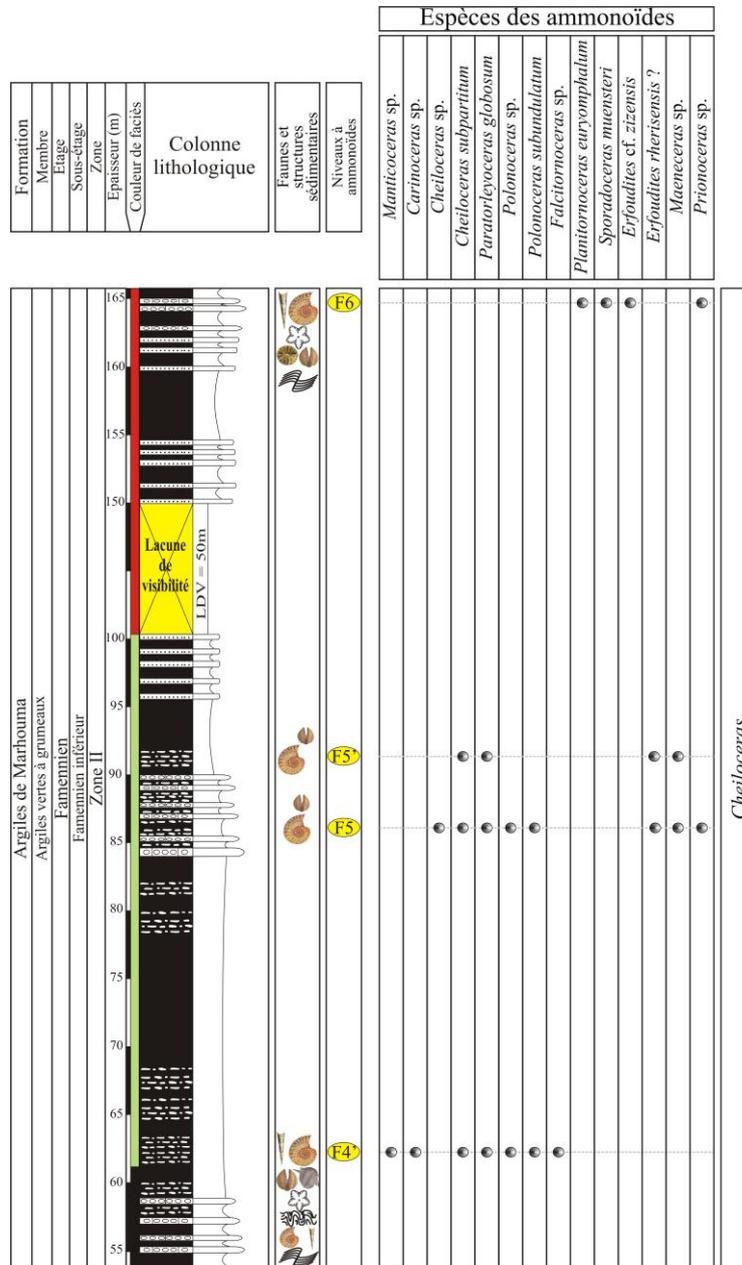


Figure 44 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » ; (Partie basale « Argileuse »), (Coupe de Marhouma)

La partie médiane « Argilo-calcaire » a livré 10 niveaux fossilifères (F6' à F14). A partir des assemblages à ammonoïdes, nous avons pu définir les zones suivantes :

- la zone III du Famennien, i.e. zone à *Planitornoceras euryomphalum* (Famennien moyen) ;
- la zone IV du Famennien, i.e. zone à *Platyclymenia annulata* (Famennien supérieur) ;
- la zone V du Famennien, i.e. zone à *Endosiphonites muensteri* et la zone à *Gonioclymenia subcarinata* (Famennien supérieur) ;
- la zone VI du Famennien, i.e. zone à *kalloclymenia* (*Wocklumeria* ?) ;

Les zonations à ammonoïdes sont synthétisées dans la figure et le tableau suivant (Figure 45) (Tableau 5).

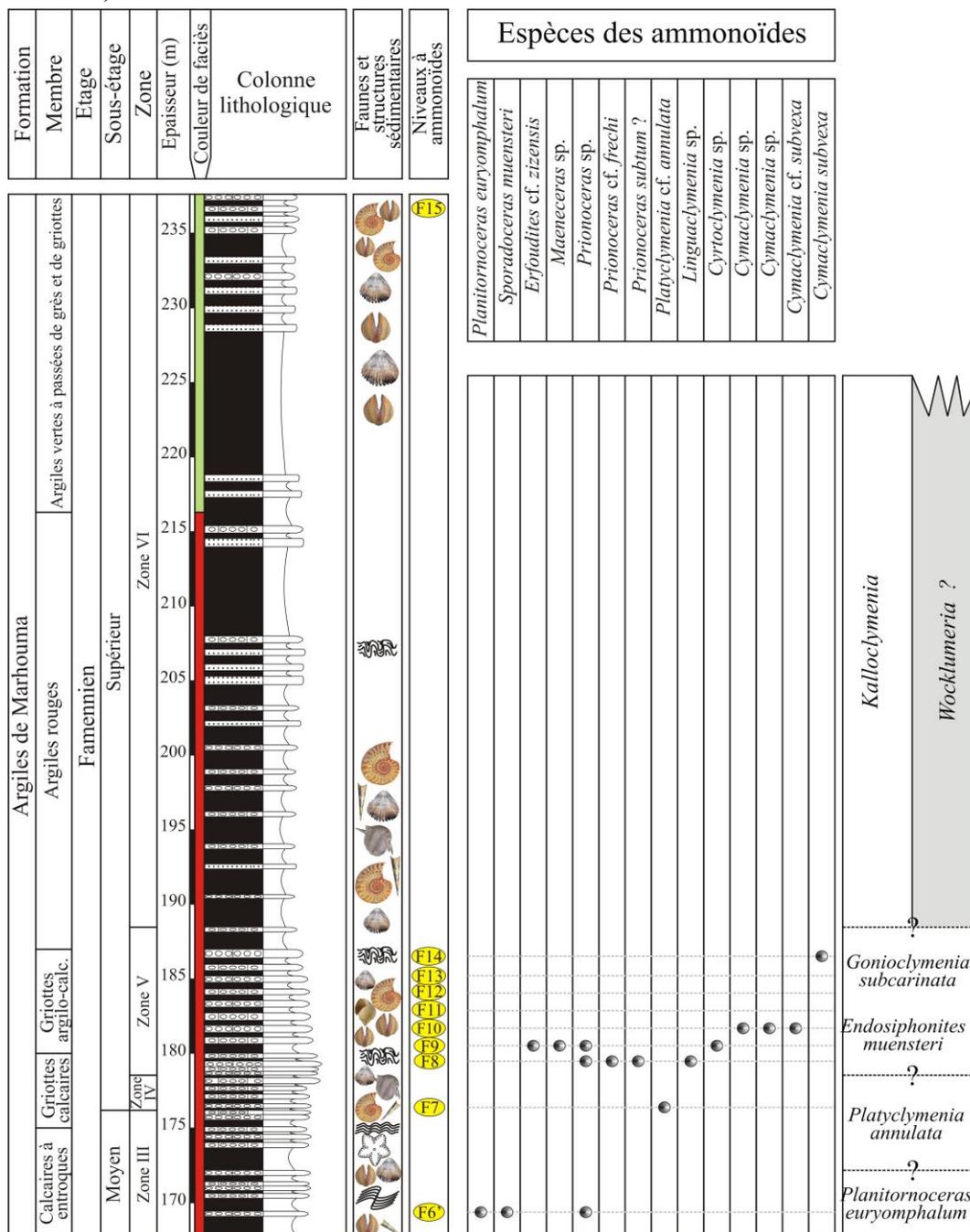


Figure 45 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » ; (Partie médiane « Argilo-calcaire »), (Coupe de Marhouma)

La partie sommitale « Argilo-gréseuse » a livré 7 niveaux fossilifères (F16 à F22). L'assemblage des ammonoïdes nous a permis de définir la zone à *Kalloclymenia subarmata* et la zone à *Linguaclymenia similis* du Famennien zone VI (Becker *et al.*, 2013), i.e. zone à *Wocklumeria*. La zonation des ammonoïdes est synthétisée dans la Figure 46 et le Tableau 5.

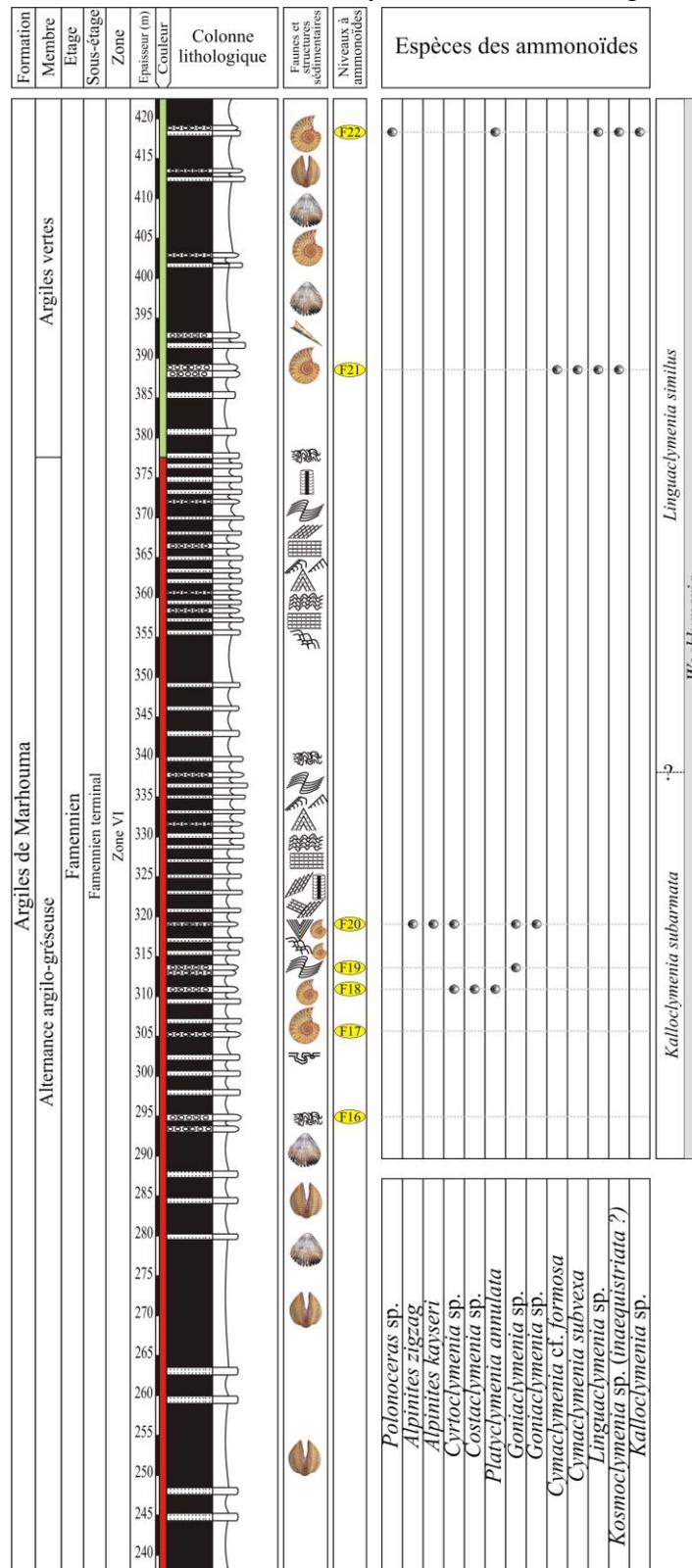


Figure 46 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » ; (Partie sommitale « Argilo-gréseuse »), (Coupe de Marhouma)

Formation	Argiles de Marhouma				S-Etage	Zone	Les ammonoïdes						
	Partie	Membre	Etage	Terminal			Familles	Genres	Espèces				
	Argilo-gréseuse	argiles vertes											
Cheffar El Ahmar	Argiles à rares passées calcaires griottes slumpés	Calcaires griottes slumpés	Frasnien	Moyen-sup.	Ib	Gephuroceratidae	<i>Carinoceras</i>	<i>Carinoceras</i> sp.					
							<i>Manticoceras</i>	<i>Manticoceras</i> sp.					
						Beloceratidae	<i>Naplesites</i>	<i>Naplesites</i> sp.					
							<i>Mesobeloceras</i>	<i>Mesobeloceras kayseri</i>					
						Tornoceratidae	<i>Phoenixites</i>	<i>Phoenixites frechi</i>					
							<i>Tornoceras</i>	<i>Tornoceras</i> sp.					
						Koenenitidae	<i>Koenenites</i>	<i>Koenenites</i> sp.					
						Pharciceratidae	<i>Stenopharciceras</i>	<i>Stenopharciceras</i> sp.					
						Argileuse	Argiles à grumeaux	Frasnien	Moyen	III	Sporadoceratidae	<i>Sporadoceras</i>	<i>Sporadoceras muensteri</i>
											Tornoceratidae	<i>Planitornoceras</i>	<i>Planitornoceras euryomphalum</i>
											Prionoceratidae	<i>Prionoceras</i>	<i>Prionoceras</i> sp.
											Sporadoceratidae	<i>Sporadoceras</i>	<i>Sporadoceras muensteri</i>
												<i>Maeneceras</i>	<i>Maeneceras</i> sp.
												<i>Erfoudites</i>	<i>Erfoudites rherisensis</i> ? <i>Erfoudites</i> cf. <i>zizensis</i>
	Tornoceratidae	<i>Planitornoceras</i>	<i>Planitornoceras euryomphalum</i>										
		<i>Falcitornoceras</i>	<i>Falcitornoceras</i> sp.										
		<i>Polonoceras</i>	<i>Polonoceras subundulatum</i> <i>Polonoceras</i> sp.										
	Cheiloceratidae	<i>Paratorleyoceras</i>	<i>Paratorleyoceras globosum</i> <i>Cheiloceras subpartitum</i> <i>Cheiloceras</i> sp.										
	Gephuroceratidae	<i>Carinoceras</i>	<i>Carinoceras</i> sp.										
		<i>Manticoceras</i>	<i>Manticoceras</i> sp.										
	Argilo-calcaires	Griottes calcaires	Famennien	Supérieur	IV	Sporadoceratidae	<i>Erfoudites</i>	<i>Erfoudites</i> cf. <i>zizensis</i>					
							<i>Maeneceras</i>	<i>Maeneceras</i> sp.					
						Prionoceratidae	<i>Prionoceras</i>	<i>Prionoceras</i> sp.					
						Kosmoclymeniidae	<i>Linguaclymenia</i>	<i>Linguaclymenia</i> sp.					
						Prionoceratidae	<i>Prionoceras</i>	<i>Prionoceras</i> cf. <i>frechi</i> <i>Prionoceras subtum</i> ?					
						Platyacymeniidae	<i>Platyacymenia</i>	<i>Platyacymenia</i> cf. <i>annulata</i>					
						Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia</i> cf. <i>subvexa</i> <i>Cymaclymenia</i> sp.					
							<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.					
							<i>Alpinites</i>	<i>Alpinites kayseri</i> <i>Alpinites zigzag</i>					
						Argilo-gréseuse	alternance argilo-gréseuse	Famennien	Terminal	VI	Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia</i> cf. <i>subvexa</i> <i>Cymaclymenia</i> sp.
	Cyrtoclymeniidae	<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.										
	Sporadoceratidae	<i>Erfoudites</i>	<i>Erfoudites</i> cf. <i>zizensis</i>										
		<i>Maeneceras</i>	<i>Maeneceras</i> sp.										
	Prionoceratidae	<i>Prionoceras</i>	<i>Prionoceras</i> sp.										
Kosmoclymeniidae	<i>Linguaclymenia</i>	<i>Linguaclymenia</i> sp.											
Prionoceratidae	<i>Prionoceras</i>	<i>Prionoceras</i> cf. <i>frechi</i> <i>Prionoceras subtum</i> ?											
Platyacymeniidae	<i>Platyacymenia</i>	<i>Platyacymenia</i> cf. <i>annulata</i>											
Sporadoceratidae	<i>Sporadoceras</i>	<i>Sporadoceras muensteri</i>											
Tornoceratidae	<i>Planitornoceras</i>	<i>Planitornoceras euryomphalum</i>											
Prionoceratidae	<i>Prionoceras</i>	<i>Prionoceras</i> sp.											
Argilo-gréseuse	argiles vertes	Famennien	Terminal	VI	Goniacymeniidae	<i>Kallocalymenia</i>	<i>Kallocalymenia</i> sp.						
					Kosmoclymeniidae	<i>Kosmoclymenia</i>	<i>Kosmoclymenia</i> sp. (<i>inaequistriata</i> ?)						
						<i>Linguaclymenia</i>	<i>Linguaclymenia</i> sp.						
					Platyacymeniidae	<i>Platyacymenia</i>	<i>Platyacymenia annulata</i>						
					Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia subvexa</i> <i>Cymaclymenia</i> cf. <i>formosa</i>						
						<i>Polonoceras</i>	<i>Polonoceras</i> sp.						
					Goniacymeniidae	<i>Goniacymenia</i>	<i>Goniacymenia</i> sp.						
					Platyacymeniidae	<i>Platyacymenia</i>	<i>Platyacymenia annulata</i>						
					Costacymeniidae	<i>Costacymenia</i>	<i>Costacymenia</i> sp.						
					Cyrtoclymeniidae	<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.						
Posttornoceratidae	<i>Alpinites</i>	<i>Alpinites kayseri</i> <i>Alpinites zigzag</i>											
		<i>Cymaclymenia</i> cf. <i>subvexa</i> <i>Cymaclymenia</i> sp.											

Tableau 5 : Les ammonoïdes dans la « Formation de Cheffar El Ahmar » et la « Formation des argiles de Marhouma » au Dévonien supérieur (Coupe de Marhouma)

B. Coupe de Ouarourout :

La Formation des argiles de Marhouma (Partie médiane « Argilo-calcaire ») a livré 14 niveaux fossilifères. A partir des assemblages à ammonoïdes, nous avons pu définir les zones suivantes : (1) de **On1** à **On7**, zone III du Famennien, i.e. zone à *Planitornoceras euryomphalum* ; de **On8** à **On12**, zone IV du Famennien, i.e. zone à *Platyclymenia annulata* ; de **On13** à **On14**, zone V du Famennien, i.e. zone à *Goniacyclymenia subcarinata*. Cette zonation est synthétisée dans la figure et le tableau suivant (Figure 47) (Tableau 6).

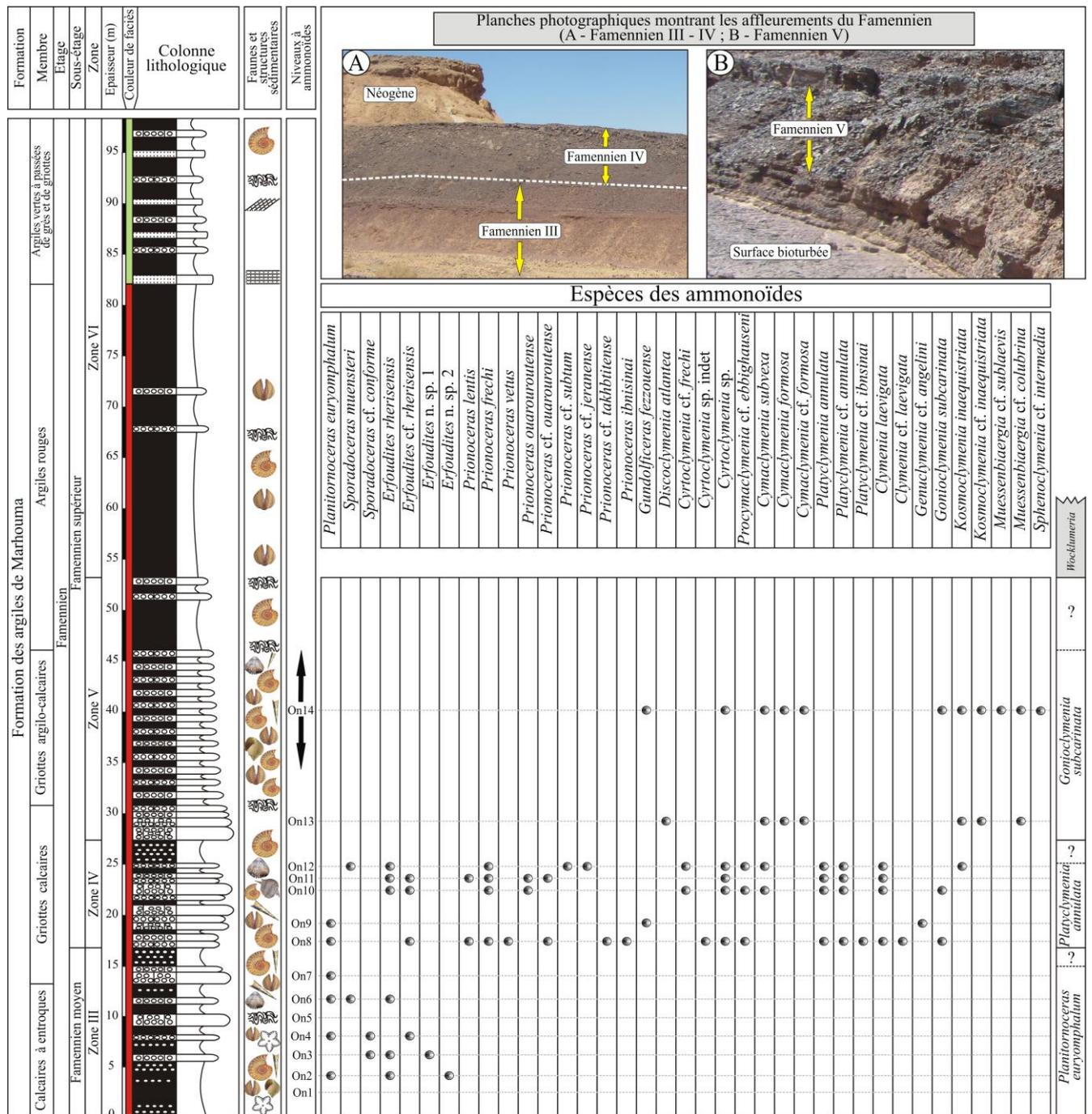


Figure 47 : Répartition des ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Partie médiane « Argilo-calcaire »), (Coupe de Ouarourout)

Formation	Membre	Partie	Etage	Zone	Les ammonoïdes		
					Familles	Genres	Espèces
Formation des argiles de Marhouma	Griottes argilo-calcaires	Partie médiane « Argilo-calcaire »	Famennien	Zone V	Sphenoclymeniidae	<i>Sphenoclymenia</i>	<i>Sphenoclymenia</i> cf. <i>intermedia</i>
					Kosmoclymeniidae	<i>Muessenbiaergia</i>	<i>Muessenbiaergia</i> cf. <i>colubrina</i>
						<i>Kosmoclymenia</i>	<i>Muessenbiaergia</i> cf. <i>sublaevis</i>
					Gonioclymeniidae	<i>Gonioclymenia</i>	<i>Kosmoclymenia</i> cf. <i>inaequistriata</i>
					Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Kosmoclymenia</i> <i>inaequistriata</i>
							<i>Gonioclymenia</i> <i>subcarinata</i>
				Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Gonioclymenia</i> cf. <i>formosa</i>	
				Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia</i> <i>formosa</i>	
				Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia</i> <i>subvexa</i>	
				Cyrtoclymeniidae	<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.	
				Tornoceratidae	<i>Gundolficeras</i>	<i>Gundolficeras</i> <i>fezzouense</i>	
				Griottes calcaires	Partie médiane « Argilo-calcaire »	Famennien	Zone IV
	Kosmoclymeniidae	<i>Kosmoclymenia</i>	<i>Kosmoclymenia</i> cf. <i>inaequistriata</i>				
		<i>Kosmoclymenia</i>	<i>Kosmoclymenia</i> <i>inaequistriata</i>				
	Gonioclymeniidae	<i>Gonioclymenia</i>	<i>Gonioclymenia</i> <i>subcarinata</i>				
	Clymeniidae	<i>Clymenia</i>	<i>Clymenia</i> sp.				
			<i>Clymenia</i> cf. <i>laevigata</i>				
	Clymeniidae	<i>Clymenia</i>	<i>Clymenia</i> <i>laevigata</i>				
	Platyclymeniidae	<i>Platyclymenia</i>	<i>Platyclymenia</i> cf. <i>ibnsinai</i>				
			<i>Platyclymenia</i> cf. <i>annulata</i>				
	Cymaclymeniidae	<i>Genuclymenia</i>	<i>Platyclymenia</i> <i>annulata</i>				
		<i>Cymaclymenia</i>	<i>Genuclymenia</i> cf. <i>angelini</i>				
	Cymaclymeniidae	<i>Cymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia</i> cf. <i>formosa</i>				
			<i>Cymaclymenia</i> <i>formosa</i>				
	Cymaclymeniidae	<i>Procymaclymenia</i>	<i>Cymaclymenia</i> <i>subvexa</i>				
	Cyrtoclymeniidae	<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Procymaclymenia</i> cf. <i>ebbighauseni</i>				
	Calcaires à entroques	Partie médiane « Argilo-calcaire »	Famennien	Zone III	Cyrtoclymeniidae	<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.
					Cyrtoclymeniidae	<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Cyrtoclymenia</i> sp. <i>indet</i>
<i>Cyrtoclymenia</i> cf. <i>frechi</i>							
Posttornoceratidae					<i>Discoclymenia</i>	<i>Discoclymenia</i> <i>atlantea</i>	
Prionoceratidae					<i>Prionoceras</i>	<i>Prionoceras</i> cf. <i>ibnsinai</i>	
						<i>Prionoceras</i> cf. <i>takhbtitense</i>	
				<i>Prionoceras</i> cf. <i>jeranense</i>			
				<i>Prionoceras</i> cf. <i>subtum</i>			
				<i>Prionoceras</i> cf. <i>ouarouroutense</i>			
				<i>Prionoceras</i> <i>ouarouroutense</i>			
Sporadoceratidae				<i>Erfoudites</i>	<i>Prionoceras</i> <i>vetus</i>		
					<i>Prionoceras</i> <i>frechi</i>		
Sporadoceratidae	<i>Sporadoceras</i>	<i>Prionoceras</i> <i>lentis</i>					
		<i>Erfoudites</i> cf. <i>rherisensis</i>					
Tornoceratidae	<i>Gundolficeras</i>	<i>Erfoudites</i> <i>rherisensis</i>					
		<i>Gundolficeras</i> <i>fezzouense</i>					
Sporadoceratidae	<i>Planitornoceras</i>	<i>Planitornoceras</i> <i>euryomphalum</i>					
		<i>Erfoudites</i> sp. 2					
	<i>Erfoudites</i>	<i>Erfoudites</i> sp. 1					
		<i>Erfoudites</i> cf. <i>rherisensis</i>					
Sporadoceratidae	<i>Sporadoceras</i>	<i>Erfoudites</i> <i>rherisensis</i>					
		<i>Sporadoceras</i> cf. <i>conforme</i>					
Tornoceratidae	<i>Planitornoceras</i>	<i>Sporadoceras</i> <i>muensteri</i>					
Tornoceratidae	<i>Planitornoceras</i>	<i>Planitornoceras</i> <i>euryomphalum</i>					

Tableau 6 : Les ammonoïdes dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Partie médiane « Argilo-calcaires ») au Dévonien supérieur (Coupe de Ouarourout)

V.III. Secteur de Gourara :

A. Coupe de Charouine :

La Formation des argiles de Kahla a livré 4 niveaux fossilifères (X2 à X5) regroupant 8 familles (Sporadoceratidae, Prionoceratidae, Platyclymeniidae, Clymeniidae, Cyrtoclymeniidae, Hexaclymeniidae, Costaclymeniidae, Goniaclymeniidae).

L'assemblage des ammonoïdes nous a permis de définir la zone IV du Famennien, i.e. zone à *Platyclymenia annulata*. Les ammonoïdes de cette zone sont synthétisées dans la figure (Figure 48) et le tableau (Tableau 7).

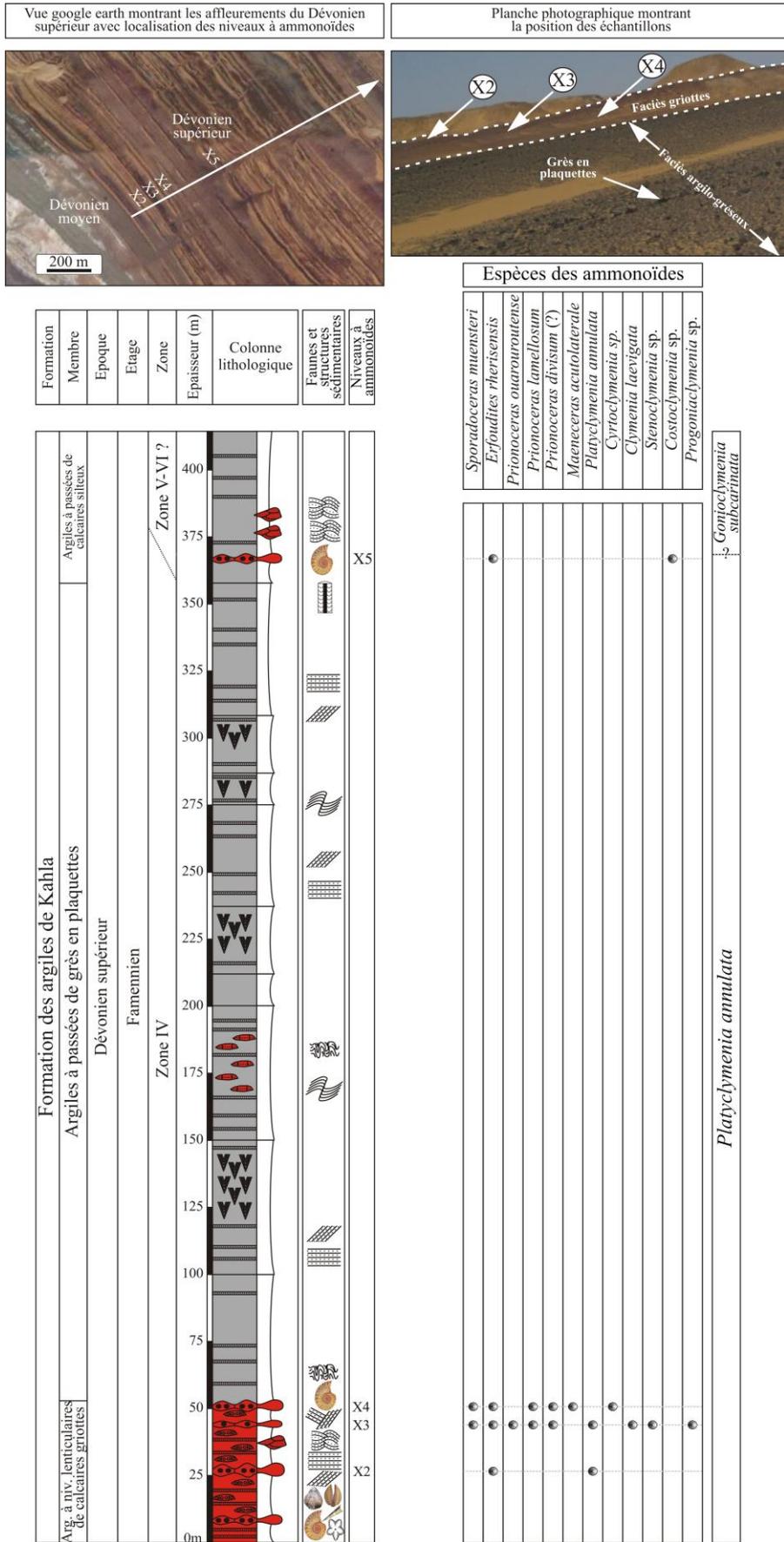


Figure 48 : Répartition des ammonioïdes dans le membre inférieur des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes de la Formation des argiles de Kahla (Coupe de Charouine)

Formation	Membre	Etage	Zone	Les ammonoïdes		
				Familles	Genres	Espèces
Formation des argiles de Kahla	Ar. à passées de grès en plaquettes	Famennien	Zone V-VI ?	Goniacycleniidae	<i>Goniacyclenia</i>	<i>Goniacyclenia</i> sp.
				Costacycleniidae	<i>Costacyclenia</i>	<i>Costacyclenia</i> sp.
			Sporadoceratidae	<i>Erfoudites</i>	<i>Erfoudites rherisensis</i>	
			Zone IV	Costacycleniidae	<i>Costacyclenia</i>	<i>Costacyclenia</i> sp.
				Hexacycleniidae	<i>Progoniacyclenia</i>	<i>Progoniacyclenia</i> sp.
				Cyrtoclymeniidae	<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.
				Clymeniidae	<i>Clymenia</i>	<i>Clymenia</i> cf. <i>laevigata</i>
						<i>Clymenia laevigata</i>
				Platyclymeniidae	<i>Stenoclymenia</i>	<i>Stenoclymenia</i> sp.
					<i>Platyclymenia</i>	<i>Platyclymenia</i> cf. <i>annulata</i>
				Prionoceratidae	<i>Prionoceras</i>	<i>Prionoceras ouarouroutense</i>
						<i>Prionoceras divisum</i> (?)
						<i>Prionoceras lamellosum</i>
			Sporadoceratidae	<i>Maeneceras</i>	<i>Maeneceras acutolaterale</i>	
				<i>Erfoudites</i>	<i>Erfoudites</i> cf. <i>rherisensis</i>	
<i>Erfoudites rherisensis</i>						
<i>Sporadoceras</i>	<i>Sporadoceras muensteri</i>					

Tableau 7 : Les ammonoïdes dans les argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes de la « Formation des argiles de Kahla » au Dévonien supérieur (Coupe de Charouine)

B. Coupe de Haci Fégaguira :

La base de la Formation des argiles de Kahla a livré 2 niveaux fossilifères (F, H). Ces niveaux rassemblent 3 familles (Sporadoceratidae, Tornoceratidae, Cyrtoclymeniidae).

L'assemblage des ammonoïdes nous a permis de définir la zone II du Famennien avec *Phoenixites frechi* Zone (UD II.A), *Cheiloceras subpartitum* (UD II.C) ou *Paratorleyoceras globulosum* (UD II.D). Les ammonoïdes de cette zone sont synthétisées dans la figure (Figure 49) et le tableau (Tableau 8).

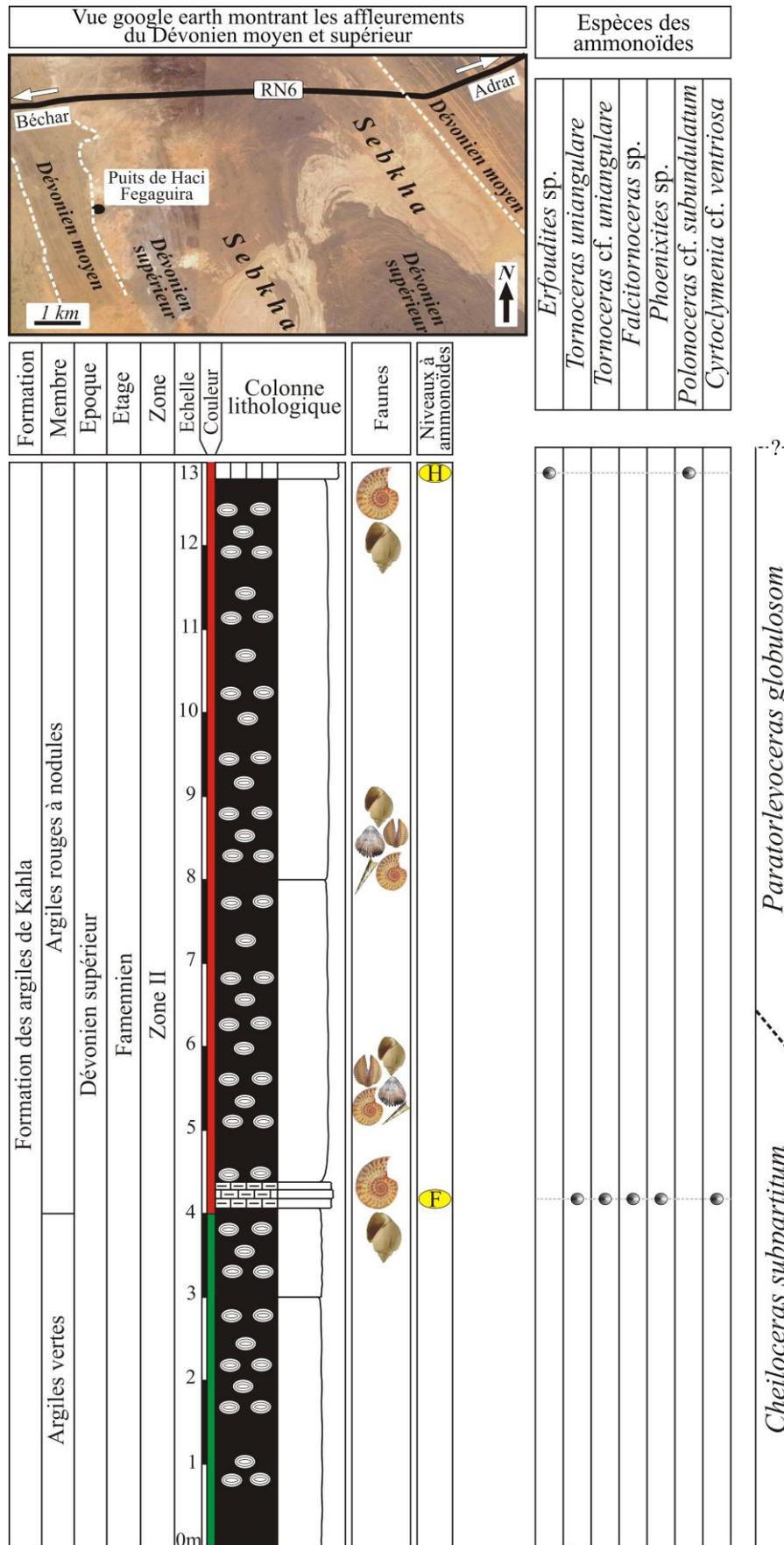


Figure 49 : Répartition des ammonoïdes dans le membre supérieur des argiles rouges du Famennien à la base de la « Formation des argiles de Kahla » (Coupe de Haci Fégaguira)

Formation	Membre	Etage	Zone	Les ammonoïdes		
				Familles	Genres	Espèces
Argiles de Kahla	Argiles rouges à nodules	Famennien	Zone II	Cyrtoclymeniidae	<i>Cyrtoclymenia</i>	<i>Cyrtoclymenia</i> cf. <i>ventriosa</i>
				Sporadoceratidae	<i>Erfoudites</i>	<i>Erfoudites</i> sp.
				Tornoceratidae	<i>Phoenixites</i>	<i>Phoenixites</i> sp.
					<i>Falcitornoceras</i>	<i>Falcitornoceras</i> sp.
					<i>Polonoceras</i>	<i>Polonoceras</i> cf. <i>subundulatum</i>
					<i>Tornoceras</i>	<i>Tornoceras uniangulare</i>
<i>Tornoceras</i> cf. <i>uniangulare</i>						

Tableau 8 : Les ammonoïdes dans le membre supérieur des argiles rouges à la base de la « Formation des argiles de Kahla » au Dévonien supérieur (Coupe de Haci Fégaguira)

VI. Conclusion :

Dans le Sahara Nord Ouest de l'Algérie, neuf (9) coupes lithostratigraphiques fond l'objet de présent travail. Les affleurements attribués au Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien) dans ces coupes sont organisés en plusieurs formations selon les secteurs en :

- Dans la région de Ben-Zireg (Bassin de Béchar) au Nord Ouest, le Dévonien supérieur est représenté en totalité par des faciès rouges noduleux de type griottes dans la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg » ;
- A environ 250 km au Sud, dans la Saoura, cette période est représentée successivement dans la « Formation de Cheffar El Ahmar », la « Formation des argiles de Marhouma » et la « Formation des grès de Ouarourout ». Elle est caractérisée par une sédimentation à dominance argilo-gréseuse avec des intervalles carbonatés marqués par le développement des faciès condensés noduleux de type griottes.
- Plus au SE, dans la région de Gourara, le Dévonien supérieur est marqué par une série à prédominance de faciès silici-clastiques.

La succession ainsi que leur évolution verticale des terrains sédimentaires dévoniens sont contrôlés par des paléo environnements changeant dans l'espace et dans le temps, dus probablement en partie à des instabilités tectoniques et des fluctuations du niveau marin lors de l'orogénèse varisque.

Les épaisseurs des séries du Dévonien supérieur sont variables selon les bassins. Elles sont relativement réduites dans le Nord par rapport au Sud. Cette variation est peut être liée soit aux variations eustatiques soit aux contrôles des phénomènes tectoniques (jeux de failles, subsidences, soulèvements du fonds, etc....).

Chapitre « 2 » Sédimentologie

Chapitre « 2 » : Sédimentologie

I. Introduction :

Un faciès sédimentaire (Gressley, 1838 ; Middleton, 1973 ; Reading, 1996 ; Flügel, 2010) est défini par des caractéristiques spécifiques qui correspondent à l'ensemble des caractères lithologique et biologique (couleur, texture, nature lithologique, structures sédimentaires, stratonomie, contenu biologique et ichnologie), complétés par une analyse des sections polies ou microscopique à l'aide de lames minces (microfaciès).

Le faciès sédimentaire renseigne sur les conditions hydrodynamiques et physico-chimiques qui ont prévalu lors du dépôt, parfois complété par les données biotiques (température, salinité, énergie, oxygénation, etc...).

La relation latérale et ou verticale des faciès a conduit à la loi de Walther (1895) qui tente de retrouver les liens génétiques entre les faciès latéraux et leurs enchaînements verticaux. L'association de faciès (Collinson, 1969) est un regroupement de faciès liés génétiquement et est caractéristique d'un environnement sédimentaire. De telles associations furent dénommées, en fonction de leurs caractéristiques environnementales : séquences de faciès ou faciès succession (Walker, 1990).

II. Faciès et environnement :

A. Introduction :

Les faciès et associations de faciès sont caractéristiques des conditions hydrodynamiques et de leurs environnements génétiques.

Au cours du Dévonien supérieur, les environnements de dépôts dans les différents bassins de sédimentations étaient les sièges des sédimentations :

- Plus calcaires dans le bassin de Béchar (Ben-Zireg) ;
- Mixte (argilo-gréso-carbonatée) à dominance (silici-clastiques) dans la Saoura ;
- Particulièrement silici-clastique à rares intervalles carbonatés dans le Gourara.

B. Les environnements sédimentaires :

B.1. Les milieux de plates-formes :

Ce sont des zones marines, éclairées, situées entre le rebord du talus continental et la ligne de rivage. Les subdivisions de cette plateforme sont nombreuses (Reading, 1986). La profondeur est comprise entre quelques dizaines et quelques centaines de mètres.

Les alternances marno-calcaires furent étudiées par divers auteurs (Jenkyns, 1974 ; Munneck & Samtleben, 1996).

Ces alternances (souvent fossilifères) caractérisent la sédimentation de la partie médiane à distale voire bassin. Elles sont souvent caractérisées par la fréquence de la bioturbation.

B.1.1. Les plates-formes siliciclastiques à influence de tempêtes :

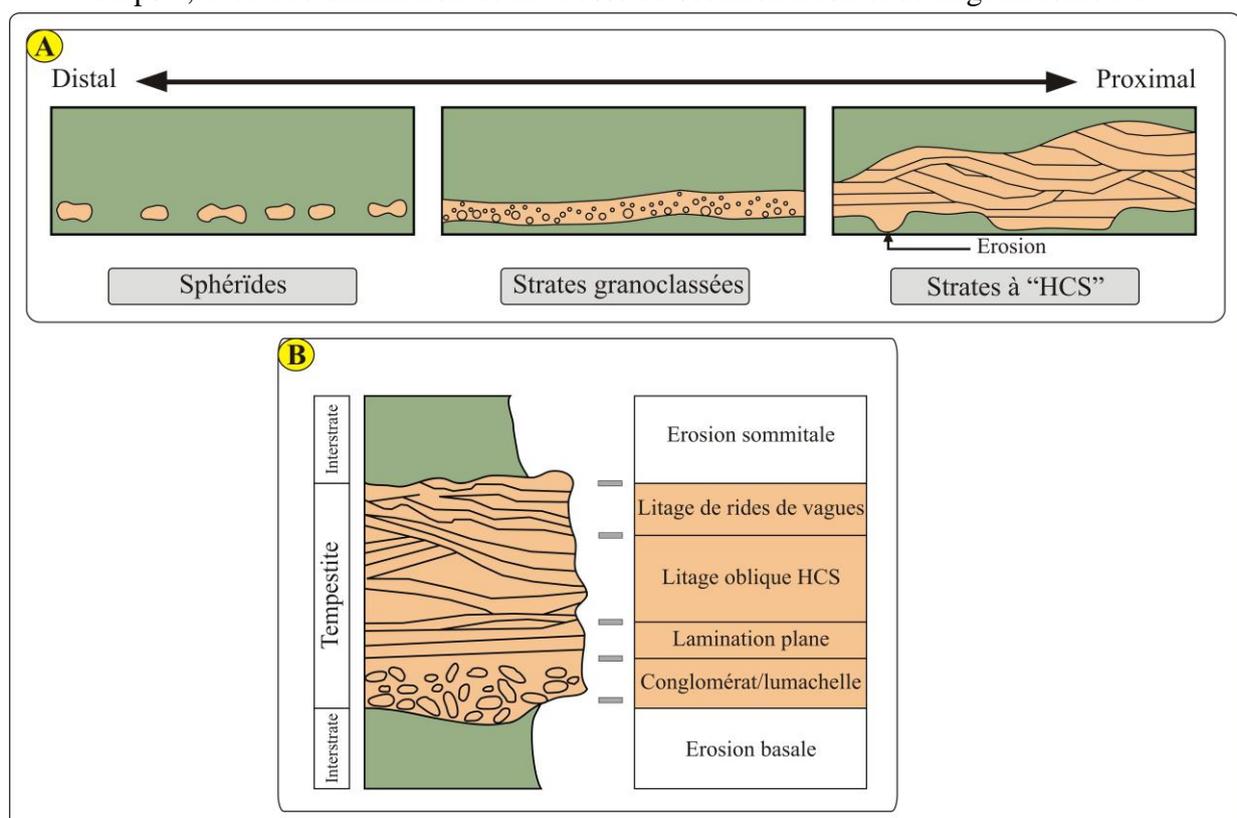
Elle est caractérisée par une sédimentation silici-clastique (alternance des argiles et de grès) modelés par les effets des vagues de beau temps et de tempêtes.

Les tempestites :

Les tempestites correspondent à des dépôts événementiels de tempêtes (Aigner & Reineck, 1982). Elles se développent sur des plates formes ouvertes soumises à des tempêtes, au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes (ZAVT ou «*Storm Wave Base*»); leurs occurrences vers le rivage, au-dessus de la zone d'action des vagues de beau temps (ZAVBT ou «*Fair Weather Wave Base*»), est souvent neutralisé par les effets des houles et des vagues normales. Chaque séquence montre une évolution verticale, sur quelques cm à quelques dm (séquence idéale de tempestite) (Figure 1) et des variantes latérales en fonction des conditions hydrodynamiques et les irrégularités topographiques sous-marines.

La séquence de type « tempestite » (Aigner & Reineck, 1982 ; Seilacher, 1982 ; Seilacher & Aigner, 1991) montre de bas en haut les termes suivants :

- Une surface irrégulière à la base (érosion) témoignant de l'augmentation brutale de la vitesse des vagues ;
- Un premier dépôt grossier très souvent constitué de coquilles et galets ;
- Un sable avec des laminations planes parallèles, passant vers le haut à des laminations obliques en mamelons (HCS), puis des laminations horizontales et enfin des rides de vagues ;
- Des sédiments plus fins, souvent bioturbés correspondant à la sédimentation de « beau temps », avec une diminution de la vitesse de sédimentation et de la granulométrie.



A- Position relative des trois principaux faciès des tempestites au sein d'un épandage sableux (la source d'alimentation n'est pas nécessairement le littoral: il peut s'agir de barres sous-aquatiques ou même de dépôts de tempêtes antérieures. L'évolution distal - proximal ne s'effectue donc pas nécessairement par rapport à la côte) ;

B- Séquence élémentaire à l'échelle de la strate pour le type de tempestite idéale.

Figure 1 : Les principaux faciès des tempestites (Seilacher, 1982 ; Aigner, 1982 ; Cheel & Leckie, 1993)

Sur les plates-formes, les vagues (surtout de tempêtes) en interactions avec les apports sédimentaires, vont contrôler la sédimentation (au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes). Les sédiments sont souvent représentés par des argiles intercalées de sables ou encore des boues (marnes) avec des passées calcaires. Les sédiments sont souvent redistribués par les vagues de tempêtes et transportés par les écoulements et les courants de turbidité (Figure 2) vers l'offshore.

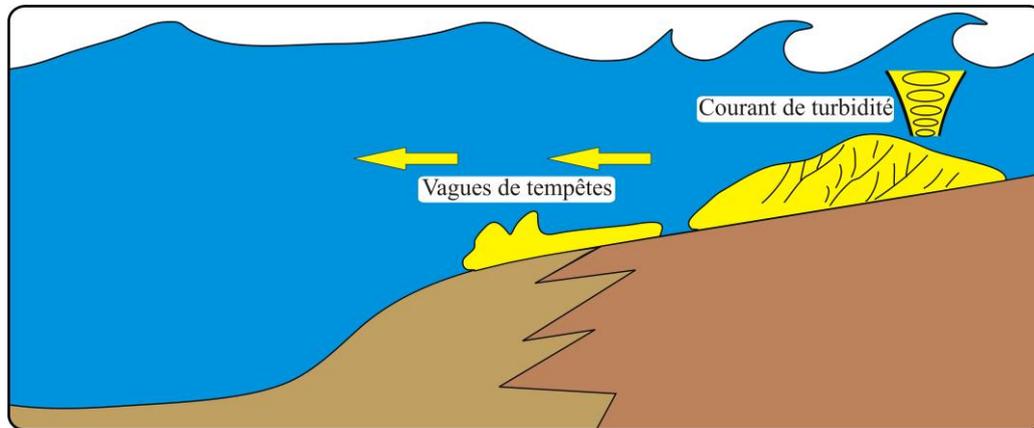


Figure 2 : Modèle de dépôt sur les plates-formes : transport des débris en début par des tempêtes et redistribution par des écoulements turbiditiques (Mangano & Buatois, 1996)

Plusieurs modèles sont proposés pour la subdivision des plates-formes siliciclastiques (Reading, 1986). Dans la présente étude, nous avons adopté la subdivision proposée par Reading & Collinson (1996), basée sur l'action des vagues, des tempêtes et des marées, donnant les zones suivantes (Figure 3).

a. Foreshore (= Estran) (Figure 3) :

Le *foreshore* est une zone côtière, de quelques mètres, située entre la marée haute et la marée basse. Cette zone est caractérisée par la fréquence de structures d'érosion-remplissage de chenaux et des structures bidimensionnelles (de type *herring bone*), *flasers bedding*, taraudages, empâtements stromatolithiques, la fréquence de surfaces de réactivations, et parfois les litages obliques en creux «*Swaley Cross Stratification*» (SCS).

b. Shoreface (= Avant plage) (Figure 3) :

Cette zone de faible profondeur (quelques mètres) est comprise entre la limite d'action des marées basses et des vagues de beau-temps (*fair weather wave base*). Elle est le siège de dynamique de déblaiement et de remblaiement pendant les tempêtes. Sa partie supérieure est caractérisée par la présence de multiples structures sédimentaires telles que les laminations horizontales, les laminations de rides de vagues, les laminations obliques de faible angle, les litages obliques en mamelons «*Hummocky Cross Stratification*» (HCS).

c. Offshore transition (Zone de transition shoreface-offshore) (Figure 3) :

L'*Offshore transition* (équivalente à l'offshore supérieur au sens de Guillocheau *et al.*, 1983) correspond à une zone de transition qui reflète une mobilité de la limite d'action des vagues de tempêtes en fonction du degré de turbulence de la tempête. Cette zone est dominée par une sédimentation boueuse (décantation en périodes calmes) et par des structures de tempêtes typiques (HCS et SCS).

d. Offshore (= Large) (Figure 3) :

Cette zone représente la partie la plus externe de la plate-forme (*outer shelf*), située au-dessous de la limite des vagues de tempêtes, et dominée par la décantation des sédiments en suspension et les apports par les courants de retour (rip-currents) et les courants turbides déclenchés par les tempêtes.

Dans cette zone les dépôts sont caractérisés par des sédiments fins (argiles et silts) et une vitesse de sédimentation rapide avec ou sans laminations horizontales (pélagites et hémipélagites).

Certains auteurs (Guillocheau *et al.*, 1983 ; Plint *et al.*, 1992) subdivisent l'offshore en deux parties ; offshore supérieur (= zone de transition) et l'offshore inférieur.

- L'**offshore supérieur** est une zone qui serait équivalente à la zone de transition shoreface-offshore.
- L'**offshore inférieur** est le domaine situé sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes et la limite de la zone photique ; il est le siège d'une sédimentation en eaux calmes.

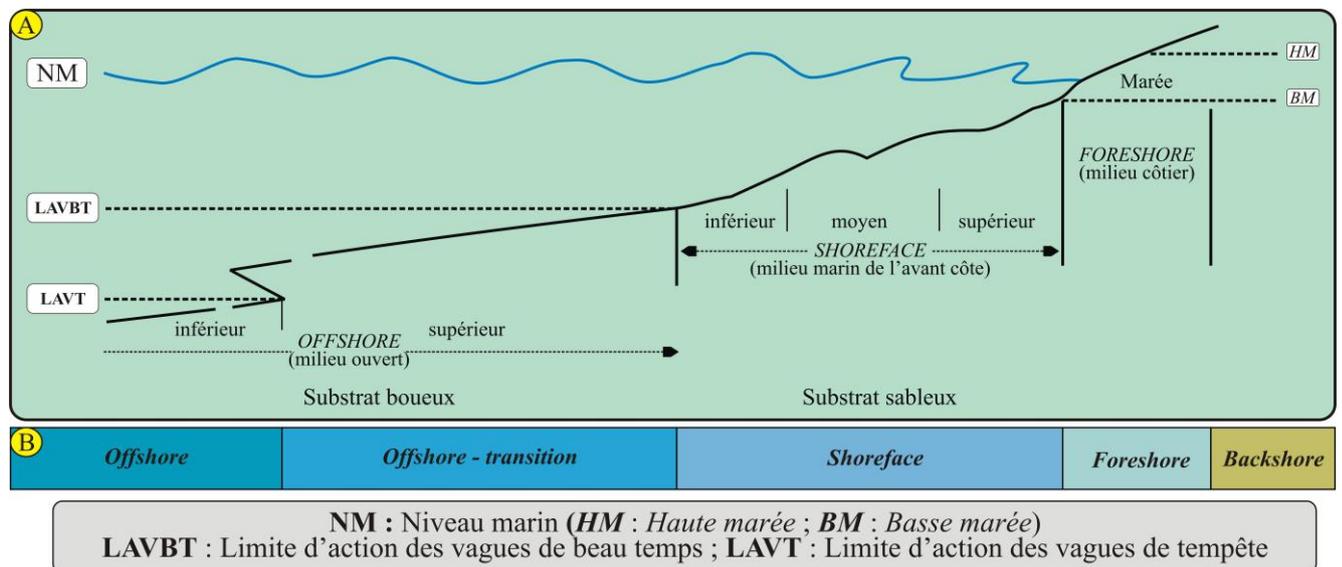
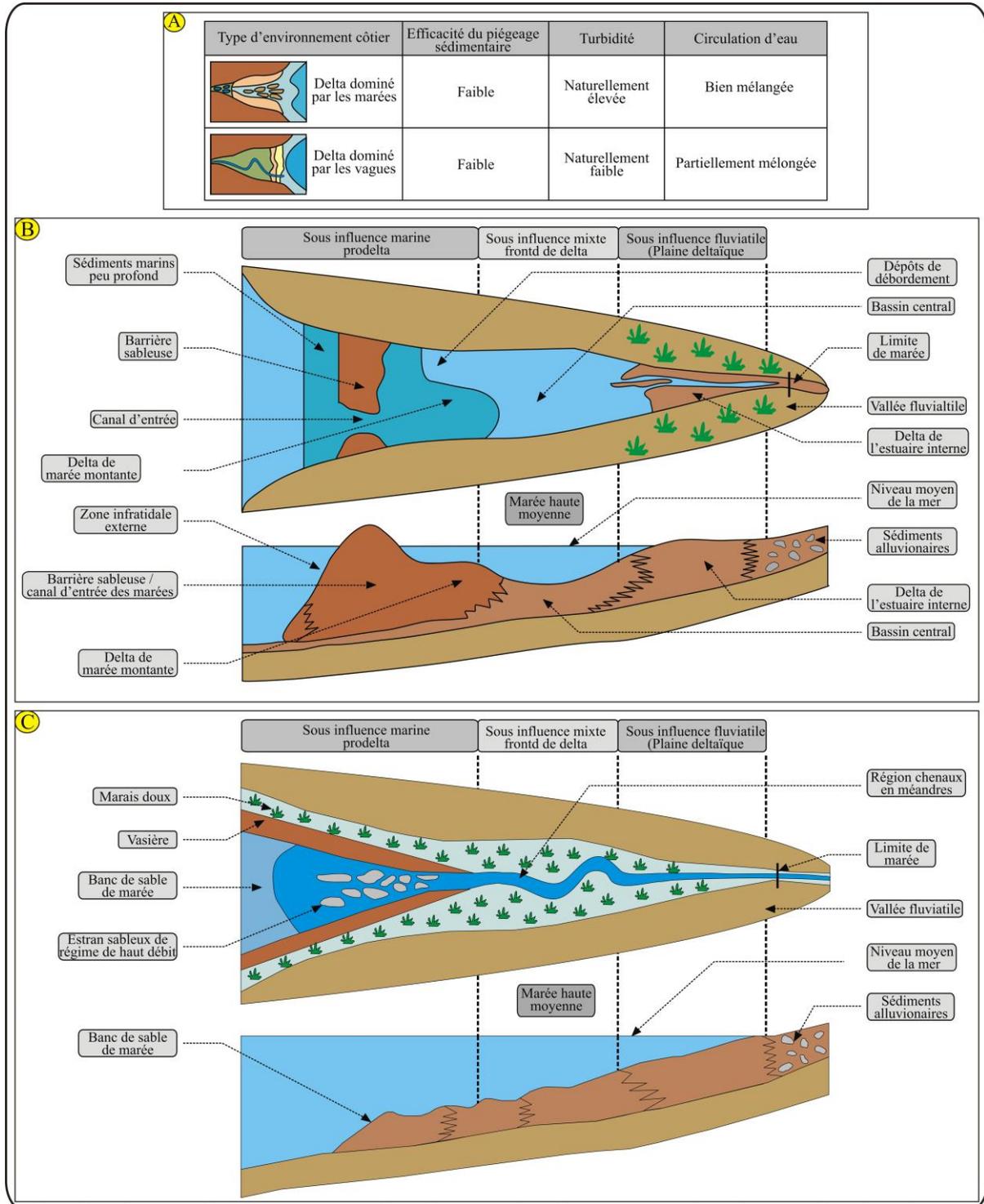


Figure 3 : Profil de la plate-forme (nomenclature en fonction de l'hydrodynamisme, subdivision (A) de Guillocheau *et al.*, 1983, Plint *et al.*, 1992, et la subdivision (B) de Komar, 1976 ; Bourgeois & Leithold, 1984 ; Reading & Collinson, 1996)

B.1.2. Les plates-formes détritiques à appareil deltaïques (Figure 4) :

Les plate-formes siliciclastiques à appareil deltaïque est un domaine côtier où l'agitation de l'eau est importante (haute énergie). C'est un environnement généralement très peu profond entre le domaine continental et le domaine marin peu profond et/ou profond. Il est caractérisé par des influences marines qui se traduisent par la présence de traces d'activités d'organismes marins et des influences continentales par des apports terrigènes (sables et argiles). Les dépôts détritiques terrigènes et les dépôts fluvio-marins deltaïques sont les principaux édificateurs de corps sédimentaires variés : chenaux fluviaux, chenaux de marées, cordons littoraux, etc....

Dans ce cas de détritiques terrigènes sur la plate-forme qui se recouvre en partie avec le domaine côtier infratidal et s'étend jusqu'au rebord du plateau continental, se déposent des sables et des argiles sous contrôle de paramètres autocycliques et allocycliques, en séquences sédimentaires élémentaires de 15 à 70 m structurées en mégaséquence qui peut atteindre quelques centaines à quelques milliers de mètres sous contrôle tectono-eustatiques.



A - Les caractéristiques des environnements sédimentaires côtiers de type delta
 B - Vue en plan et en coupe montrant les différentes parties d'un appareil deltaïque dominé par les vagues
 C - Vue en plan et en coupe montrant les différentes parties d'un appareil deltaïque dominé par les marées

Figure 4 : Zonation et dynamique sédimentaire d'un système deltaïque (Allen, 1984 ; 1985)

B.1.3. Les plates-formes carbonatées de type rampe (Figure 5) :

Un système de rampe (Ahr, 1973 ; Wilson, 1975) ou rampe homoclinale de Read (1982), correspond à une plateforme carbonatée à faible pente (moins de 1°) caractérisée par l'absence de construction récifale qui maintient la morphologie en rampe, mais quelques monticules de boue peuvent exister. Les classifications, en fonction des marées et des vagues, ont permis de distinguer plusieurs types (Read, 1985 ; Gawthorpe, 1986 ; Burchette & Wright, 1992).

Généralement, la subdivision d'une rampe distingue trois zones :

a. Rampe proximale (interne) (Figure 5) :

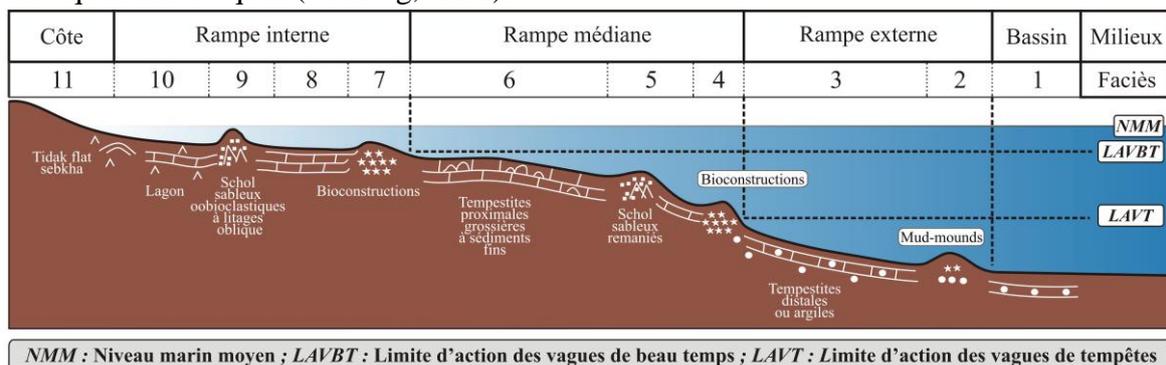
Zone de faible bathymétrie située au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps, caractérisée par un hydrodynamisme plus important. Celui-ci est traduit par la rareté voire l'absence de boue, et la quasi-totalité des dépôts sont représentés par des sédiments packstones et/ou grainstones. Le tri sélectif des bioclastes et allochèmes s'enregistre toujours mais il est moins prononcé en raison de la position proximale de la zone de dépôt.

b. Rampe médiane (intermédiaire) (Figure 5) :

La rampe médiane, avec une profondeur de quelques dizaines de mètres, est localisée entre la limite d'action des vagues de beau temps (LAVBT) et celle des vagues de tempêtes (LAVT). Elle est caractérisée par des sédiments souvent remaniés par les tempêtes. Elle comporte les couches gradées (tempestites et HCS). On peut y distinguer la partie proximale de celle distale par le degré d'amalgamation des tempestites (Aigner, 1984).

c. Rampe distale (externe) (Figure 5) :

Cette zone est située sous la limite d'action des vagues de tempêtes. Les seules manifestations hydrodynamiques étant l'enregistrement sporadique des tempêtes, la boue est très abondante. Ce milieu représente une importante zone de dépôt des sédiments exportés depuis la plate-forme formant des cliniformes, et peut développer parfois des épisodes suboxiques à anoxiques (Reading, 1996).



1, 2, 3 : rampe externe sous "LAVT" avec un faible hydrodynamisme

- 1- Environnement bassin avec une sédimentation pélagique (boues à organismes planctoniques) ;
- 2- Bioconstructions formant des Mud-mounds ;
- 3- Sédimentation argileuse à dominance des organismes benthiques avec des intercalations de tempestites et bioturbation courante ;

4, 5, 6 : rampe médiane entre "LAVBT" et "LAVT"

- 4- Bioconstructions à faunes bien diversifiées ;
- 5- Sédimentation souvent remaniée par les tempêtes à abondance des niveaux gréseux oobioclastiques à stratifications entrecroisées ;
- 6- Sédimentation généralement remaniée par les tempêtes avec des structures de HCS et une texture packstone ;

7, 8, 9, 10, 11 : rampe interne à sédimentation soumise par l'action des vagues

- 7- Bioconstructions avec des barrières récifales ;
- 8- Sédimentation soumise par les actions des vagues ;
- 9- Sédimentation dominée par des bancs sableux oobioclastiques ;
- 10- Dépôts de lagon ou de plage (beach rocks) ;
- 11- Dépôts des évaporites sous un climat aride ;

Figure 5 : Zonation et distribution des faciès de rampe carbonatée (Wilson, 1975)

B.2. Les milieux bassins (Figure 6) :

Ce sont des environnements situés en dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes et de la zone euphotique. Ces environnements, et avec des profondeurs variant de quelques centaines de mètres à plusieurs milliers, regroupent les faciès hémipélagiques c'est-à-dire qui enregistrent à la fois l'influence pélagique et des apports depuis les zones proximales. Ils sont constitués essentiellement par des dépôts de boues pélagiques argileuses, siliceuses ou carbonatées (mudstones et wackestones).

Les faciès typiques de ces milieux sont aussi bien pélagiques que benthiques. Les organismes sont particulièrement pélagiques (des goniatites et des ostracodes) avec de rares formes benthiques de bivalves, de brachiopodes, de trilobites aveugles et des entroques.

En fonction de certains caractères biologiques Elmi *et al.* (1984) ensuite Ouali Mehadji *et al.* (2012) ont distingué :

B.2.1. Les bassins de type ombilic :

Il s'agit d'un bassin sédimentaire profond très étroit et de forme allongée. Il est caractérisé par la dominance de faciès argileux, pélitiques, fin et l'abondance de faunes naines pyriteuses. Cette faune est représentée par des formes pélagiques et benthiques de petite taille indiquant un milieu réducteur ouvert.

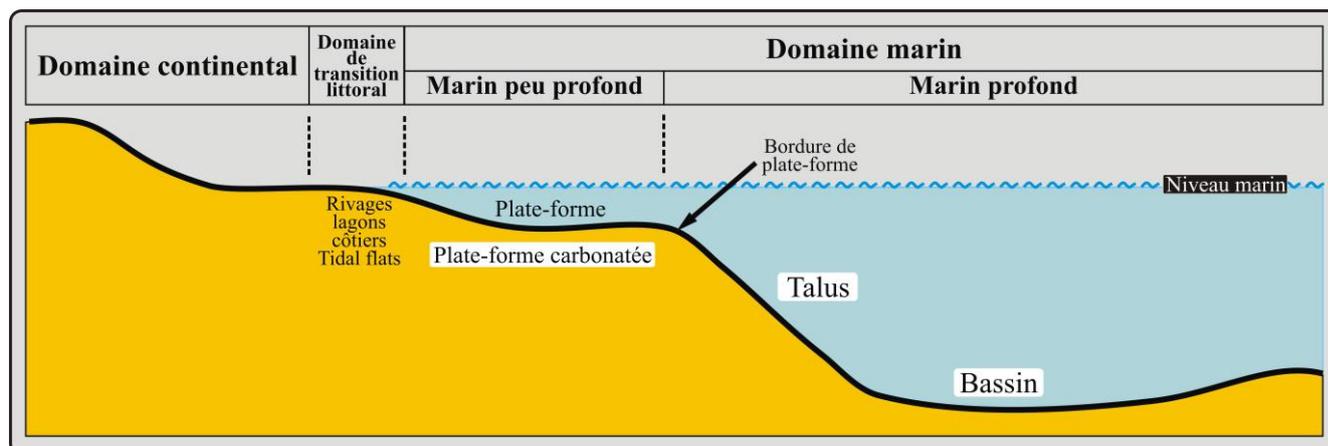


Figure 6 : Les environnements de dépôts marins (Flügel, 2004)

B.2.2. Les bassins de type sillon (turbidites et hémipélagites) :

Ces bassins profonds sont caractérisés par une sédimentation mixte (silici-clastique et carbonatée) avec la présence particulière de faciès turbiditiques.

Les séquences de faciès de type turbidite correspondent à des dépôts d'écoulements turbiditiques définis par Bouma (1962). Le travail de Shanmugam (2000) trace toute la chronologie des travaux liés aux faciès turbiditiques et des variantes observées aussi bien dans l'actuel que dans les enregistrements fossiles.

Les Turbidites : Les faciès turbiditiques sont représentés par :

a. Faciès de turbidites proximales (haute densité s.s.) :

Généralement, ce sont des séquences turbiditiques constituées par les termes inférieurs de Bouma (1962) (Ta-Tb) et à la variante proposée par Lowe (1982) (Figure 7). Les turbidites proximales sont grossières et dominées par les écoulements de débris et les sables grossiers de la partie proximale des lobes turbiditiques.

b. Faciès de turbidites distales (basse densité s.s.) :

Les turbidites distales sont dominées par les faciès fins (Tc-Td-Te) de Bouma (1962). Les termes (Tc, Td, Te) de la séquence de turbidite classique de ce dernier correspondent aux termes (de T0 à T8) de Stow & Shanmugam (1980) (Figure 7).

B.3. Les milieux de pente (Figure 6) :

Il s'agit d'environnements sédimentaires fortement instables (pente) et agités. Ces milieux sont caractérisés par la fréquence des glissements et ou arrachements le long d'une pente à déclivité prononcée et ne permettant pas une accumulation épaisse sans instabilité gravitaire. La forte réduction de l'épaisseur et la fréquence des indices de glissement sont les principaux caractères.

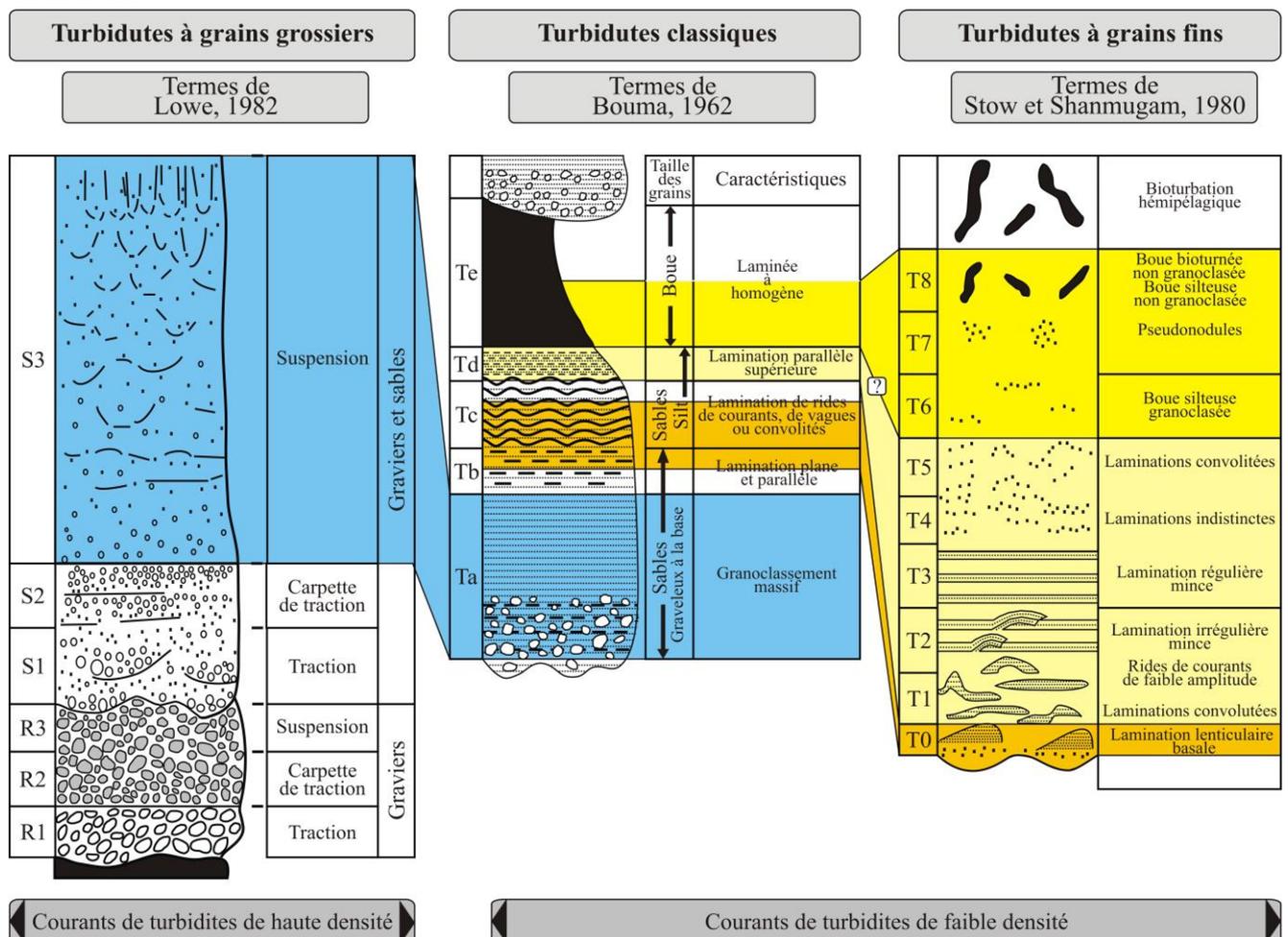


Figure 7 : Séquence de dépôt d'une turbidite proximale (haute densité s.s.) suivant le modèle de Lowe (1982) et d'une turbidite distale (faible densité s.s.) suivant les modèles de Bouma (1962) et Stow & Shanmugam (1980)

III. Faciès et interprétation :

A. Introduction :

Depuis la mission Challenger (1872-1874), le principe d'uniformitarisme (les faciès anciens se sont formés dans les mêmes circonstances que les faciès actuels) se trouve au cœur des interprétations sédimentologiques et sédimentaires.

Le microfaciès, au sens de Brown (1943) et Cuvillier (1952), est lié aux aspects pétrographiques et paléontologiques étudiés à partir des lames minces. Flügel (2010, p. 1) accorde à ce terme la signification actuelle largement acceptée telle « l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques décrits et classés à partir de lames minces, de sections polies, films d'acétates (peels) ou des échantillons de roches ».

L'analyse microfaciologique est directement liée aux interprétations génétiques des calcaires. En outre, ces investigations ne devraient pas servir uniquement aux aspects descriptifs et de classements des faciès mais aussi aux phénomènes diagénétiques et aux aspects appliqués de l'analyse des bassins sédimentaires et de la géologie appliquée aux carbonates (Flügel, 2010).

Les successions de faciès obéissent à une logique qui est celle du continuum sédimentaire et chaque dépôt est confronté à ses faciès « voisins » auxquels il se trouve lié génétiquement. Ces séquences de faciès traduisent des variations autocycliques et allocycliques élaborés dans les différents modèles de dépôts (séquences modèles).

B. Notion de faciès et de microfaciès :

Le terme « faciès » est introduit en XVII^{ème} siècle, utilisé ensuite plus largement avec des sens diversifiés dans les études de la géologie sédimentologique. Le faciès, expression latine signifiant aspect qui est introduit par (Teichert, 1958). C'est à Gressly (1838) qu'on doit la notion moderne du faciès désignant l'aspect de chaque groupement de roches contemporaines. Haug (1903) a défini le faciès comme un ensemble des caractères lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (biofaciès) d'un dépôt.

Le faciès est l'aspect sédimentaire d'une entité lithologique, sans égard à son âge, c'est le *lithofaciès* (Termier & Termier, 1960). Dans un lithofaciès, on peut avoir le *physiofaciès*, relatif aux « aspects physiques du milieu », et le *biofaciès* relatif aux « aspects biologiques du milieu ».

Ce terme « faciès » correspond à un ensemble des caractères pétrographiques et paléontologiques définissant un dépôt ou une roche (George, 1970).

Selley (1970) définit le faciès selon les cinq paramètres suivants: la géométrie, la lithologie, le contenu paléontologique, les structures sédimentaires et le type du paléocourant. Actuellement, ce terme a perdu beaucoup de sa signification originale. Ainsi, il est utilisé pour exprimer la forme, l'aspect et les conditions de dépôt (Cramez, 1990).

Le terme « microfaciès » a été créé en 1943 par Brown. La définition précise du microfaciès est proposée par Cuvillier en 1952, pour désigner l'ensemble de particularités minéralogiques observées sous le microscope optique. Parfois, le microfaciès caractérise un aspect de la roche qui n'est pas nécessairement celui de son faciès (Cuvillier 1952 ; Bignot, 1972). Par conséquent, les microfaciès sont fréquemment beaucoup plus diversifiés que les faciès, car leurs caractères sont à la fois plus nombreux et plus éloquents (Bignot, 1972). De ce fait, un microfaciès englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et

paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (Flügel, 1982). Les lames minces permettent ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagénétiques des faciès, permettant une interprétation précise des milieux de dépôts.

C. Description et interprétation des faciès :

Les analyses sédimentologiques ainsi que les caractères lithologiques des coupes dans les formations du Dévonien supérieur ont permis de mettre en évidence, dans les secteurs explorés, 18 faciès et 15 sous-faciès, répondant à des processus de dépôts bien distincts. Ces faciès « élémentaires » sont regroupés dans trois principaux pôles faciologiques (Tableau 1).

Pôle faciologique	Les différents types de faciès et sous faciès			code de faciès	
	Faciès		Sous-faciès		
Détritrique	I	Argiles rouges et/ou vertes		—	F1
		Argiles noires		—	F2
		Argiles à grumeaux		—	F3
	II	Grès massifs		—	F4
		Grès en plaquettes		—	F5
		Grès à "HCS"		—	F6
		Grès à laminations horizontales et convolutées	F7	Grès à laminations convolutées	F7-b
				Grès à laminations horizontales	F7-a
		Grès à laminations obliques		—	F8
		Grès à laminations entrecroisées		—	F9
	Grès bioclastiques		—	F10	
III	Conglomérats		—	F11	
Carbonaté	Calcaires entroquitiques	F12	Mudstone à crinoïdes	F12-a	
			Packstone à crinoïdes	F12-b	
			Grainstone à crinoïdes	F12-c	
	Calcaires à ooïdes et à encroûtements stromatolithiques	F13	Calcaires à encroûtements stromatolithiques	F13-a	
			Calcaires à ooïdes	F13-b	
	Calcaires à filaments		—	F14	
	Calcaires à brachiopodes	F15	Calcaires lenticulaires à brachiopodes	F15-a	
			Calcaires compacts à brachiopodes	F15-b	
	Calcaires noduleux "griottes"	F16	Mudstone - wackestone à tentaculites	F16-a	
			Packstone - grainstone à tentaculites	F16-b	
			Mudstone - wackestone à ostracodes	F16-c	
Packstone à ostracodes			F16-d		
Mudstone microbréchiq			F16-e		
Wackestone - packstone à céphalopodes		F16-f			
Calcaires silteux		—	F17		
Chaotique	Flots de débris "debris flow" et olistolithes		—	F18	

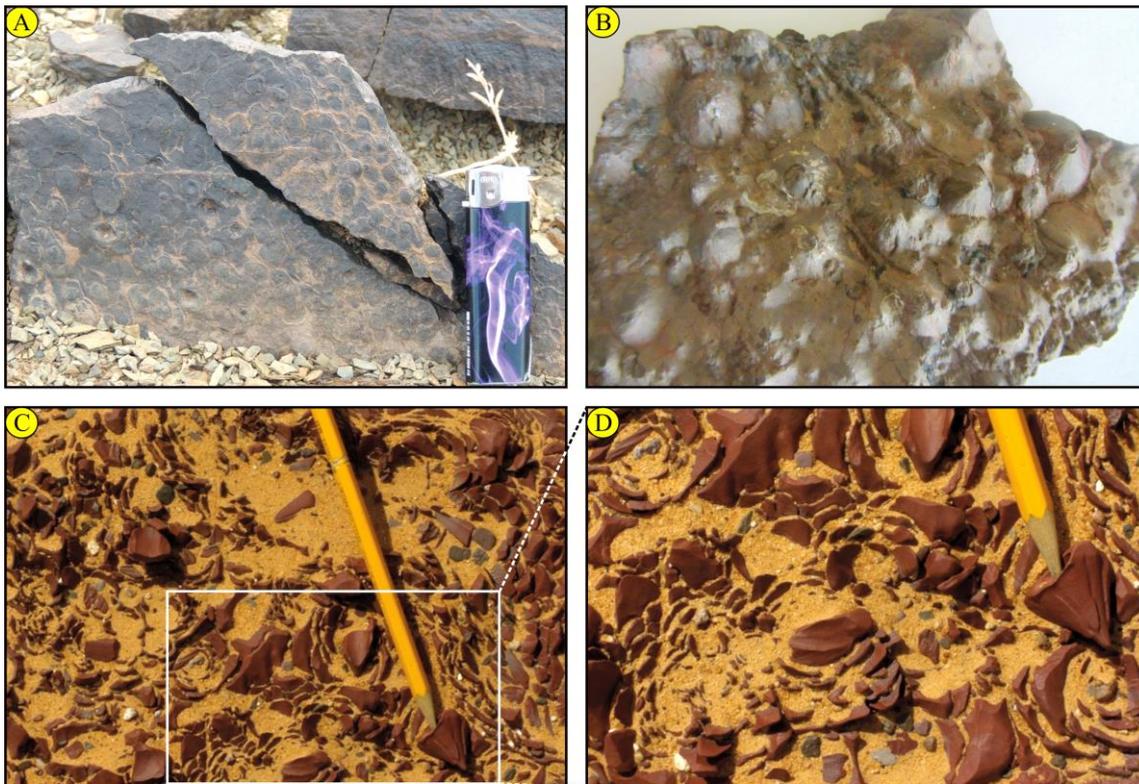
I : Faciès argileux ; II : Faciès gréseux ; III : Faciès conglomératiques

Tableau 1 : Tableau récapitulatif des différents types de faciès et sous-faciès

C.1. Pôle détritique :

C.1.1. Les faciès argileux :

Dans les trois secteurs, les argiles sont fréquentes dans la série étudiée. Généralement, d'aspect aciculaire, lité ou dépourvue de structures observables. Ces argiles se présentent soit (i) sous forme de grandes combes métriques à décamétriques intercalée par quelques passées gréseuses et/ou calcaires, soit (ii) constituant des intercalations centimétriques assez homogènes avec des grès et des calcaires. Ces argiles renferment parfois des grumeaux et nodules qui y baignent comme dans le Famennien II de Marhouma, et des passées silteuses à Cône in cône (Figure 8) fréquents dans les argiles de Fégaguira et relativement plus rares dans la partie supérieure « argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».



A - B : Cône-in-cône" dans la partie supérieure "argilo-gréseuse" de la Formation des argiles de Marhouma" (A- vue de surface , B- vue de base) ; C - D : Vue de surface des "cône-in-cône" dans la "Formation des argiles de Kahla"

Figure 8 : Présentation photographique montrant les structures de « cône-in-cône »

Dans ce faciès pélitique et selon le chromofaciès on distingue :

- **Faciès (F1) : Argiles rouges et/ou vertes (Figure 9) :**

Description :

Les argiles rouges sont bien caractérisées dans les combes et entre les niveaux de calcaires noduleux et/ou pseudo-noduleux et entre les passées gréso-silteuses. Elles sont représentées dans les trois secteurs d'étude :

Le secteur de Ben-Zireg : Dans la majeure partie de la série du Dévonien supérieur ;

Le secteur de Marhouma :

- Dans la partie supérieure de la Formation du Cheffar El Ahmar ;
- Dans la partie médiane « argilo-calcaires » et sommitale « argilo-gréseuse » de la Formation des argiles de Marhouma.

Le secteur de Gourara : Dans la partie basale de la série.

Ces argiles rouges relativement schisteuses, centimétrique à décimétriques (0,02 à 0,25 m) voire métrique (1 à 2 m), referment parfois et par endroit (région de Marhouma et Ouarourout) des bivalves de petites tailles (filaments) et des brachiopodes aplatis entre les feuillées des argiles. Elles sont caractérisées aussi par la fréquence des passées carbonatées lenticulaires, centimétriques à décimétriques rouges à nodules aplatis et stratifiées de couleur ocre (type griottes).

Les argiles verdâtres parfois grisâtres sont les plus répandues et les plus dominantes. Elles forment d'épaisses combes métriques à décamétriques dans :

Le secteur de Ben-Zireg : Partie terminale ;

Le secteur de Marhouma :

- Partie basale « argileuse » et partie sommitale « argilo-gréseuse » de la Formation des argiles de Marhouma ;
- Formation des grès de Ouarourout ;

Le secteur du Gourara : Partie médiane et supérieure.

Ces argiles sont représentées par d'épaisses combes métriques à décamétriques (2 à 100 m). Elles sont intercalées par endroits par quelques bancs de grès, centimétriques, parfois en plaquettes, et rares niveaux de nodules stratifiées de calcaires griottes.

Interprétation :

Le dépôt des pélites est mis en place par décantation. Il résulte d'une sédimentation lente et verticale de particules colloïdales en suspension, après l'atténuation du flot hydrodynamique qui provoque le dépôt des particules grossières ou après l'arrêt de la production carbonatée lors des fluctuations eustatiques et/ou climatiques.

L'environnement de dépôt est interprété selon les faciès associés car les pélites se déposent dans tous les environnements sédimentaires.

- Faciès (F2) : Argiles noires (Figure 9) :

Description :

Les argiles noires sont représentées entre la « Formation de Cheffar El Ahmar » et la « Formation des argiles de Marhouma » à la limite Frasnien/Famennien dans la région de Marhouma et caractérisent la totalité de l'affleurements de la région de Erg El Djamel.

Il s'agit de combes métriques d'argiles fines, d'aspect friable et localement laminaire, de couleur sombre à noire de type « *black shale* ». Ces argiles noires sont associées de rares faunes pyriteuses, naines, souvent de goniatites et d'orthocères et montrent selon le plan de stratification des accumulations de nodules de pyrite, d'hématite de formes irrégulières et de diamètre variant de 0,5 à 3 cm.

Dans la région de Erg El Djamel, ce faciès argileux noir, d'aspect feuilleté, renferme une abondante de faune pyriteuse, naine, de goniatites, de brachiopodes, de gastéropodes, de bivalves, de trilobites, d'orthocères et d'articles de crinoïdes.

Interprétation :

Les argiles noires sont considérées comme des dépôts en phase calme, à l'abri de toute remise en mouvement. L'absence de bioturbation, de nodules ou de faune naine et pyritisée, indiqueraient des conditions dysoxique à anoxique.

- Faciès (F3) : Argiles à grumeaux (Figure 9) :

Description :

Ce faciès est représenté à la partie basale « partie argileuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ». Il s'agit d'argiles, verte à grise, avec ou sans laminations, à nodules centimétriques (2 à 10 cm), à faune naine bien conservée, constituée essentiellement de goniatites, d'orthocères, de brachiopodes ainsi que des trilobites, des bivalves des polypiers et des crinoïdes. Parfois, on rencontre des nodules de pyrite.

Les organismes nains dispersés au sein des argiles sont généralement en bon état, d'une taille millimétrique, mais la taille de ces organismes devient centimétrique dans les passées noduleux calcaires et peuvent parfois être accompagnés de petits fragments, essentiellement d'orthocères et de crinoïdes.

Interprétation :

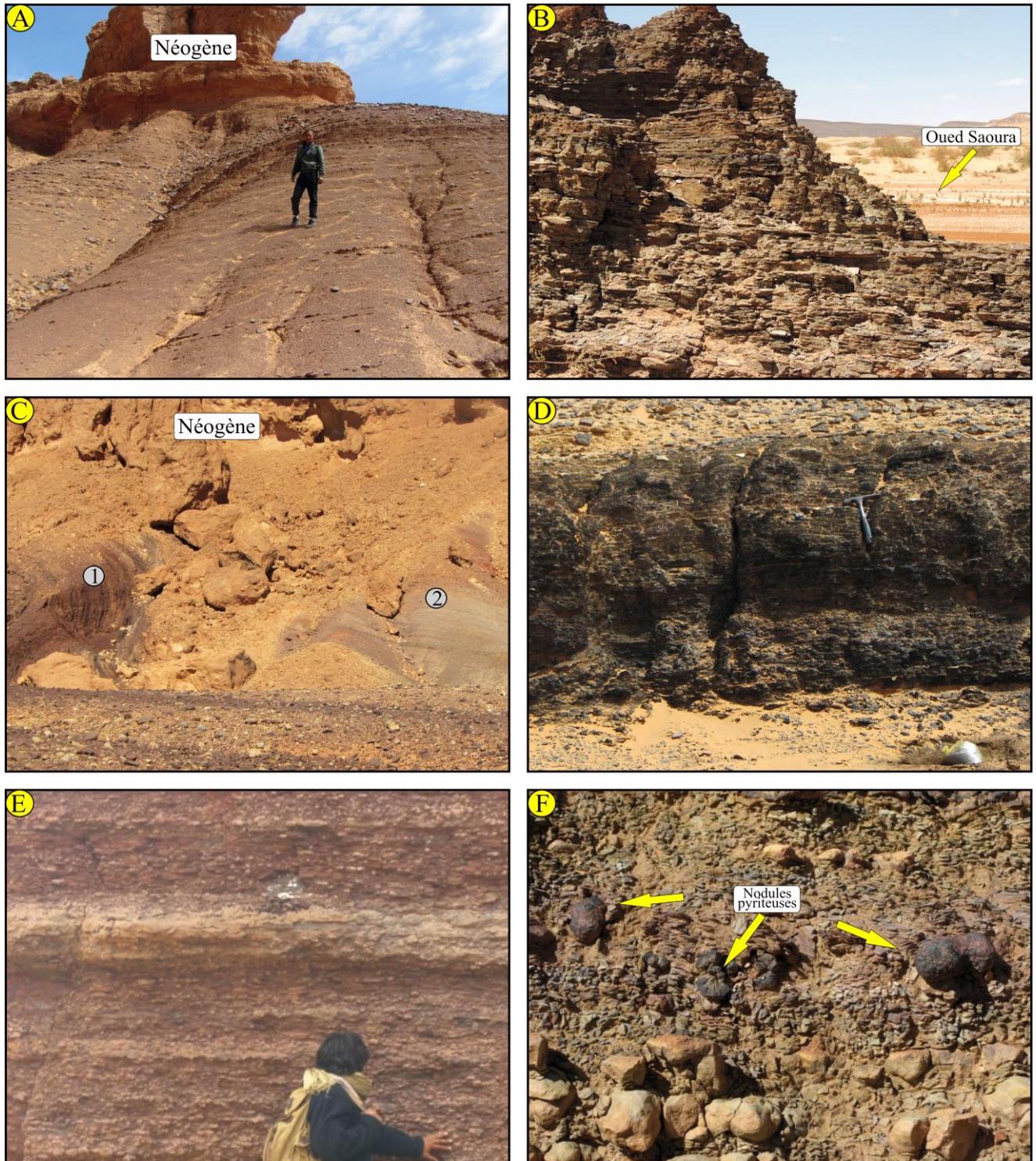
C'est un faciès qui s'est mis en place sous la zone d'action des vagues. La faune naine, ainsi que les laminations (des argiles) semblent concorder avec un environnement de dépôt calme de nature ouverte (gouttière). La présence de bioturbation surtout dans les passées noduleux carbonatés traduit l'existence d'une endofaune, suggérant un sédiment relativement bien oxygéné, tout au moins dans sa portion la plus superficielle. La nature fine du sédiment argileux et des calcaires à grumeaux micritiques témoigne d'un dépôt très calme, sous la zone d'action des vagues, permettant la sédimentation par suspension.

Ces argiles, et par la présence des caractéristiques cités au dessus, correspondent à des hémipélagites dans des environnements profonds (bassin) de type ombilic et/ou sillon.

Les niveaux à septarias ont été rapportés par Elmi & Benest (1978) à l'approfondissement maximal du milieu.

***Septaria** (du lat.: septum = cloison): concrétions calcaires de forme arrondie (boules ou miches dont le grand diamètre peut varier de 8 à 100 cm) que l'on trouve dans certaines formations argileuses (exemple : dans la « Formation des argiles de Marhouma »). Les septarias sont divisés, plus ou moins régulièrement, par des fissures radiales à remplissage de calcite. Ils peuvent être creux et comporter une cavité centrale tapissée de fins cristaux de calcite, pyrite, etc...*

***Cône-in-cône** (expression anglaise): structure sédimentaire **concrétionnée** que l'on observe habituellement au sein de lits des grès argileux (exemple : dans la « Formation des argiles de Marhouma » ; **Partie sommitale** « Argilo-gréseuse ») ou des concrétions calcaires intercalées dans des couches argileuses ou schisteuses (exemple : dans les argiles rouges de Gourara). Ces structures qui caractérisent par une succession de cônes imbriqués les uns dans les autres consistent en empilements jointifs de cônes emboîtés constitués de calcite (ou de sidérite, ou de gypse) fibreuse. L'angle apical des cônes varie entre 30 et 60°, la hauteur entre 10 et 100 mm.*



A : Argiles rouges (F1) ; B : Argiles vertes (F1) ; C : 1- Argiles rouges (F1) à passées de calcaires griottes ;
 2- Argiles vertes à grumeaux (F3) ; D : Argiles noires (F2) ; E : Argiles à grumeaux (F3) ;
 F : Argiles vertes à grumeaux (F3) et des nodules pyriteuses noires (flèches jaunes)

Figure 9 : Présentation photographique des faciès argileux (F1, F2 et F3)

C.1.2. Les faciès gréseux :

Le faciès gréseux constitue la majeure partie de la « Formation des grès de Marhouma ». Il est représenté aussi dans la partie basale « Argileuse » et supérieure « Argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ». Ces grès sont partiellement présents aussi dans la « Formation des argiles de Kahla » et totalement absents plus au Nord dans le secteur de Ben-Zireg. Par leurs structures sédimentaires ainsi que leurs granulométries, ces grès montrent les faciès suivants :

- *Faciès (F4) : Grès massifs (Figure 10) :*

Description :

Le faciès des grès massifs est bien représenté dans la « Formation des grès de Marhouma » (secteur de Marhouma et de Ouarourout) et partiellement dans l'ensemble supérieure « argilo-gréseux de « la Formation des argiles de Marhouma ». Il s'agit de barres et de niveaux gréseux, massifs, compacts, pouvant être chenalisés et localement affectés par des glissements synsédimentaires (« slumps »). Les bancs sont de patine noire, à épaisseur centimétrique à métrique (0,20 à 3 m), à grains moyens à grossiers, d'extension latérale plurikilométrique, avec parfois quelques figures sédimentaires (rides de courants et stratifications).

Interprétation :

Les grès massifs sont mis en place par l'effet d'une sédimentation rapide lors d'un court événement de haute énergie assimilé à des tempêtes (Allen, 1984 ; Miall, 1996) ou encore des écoulements turbides.

Plusieurs écoulements peuvent être à l'origine des grès massifs : Sanders *et al.*, (1965) montre la possibilité d'interpréter ce faciès gréseux massif comme le dépôt de la partie basale non turbulente ("*flowing grain layer*") d'un courant de turbidité concentré et de haute densité ; écoulements laminaires de type courants granulaires pour Middleton & Hampton (1973) et écoulements gravitaires hyperconcentrés pour Mulder & Alexander (2001). Selon Shanmugam (1996), ce faciès gréseux massif peut être lié à un écoulement de débris sableux. Pour Simpson (1987) et Simpson & Eriksson (1990), la présence de contacts inférieurs et supérieurs nets et l'absence de granoclassement indiquent que les niveaux gréseux massifs et homogènes peuvent résulter d'un dépôt très rapide des particules de sables en suspension lors de la destruction des structures primaire antérieures. L'existence des quelques traces de terriers semble le mieux développé dans les zones peu profondes (Seilacher, 1967).

Pour l'interprétation des grès massifs deux origines ont été supposées :

(i) Une combinaison avec les turbidites est réalisée par Harms & Fahnestock (1965), ce qui peut être interprété par le passage latéral d'un grès massif à un grès granoclassé. Les grès massifs sans structures peuvent enregistrer des dépôts de densité supérieure des courants de turbidité (Lowe, 1982) ou des flots de débris sableux cohésifs (Shanmugam & Moiola, 1994 ; Shanmugam, 2000 ; Stow & Johansson, 2000) ;

(ii) La mise en place des grès massifs peut être expliquée, par l'effet d'une sédimentation très rapide lors d'un court événement de haute énergie assimilé à des tempêtes (*e.g.*, Allen, 1984 ; Miall, 1996). Ces ultimes situations bathymétriques sont coïncées entre l'action des vagues de tempêtes (*storm wave base*) et l'action des vagues normales (*below fair-weather wave base*), ce qui correspond à la zone de shoreface inférieur et de l'offshore (Reading & Collinson, 1996 ; Lubeseder *et al.*, 2009).

- Faciès (F5) : Grès en plaquettes (Figure 10) :**Description :**

Ce faciès correspond à des niveaux gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique (0,10 à 0,80 m) formés par la superposition de minces lits gréseux, à grains moyens à grossiers. Il est bien caractérisé dans la « Formation des grès de Marhouma » et à la base de la « Formation des argiles de Marhouma » au dessus des argiles vertes à grumeaux ainsi que dans l'ensemble de la « Formation des argiles de Kahla ». Ces grès en plaquettes, à minces laminations, millimétriques, planes, parfois entrecoupées, sont représentés soit sous forme de passées jaunâtres à noirâtres intercalées dans les combes argileuses, soit sous forme de petits filets discontinus, devenant latéralement plus ou moins consistants.

Interprétation :

Le faciès des grès en plaquettes présente une certaine analogie avec celui qui est décrit par (Kreisa, 1981 ; Aigner, 1985 ; Soegaard & Eriksson, 1985 ; Simpson & Eriksson, 1990). Le milieu de dépôts de ces grès correspond à une période calme influencé temporairement par les courants oscillatoire dans la zone d'action des vagues et des marées.

Les litages obliques planes dans les grès indiquent une sédimentation lors de remaniement et de l'accumulation d'un matériel sableux par l'action des courants unidirectionnels ou la migration des rides (Reineck, 1973 ; Chamley, 1987).

- Faciès (F6) : Grès à stratification oblique en mamelons « HCS » (Figure 10) :**Description :**

Ce faciès affleure dans la partie sommitale « argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma, dans la « Formation des grès de Marhouma » et dans la « Formation des argiles de Kahla ». Il se présente en bancs centimétriques (0,10 à 0,30 m) à décimétriques (0,60 m), à grain fin à moyen. L'interface des bancs est marqué par des litages de type oblique en mamelons (HCS " *Hummocky Cross Stratification* ") de petite taille alors que les niveaux décimétriques sont représentés par des HCS de grande taille (méga-HCS). La base des bancs est marquée par des figures d'affouillement (*flute-cast*) et d'objets trainés (*groove-cast*). La surface sommitale des bancs montre des rides de courant asymétriques. Dans la région du Gourara, ces niveaux sont observés surtout dans les combes argileuses sous forme de passées centimétriques, souvent associés avec les grès à litages horizontaux.

Interprétation :

Les structures HCS sont considérées comme diagnostique des plates-formes marines dominées par les tempêtes (Harms, 1975 ; Brenchley, 1985 ; Guillocheau & Hoffert, 1988), dans la zone située entre le shoreface et l'offshore (Walker, 1979 ; 1982 ; Bourgeois, 1980 ; Einsele & Seilacher, 1982). Elles peuvent se rencontrer également à plusieurs dizaines de kilomètres des côtes, dominées par un faciès silteux (Aigner, 1985).

Ces structures constituent des associations représentées généralement par trois termes : **(a)** dépôt grossier granoclassé; **(b)** des laminations en HCS, et **(c)** un terme sommital à siltite ou de lutite.

Deux types d'HCS ont été distingués par Walker (1992 b) et Plint (1992) :

- 1- des HCS liées à des tempêtes proximales, matérialisées par des niveaux à bases érosives et à débris grossiers ;
- 2- des HCS liées à des tempêtes distales caractérisées par des sables laminés et à grains fins.

Les « HCS » sont souvent indicatrices d'une position sise au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes (Dumas & Arnott, 2013) alors que les « SCS » peuvent indiquées la zone située entre la limite d'action des vagues normales et la limite des vagues de tempêtes.

Les HCS se formeraient aussi sous l'action des houles dans l'avant-plage (*inshore*), dans la zone située entre le shoreface et l'offshore (Ferry, 2015).

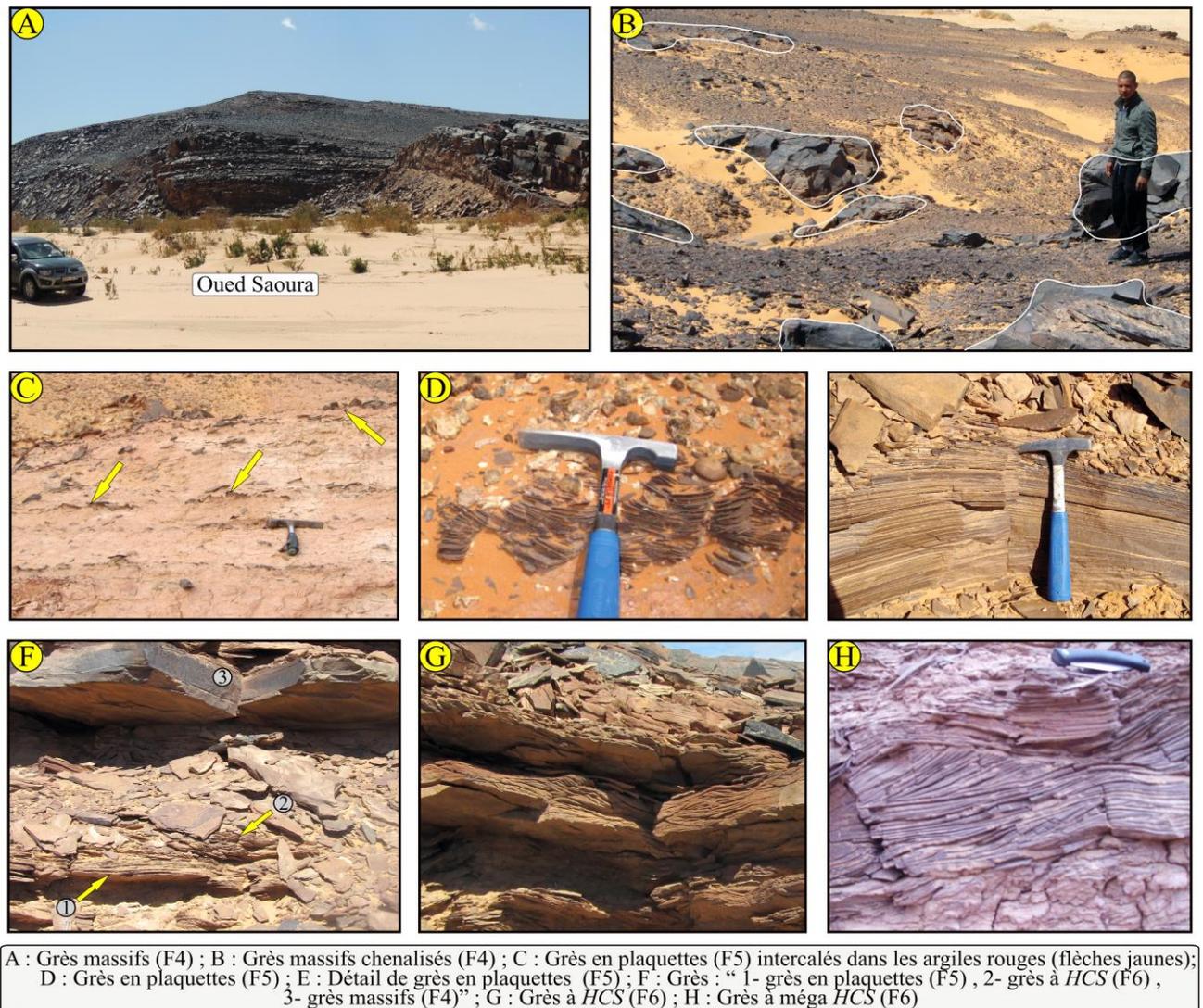


Figure 10 : Présentation photographique des faciès gréseux (F4, F5 et F6)

- **Faciès (F7) : Grès à laminations horizontales et convolutées (Figure 11) :**

Ce faciès est représentés par les deux sous faciès suivants :

- **Sous faciès (F7-a) : Grès à laminations horizontales (Figure 11) :**

Description :

Le faciès à laminations horizontales est abondant dans la partie supérieure « Argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma », dans le « Formation des grès de Ouarourout » et dans la « Formation des argiles de Kahla ». Il est représenté par des niveaux parfois à base érosive, centimétriques à décimétriques, noirâtre, associés à des structures de laminations fines à rides de vagues. Les niveaux à grains fins sont souvent coiffés à la surface supérieure par des rides de courant de différents types.

Interprétation :

Les laminations horizontales dans les faciès granulaires représentent un régime d'écoulement supérieur (Blatt *et al.*, 1980 ; Allen, 1985 ; Payros *et al.*, 2000). Les modèles expliquent la relation entre la taille des grains et la puissance d'écoulement, dont les laminations horizontales sont placées dans la zone du régime des rides de courant. Ce type de laminations horizontales surmontées par des HCS sont attribués à la plage proprement-dite (zone de déferlement) (Ferry, 2015).

- **Sous faciès (F7-b) : Grès à laminations convolutées (Figure 11) :**

Description :

Le faciès à laminations convolutes se rencontre en particulier dans la partie sommitale « argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma » (région de Marhouma). Il est représenté par des bancs centimétriques (0,05 à 0,20 m), silteux et/ou gréseux à grains fins, présentant à l'interface des laminations convolutes « *convolute lamination* » associés à des figures d'échappement de fluides « *escape structure* ». Les laminations convolutes montrent un **plissotement** des lamines sous forme de structures en creux doux et en dômes raides.

Interprétation

Les laminations convolutes d'écoulement et d'échappement de fluides répondent à une déformation plastique peu après le dépôt d'un sédiment partiellement liquéfié. Elles sont observé habituellement dans les turbidites sableuses et correspondent au terme « Tc » de la séquence de Bouma (1962).

Dans ce faciès, à plusieurs localités, nous avons observé les termes classiques (Ta, Tb, Tc et Td) de la séquence turbiditique de Bouma (1962).

La distribution latérale et verticale des laminations convolutes (associées aux structures de charge), ainsi que leur géométrie, montre une logique de dépôt liée aux décélérations d'écoulement et réflexions contre les reliefs limitrophes. Cette preuve suggère une interaction entre les sédiments à grains fins et la présence de reliefs morphologiques, et sont liés à des courants de turbidité (Tinterri *et al.*, 2016).

- Faciès (F8) : Grès à laminations obliques (Figure 11) :

Description :

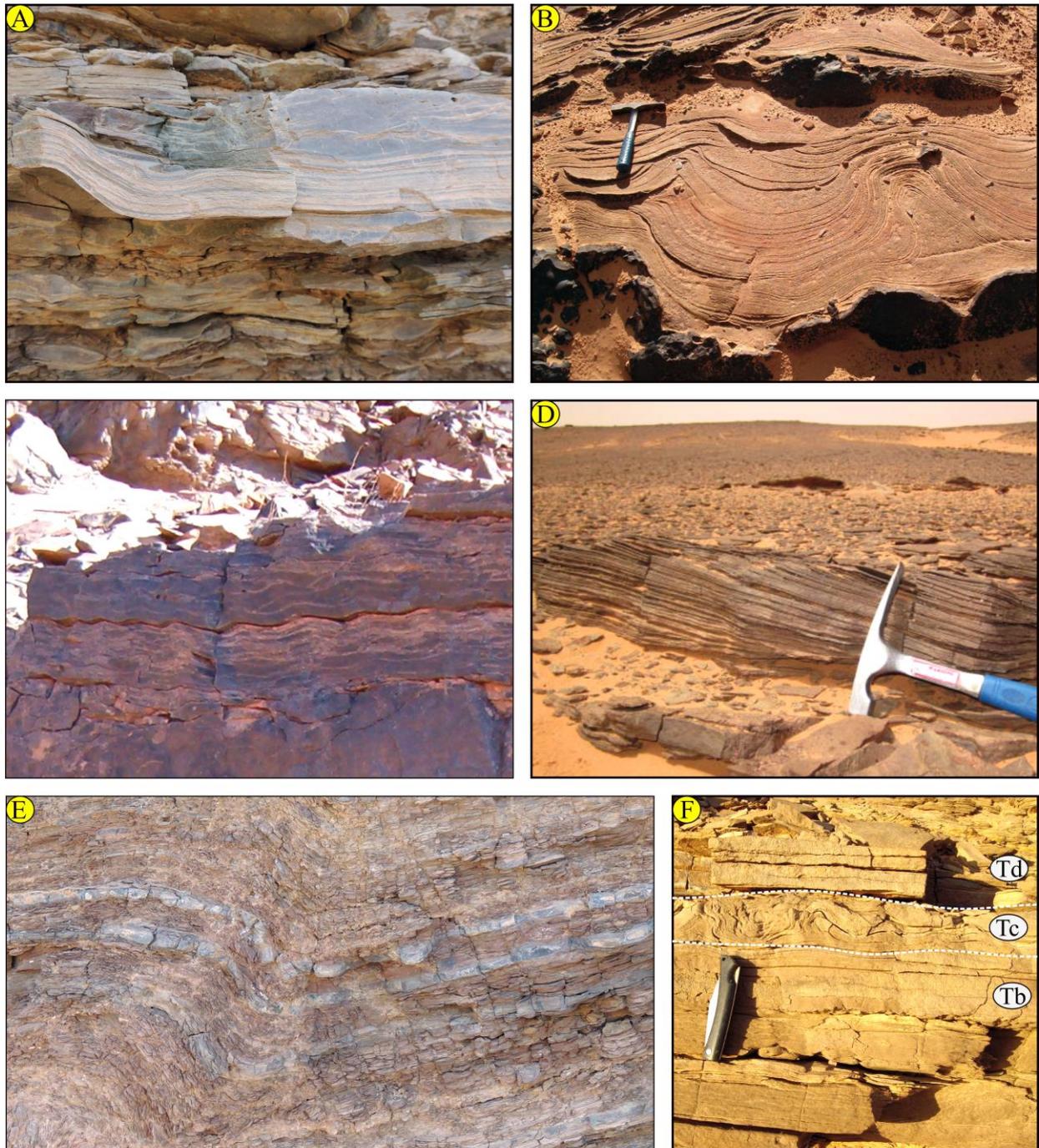
Comme le faciès des grès à laminations horizontales, ce faciès à grain fin est bien représenté dans la partie supérieure « Argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma » et dans le « Formation des grès de Ouarourout » par des niveaux centimétriques à décimétriques et aussi dans la « Formation des argiles de Kahla ». Il correspond à des lamines obliques, dont les limites entre les unités sont souvent érosives et bien distinctes. Les laminations obliques peuvent être associées à des laminations horizontales et des laminations de rides de vagues, constituant parfois des termes répétitifs et à surface supérieure modelée par des figures sédimentaires de type rides de différentes formes.

Interprétation :

Les laminations obliques constituent un stade intermédiaire entre les rides sinusoïdales et les rides asymétriques normales (Ferry, 2008).

Les lamines sont liées génétiquement aux rides de diverse formes. Elles peuvent être tronquées en surface par des rides à profil asymétrique de plusieurs types : des rides de courant unidirectionnel proprement dit (ou « *ripple marks* »), des rides lingoïdes ou des rides interférentes polygonales (cogénétiques).

La formation des rides dans un faciès détritique gréseux est attribuée à l'action des vagues, ou des écoulements combinés, sous contrôle des tempêtes (Kreisa, 1981 ; Buatois *et al.*, 2000).



A : Grès à laminations parallèles horizontales (F7-a) ; B : Grès à laminations parallèles convolutées (F7-b) ;
 C : Grès à laminations parallèles convolutées (F7-b) ; D : Grès à laminations obliques (F8) ;
 E : Alternance rythmique de grès à laminations parallèles horizontales (F7-a) et d'argiles rouges (F1),
 [Termes "Td" et "Te" de la séquence turbiditique de Bouma (1962)] ;
 F : Niveau gréseux présentant les termes (Tb, Tc, Td) de la séquence de Bouma, 1962

Figure 11 : Présentation photographique des faciès gréseux (F7 et F8)

- Faciès (F9) : Grès à laminations entrecroisées (Figure 12) :

Description :

Il est observé dans les niveaux gréseux, d'épaisseur centimétrique ou décimétrique, à grain fin à moyen, de couleur rougeâtre ou verdâtre et parfois jaunâtre. Ce faciès est bien représenté dans la partie sommitale de la « Formation des argiles de Marhouma » (région de Ouarourout), dans la « Formation des grès de Ouarourout » et dans la « Formation des argiles de Kahla ».

Interprétation :

Les laminations entrecroisées se forment par migration de rides de vagues, liées à la zone de balancement des marées. Elles sont interprétées comme conséquences des variations de la vitesse et de la direction des courants qui développent des tronçatures obliques des rides sous-jacentes, et sont liées à l'effet des courants tidaux en zone peu profonde (Cojan & Renard, 1997 ; Chamley, 2000).

- Faciès (F10) : Grès bioclastiques (Figure 12) :**Description :**

Ce faciès est bien caractérisé dans le membre médian des « Argiles à passées de grès slumpés » de la « Formation des argiles de Kahla ». Il s'agit d'un grès calcaire, bioclastique, passant par endroits à des calcaires gréseux, composés de gains de quartz. Ces grès se présentent sur le terrain sous forme de bancs, discontinus, de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur. Les bancs présentent par endroits des stratifications entrecroisées et/ou parallèles, parfois ressemblant aux stratifications en mamelons "HCS". Par endroits, les grès sont bioclastiques à débris de brachiopodes.

Interprétation :

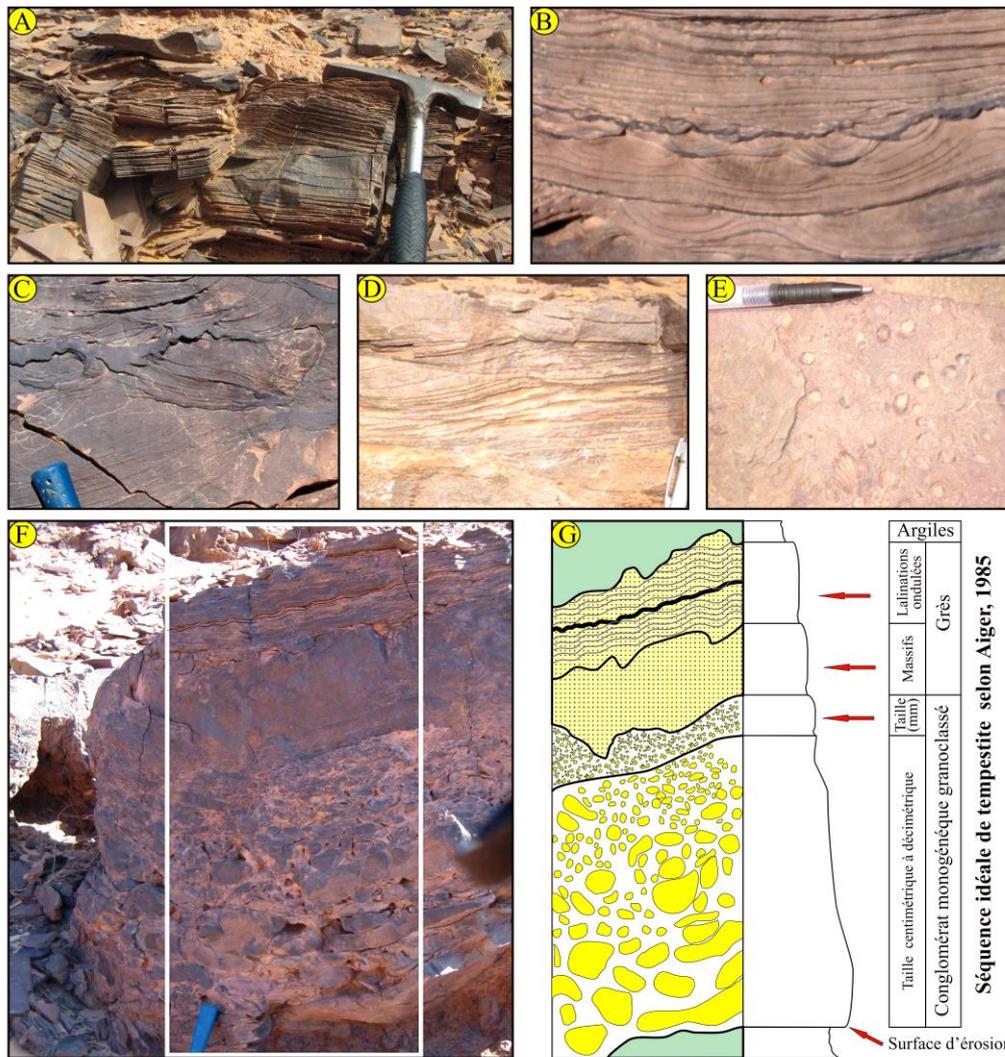
Ce faciès à débris de brachiopodes se développe sous l'action des vagues. Son association avec des lamines parallèles, ou entrecroisées et/ou des structures de type HCS, suggère qu'il s'agit de dépôts de tempêtes au niveau des plates-formes.

C.1.3. Le faciès conglomératique « en puzzle » :**- Faciès (F11) : Conglomérat (Figure 12) :****Description :**

Ce faciès est présent uniquement vers le sommet du membre inférieur de la « Formation des grès de Marhouma », région de Marhouma. Il est représenté sous forme d'un paquet isolé, métrique, à éléments centimétriques, imbriqués tels des clastes intraformationnels. Ce faciès n'affleure que d'une façon ponctuelle, et on ne le retrouve nulle part latéralement, ni dans la région de Ouarourout ni encore vers le bassin de Béchar (secteur de Ben-Zireg) ou le bassin de Gourara plus au SE.

Interprétation :

Ce faciès conglomératique (clastes intraformationnels) dans les grès de Marhouma correspond probablement à une structure acquise après une expulsion d'eau dans un grès en voie de lithification. Cette séparation instantanée des phases liquide et solide et expulsion d'eau est souvent fréquente dans les sismites (Ouali Mehadjji *et al.*, 2012).



A : Grès à laminations entrecroisées planes (F9) ; B : Grès à laminations entrecroisées en auge (F9) à base érosive soulignée par des films ferrugineux ; C : Grès à laminations entrecroisées en auge (F9) affectées par des figures de déformation synsédimentaire (liquéfaction) ; D : Laminations entrecroisées ondulées ; E : Grès bioclastiques ferrugineux (F10) remaniant des bivalves pectinidés et des brachiopodes ; F : Conglomérats (F11) ; G : Détail de "F" ; base de la séquence idéale de tempestite (Aiger, 1985)

Figure 12 : Présentation photographique des faciès gréseux (F9,F10) et conglomératiques (F11)

C.2. Pôle carbonaté :

Dans les différents secteurs d'étude, le pôle des carbonates est représenté généralement par des niveaux calcaires plus ou moins massifs, centimétrique à décimétriques dans les secteurs de la Saoura et du Gourara, parfois métriques dans les griottes de Ben-Zireg. Ces calcaires sont souvent bioturbés, de type griotte, rouge et/ou vert.

Les principaux types de faciès carbonatés identifiés sont :

- *Faciès (F12) : Calcaires à entroques (Figure 13) :*

Description :

Ce faciès est représenté principalement dans la partie médiane « argilo-calcaires » de la « Formation des argiles de Marhouma » (secteur de l'Ougarta : Marhouma et Ouarourout) et localement dans la partie médiane « membre des griottes argilo-calcaires » de la « Formation des calcaires griottes des trois palmiers » (secteur de Ben-Zireg). Il correspond à des calcarénites, rouge à gris, compacts, centimétriques à décimétriques (0,10 à 0,60 m), montrant à la cassure des cristaux spathiques (plaques d'entroques).

Ils surplombent des calcaires compacts plus ou moins massifs et fortement diaclasés à litages obliques en mamelons « HCS » avec de nombreuses figures de dissolution (stylolithes), et parfois des laminations obliques et entrecroisées.

Ils sont constitués d'articles de crinoïdes à section circulaire ou pentagonale, avec quelques bivalves, brachiopodes et goniatites. Ils montrent aussi quelques petits ooïdes (oolithes et pisolites) et des encroûtements stromatolithiques (constructions carbonatées algomicrobiennes). L'induration des ces bioconstructions est principalement liée au piégeage de particules calcaires par les tapis microbiens.

Interprétation :

La présence de laminations (obliques et entrecroisées) attestent un hydrodynamisme élevé (courants forts, tempêtes, ...) dans un environnement marin de plate forme carbonatée (Bourquin & Durand, 2007) de type rampe, assez agitée (présence de fragments de bioclastes, d'oncoïdes à laminations concentriques et de laminations entrecroisées).

On a pu distinguer les sous faciès suivants :

- Sous faciès (F12-a) : Mudstone à crinoïdes (Figure 13) :

Description :

Ce sont des calcaires ocre d'aspect noduleux avec des contacts stylolithiques. En lame mince, il s'agit d'un mudstone (localement wackestone) bioclastique majoritairement à articles de crinoïdes usés et ostracodes (à valves fines ou épaisses), accompagnés de débris de brachiopodes, foraminifères, gastéropodes et de rares bivalves. On note aussi la présence de grains de quartz dispersés dans la matrice micritique.

Interprétation :

La présence d'organismes de crinoïdes, brachiopodes, gastéropodes et bivalves suggère un milieu ouvert. Les plaques d'échinodermes observés au sein du faciès sont peu usées, donc sont exotiques et probablement apportés sous forme d'éléments flottés (« rafting »).

- Sous faciès (F12-b) : Packstone à crinoïdes (Figure 13) :

Description :

Il s'agit d'une biomicrorite de texture packstone, à articles de crinoïdes accompagnés de quelques bivalves, ostracodes et débris d'organismes, usés et millimétriques. Les ostracodes montrent des valves dissociées et rarement accolées avec structure géopitale. La matrice peut être régulièrement presque absente, les plaques nombreuses et en contacts. Lorsque la matrice est présente, il s'agit d'une microrite. Localement, on observe des recristallisations en une microsparite plus ou moins argileuse. Quelquefois, de petits grains de quartz, relativement arrondis, peuvent être dispersés dans la lame mince. Ce faciès ocre ne semble pas montrer de bioturbation forte.

Interprétation :

L'abondance des organismes tels que les crinoïdes, les bivalves, les brachiopodes et les ostracodes témoigne d'un milieu ouvert. Les particules mal classées et l'abondance des organismes brisés témoignent d'un environnement à agitation relativement intermittente (base de la zone d'action des vagues).

- *Sous faciès (F12-c) : Grainstone à crinoïdes (Figure 13) :*

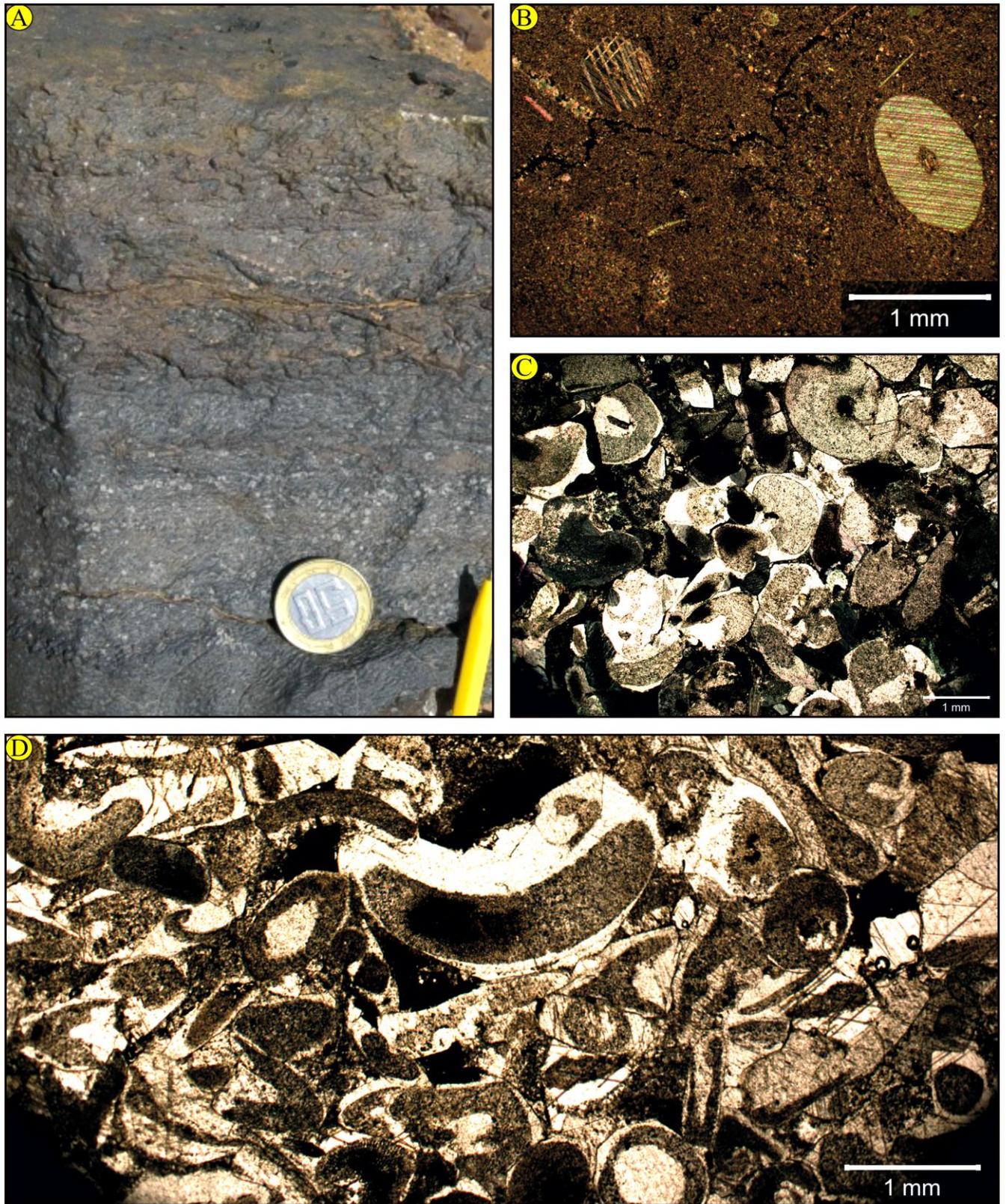
Description :

Ce faciès relativement grossier est représenté par des niveaux parfois à base érosive et renfermant des éléments souvent granoclassés. Il correspond à une biosparite ou biomicrosparite de texture grainstone, à articles de crinoïdes et renferme de nombreuses poches micritiques et quelques clastes. Le microfaciès présente différents types de textures qui s'observent parfois au sein d'un même échantillon. La matrice est caractérisée localement par des concentrations argileuses importantes, sous forme de liserés irréguliers millimétriques.

Les particules fortement brisées sont essentiellement des articles de crinoïdes, accessoirement des gastéropodes, des brachiopodes et des bivalves, plus rarement d'ostracodes. Les algues peuvent être abondantes macroscopiquement à la surface de certains niveaux, sous forme d'un tapis d'encroûtements stromatolithiques, peu développés (0,1 à 0,3 mm) ou sous forme sphérique (pisolithes) et même à l'échelle microscopique au sein de la matrice.

Interprétation :

Les particules sont majoritairement originaires d'un environnement marin ouvert. Le caractère grainstone et l'aspect fortement brisé des grains sont liés à un dépôt en milieu agité, dans la zone d'action des vagues ou encore, comme le soulignent la base localement érosive des bancs et le granoclassement, dans la zone d'action des vagues de tempêtes. De même, l'abondance des oncoïdes réguliers ou irréguliers, dont l'encroûtement compense parfois l'irrégularité du nucléus, serait liée à une agitation intermittente.



A : Calcaires entroquitiques (F12) ; B : Mudstone à crinoïdes (F12-a) ;
C : Packstone à crinoïdes (F12-b) ; D : Grainstone à crinoïdes (F12-c)

Figure 13 : Présentation photographique du faciès de calcaires à entroques (F12) et les sous faciès (F12-a, F12-b, F12-c)

- **Faciès (F13) : Calcaires à ooïdes et à encroûtements stromatolithiques (Figure 14) :**

Ce faciès est représenté par deux sous faciès :

- **Sous faciès (F13-a) : Calcaires à encroûtements stromatolithiques (Figure 14) :**

Description :

Le faciès des calcaires bioclastiques à oncolithes et à encroûtements stromatolithiques est représenté dans le membre des calcaires à entroques de la « Formation des argiles de Marhouma » et partie « argilo-calcaires » dans le secteur de Marhouma.

Il s'agit de niveaux centimétriques (0,05 à 0,10 m) de calcaires massifs, ocres à noirâtres, devenant latéralement décamétriques (0,15 à 0,25 m). Ces niveaux, parfois lenticulaires, sont tapissés par des oncolithes stromatolithiques à structure de dessiccation d'extension réduite (jusqu'au 2 m). Ils montrent souvent à leurs interfaces des tapis algaires (encroûtements) au dessus des calcaires entroquitiques.

L'analyse pétrographique des lames minces montre généralement une texture wackestone ou packstone à oncoïdes et certaines lames montrent un caractère plus argileux. La nature de la matrice est variable, constituée soit de micrite, soit de microsparite.

Les particules présentes dans la matrice sont mal classées, représentées par des bioclastes de crinoïdes, de brachiopodes, de bivalves et d'ostracodes. L'état de conservation est variable. Les oncoïdes (déformés et à laminations concentriques et irrégulières) sont souvent bien conservés et possèdent généralement un diamètre d'ordre millimétrique à centimétrique (0,04 à 0,1 m). Ils montrent le plus souvent des encroûtements de forme elliptique ou sphérique même à partir d'un nucléus très irrégulier.

Interprétation :

Les oncoïdes sont des structures algaires formées préférentiellement en milieu peu profond (Tucker & Wright, 1990). La texture essentiellement wackestone ou packstone souligne le caractère faiblement agité. Les oncoïdes à surface déformée témoignent de longues périodes calmes permettant une forte croissance algale, entrecoupées par des intervalles plus agités conduisant au retournement de l'oncoïde.

Les constructions stromatolithiques sont encore mal définies (Boulvain, 1993), mais la présence dans leur structure de lamines est généralement attribuée à une activité de micro-organismes, dont *Sphaerotilus-Leptothrix* (Mamet & Boulvain, 1988 ; Boulvain, 1993).

Pour Adolphe (1981) et Weisrock (1981), les laminations alternées correspondent à différents stades physiologiques d'un même organisme, qui s'adapte en fonction des conditions du milieu. Selon Freytet (1992), ces laminations seraient des conséquences de la prédominance alternée, d'une espèce puis d'autre au sein de biocœnose algaires, produisant ainsi des formes cristallines différentes.

Les structures stromatolithiques surmontent généralement les facies entroquitiques à litages obliques en mamelons « HCS » sont fréquentes dans le shoreface (Leckie & Walker, 1982 ; Johnson & Baldwin, 1996) et dans les barres littorales (Biju-Duval, 1999).

Dans le secteur de l'Ougarta (région de Marhouma), la présence de ces encroûtements stromatolithiques avec des dessiccations dans les calcaires indiquent un bref épisode proche de l'émersion. C'est le seul indice d'émersion connu dans le Dévonien supérieur de l'Ougarta.

Ce caractère proche de l'émersion n'étant pas généralisé à toute la Saoura, serait causé par la paléomorphologie irrégulière de substrat ou par un haut fond ayant atteint les conditions hydrodynamiques du foreshore. Cette allure irrégulière expliquerait l'aspect lenticulaire ainsi que les variations des épaisseurs et la continuité latérale de ces calcaires à encroûtements stromatolithiques telles qu'illustrées par Bastien (1967).

Ce faciès et par l'abondance des fragments de bioclastes et des structures à litages obliques et/ou en mamelons représente des tempestites proximales, du shoreface (l'offshore supérieur jusqu'au littoral) (Harms, 1975 in Aigner & Reineck, 1982 ; Guillocheau & Hoffert 1988 ; Johnson & Baldwin, 1996). L'absence de termes de décantation fine (argiles ou micrites) traduit un milieu continuellement balayé par les vagues de tempêtes, les houles et les vagues de beaux temps, en milieu shoreface (tempestites amalgamées). Les encroûtements stromatolithiques se développent et s'adaptent à des courants forts et des perturbations par les tempêtes et souvent exigent ces conditions pour se développer (Halfar *et al.*, 2001).

- **Sous faciès (F13-b) : Calcaires à ooïdes (Figure 14) :**

Description :

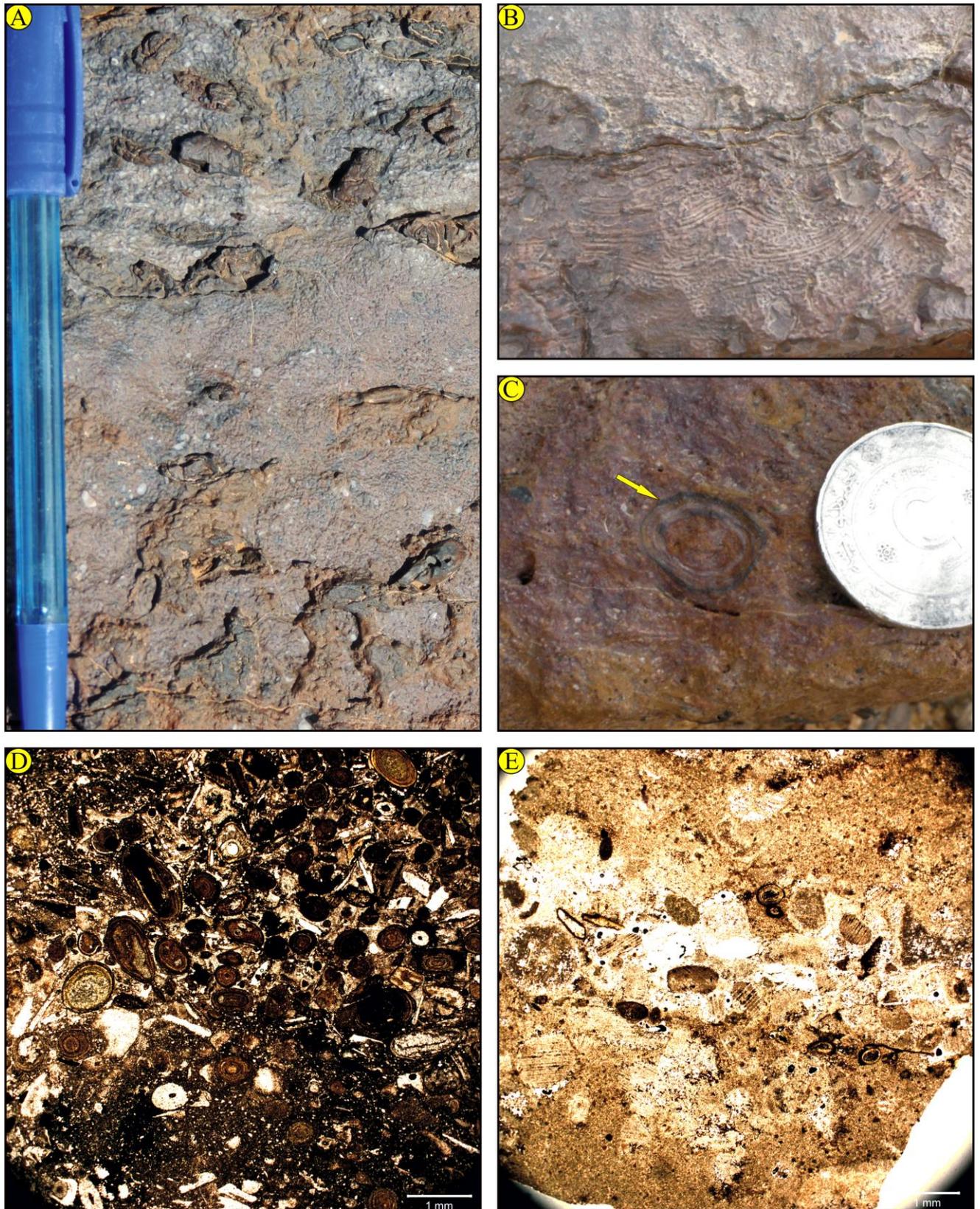
Ce faciès est représenté dans les calcaires à entroques de la partie médiane « argilo-calcaire » de la « Formation des argiles de Marhouma » (région de Marhouma) et dans le membre inférieur des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes de la « Formation des argiles de Kahla ».

Il s'agit des niveaux centimétriques (moins de 0,10 m) de calcaire, rouge, parfois silteux, dont la base un peu plus argileuse. Le microfaciès de ces calcaires correspond à des oobiomicrocrites à oobiomicrosparite de texture wackestone à oolithes ferrugineuses (0,03 à 0,05 mm), réparties non uniformément (parfois accumulées dans les moules de bioclastes). La faune comporte des ostracodes, des débris de bivalves, partiellement micritisés, et de plaques d'échinodermes. Ce microfaciès à rares pellets présente de nombreux granules d'oxydes de fer, brun rouille, et des cristaux de dolomite.

Interprétation :

La présence des oolithes hématitisés, dans le microfaciès des rares passées de calcaires silteux, serait liée à une vitesse de sédimentation particulièrement lente. Ces structures oolithiques correspondent à des événements sédimentologiques événementiels

Ces calcaires à ooïdes sont rapportés à des conditions d'énergie élevée. Ils peuvent être le résultat d'un dépôt à la limite d'action des vagues de tempêtes dans une plate-forme peu profonde (Gonzalez, 1993 ; 1996). L'origine diagénétique est parfois proposée (Odin, 1988).



A : Calcaires à oïdes et à encroûtements stromatolithiques (F13) ; B : Calcaires à encroûtements stromatolithiques (F13-a) ;
C : Calcaires à oïdes et à encroûtements stromatolithiques (F13) (pisolithes flèche jaune) ;
D : Wackestone-packstone à oolithes et articles de crinoïdes (F13-b) ; E : Mudstone à oolithes et plaques d'échinodermes (F13-b)

Figure 14 : Présentation photographique du faciès de calcaires à oïdes et à encroûtements stromatolithiques (F13) et les sous faciès (F13-a, F13-b)

- **Faciès (F14) : Calcaires à filaments (Figure 15) :**

Description :

Il s'agit de calcaires noduleux ocres (lie-de-vin), centimétriques (0,10 à 0,15m), dans la partie médiane « Partie argilo-calcaires » de la « Formation des argiles de Marhouma » et dans les membres inférieur et médian de la « Formation des calcaires griottes des trois palmiers ».

L'analyse pétrographique montre une biomicrite de texture wackestone à packstone riche en bivalves à tests minces (filaments). Les filaments sont présents en tant que forme allongée et mince, imbriqués et enchevêtrés, enveloppant des éléments sparitiques. Nous pensons que ces filaments sont des produits de démantèlement de testes fins. Ils peuvent être courts ou allongés et droits ou arqués. Ces éléments sont souvent alignés aux plans de laminations. Certaines lames montrent la présence d'une microfaune associée, représentée essentiellement par des ostracodes peu abondants.

Interprétation :

Des faciès similaires d'âge Cénomancien-Turonien ont été interprétés comme des dépôts de rampe distale plus ou moins anoxique (Negra *et al.*, 2011). Dans le Jurassique inférieur (Bajocien-Bathonien) du domaine alpin, les calcaires à filaments (à "posidonomies") sont attribués à un environnement de type plate-forme externe (Mekahli, 1998).

- **Faciès (F15) : Calcaires à brachiopodes (Figure 15) :**

Ce faciès est représenté particulièrement des les calcaires griottes. Selon la géométrie des bancs, l'intensité de la bioturbation, ainsi que l'état de conservation des brachiopodes, ce faciès peut être divisé en deux sous faciès :

- **Sous faciès (F15-a) : Calcaires lenticulaires à brachiopodes (Figure 15) :**

Description :

Le sous faciès des calcaires à brachiopodes se présente dans le membre basal de la « Formations des calcaires griottes des trois palmiers » (secteur de Ben-Zireg) par des niveaux carbonatés en intercalation avec de l'argiles rouge. Ces niveaux centimétriques (0,05 à 0,10 m) sont discontinus et intercalés dans les argiles laminées sous forme de lits lenticulaires, coquilliers, ocre, fortement bioturbés. La biophase est essentiellement représentée par des brachiopodes en association avec des goniatites et des bivalves. Le taux de fragmentation des bioclastes est relativement élevé. La matrice qui emballe les coquilles est de nature variable, calcaires silteux ou encore calcaires argileux.

Le microfaciès correspond à une biomicrite de texture wackestone localement packstone à abondance d'ostracodes.

Interprétation :

Ces minces lits bioclastiques intercalés dans des argiles laminées témoignent d'une sédimentation soumise ponctuellement à l'action d'un courant de haute énergie assimilé à des tempêtes. Ces dernières pourraient être dans un milieu distal qu'atteste l'absence de structures reliées aux vagues de tempêtes, telles les stratifications entrecroisées, ou en mamelons (HCS), et du fait aussi que les bases des lits ne sont pas érosives.

Ces niveaux à brachiopodes sont comparables au microfaciès standard "SMF-12" de Wilson (1975) et aux niveaux coquilliers de type A (ou concentrations fines issues d'un seul événement de tempête) de Botquelen *et al.* (2004).

- **Sous faciès (F15-b) : Calcaires compacts à brachiopodes (Figure 15) :**

Description :

Ce sous faciès des calcaires bioclastiques à concentration et/ou plaquages de brachiopodes se présente dans la Partie médiane «Argilo-calcaires» de la «Formations des argiles de Marhouma» (région de Marhouma) et dans le membre supérieur des argiles à passées de calcaires bioclastiques dans la «Formation des argiles de Kahla» (Coupe du pied méridional de Djebel Hêche). Il s'agit de bancs de calcaires lumachelliques, à brachiopodes, plus ou moins entroquitiques, d'ordre centimétriques (0,05 à 0,10 m), de couleur rougeâtre à grisâtre, en intercalation avec des argiles rougeâtres. La faune associée est constituée de bivalves, d'orthocères et d'articles de crinoïdes.

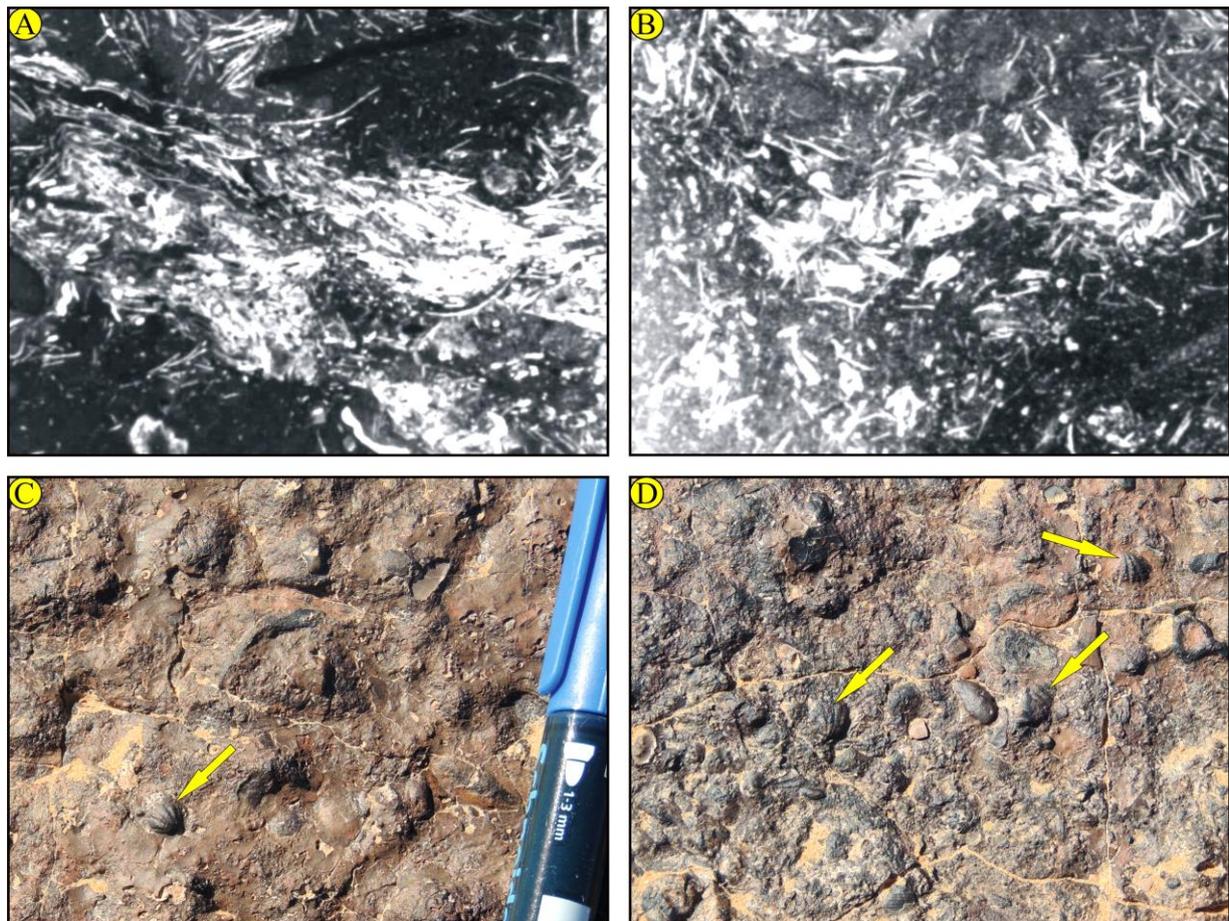
La faune de brachiopodes est intacte et en bon état de conservation de taille millimétriques (5 à 10 mm) à la surface.

Le microfaciès est représenté par une biomicrite de texture packstone. La matrice qui emballe les coquilles est de nature micritique à microsparitique.

Interprétation :

Le faciès de calcaires bioclastiques expliquerait un apport latéral de bioclastes par un flot hydrodynamique de régime supérieur au-dessus de la zone d'action des houles et des vagues. Il traduit une mise en place d'accumulation assez rapide sur une rampe distale ou dans la partie moyenne d'une rampe à influence de houles et vagues de tempêtes (Boreen & James, 1995) mais il peut aussi traduire le terme inférieur des tempestites proximales en shoreface (Brenchley, 1985).

Ce faciès carbonaté et par sa présence dans des dépôts silici-clastiques argileux est contrôlé par la dynamique des tempêtes (tempestites) sur la partie externe d'une plateforme (Halfar *et al.*, 2004). La concentration correspond à un ralentissement du taux de sédimentation dans un environnement relativement calme attesté par la présence de la micrite.



A - B : Microfaciès des calcaires à filaments (F14) ; C - D : Calcaires à brachiopodes (F15) [flèches jaunes]

Figure 15 : Présentation photographique du faciès de calcaires à filaments (F14) et de calcaires à brachiopodes (F15)

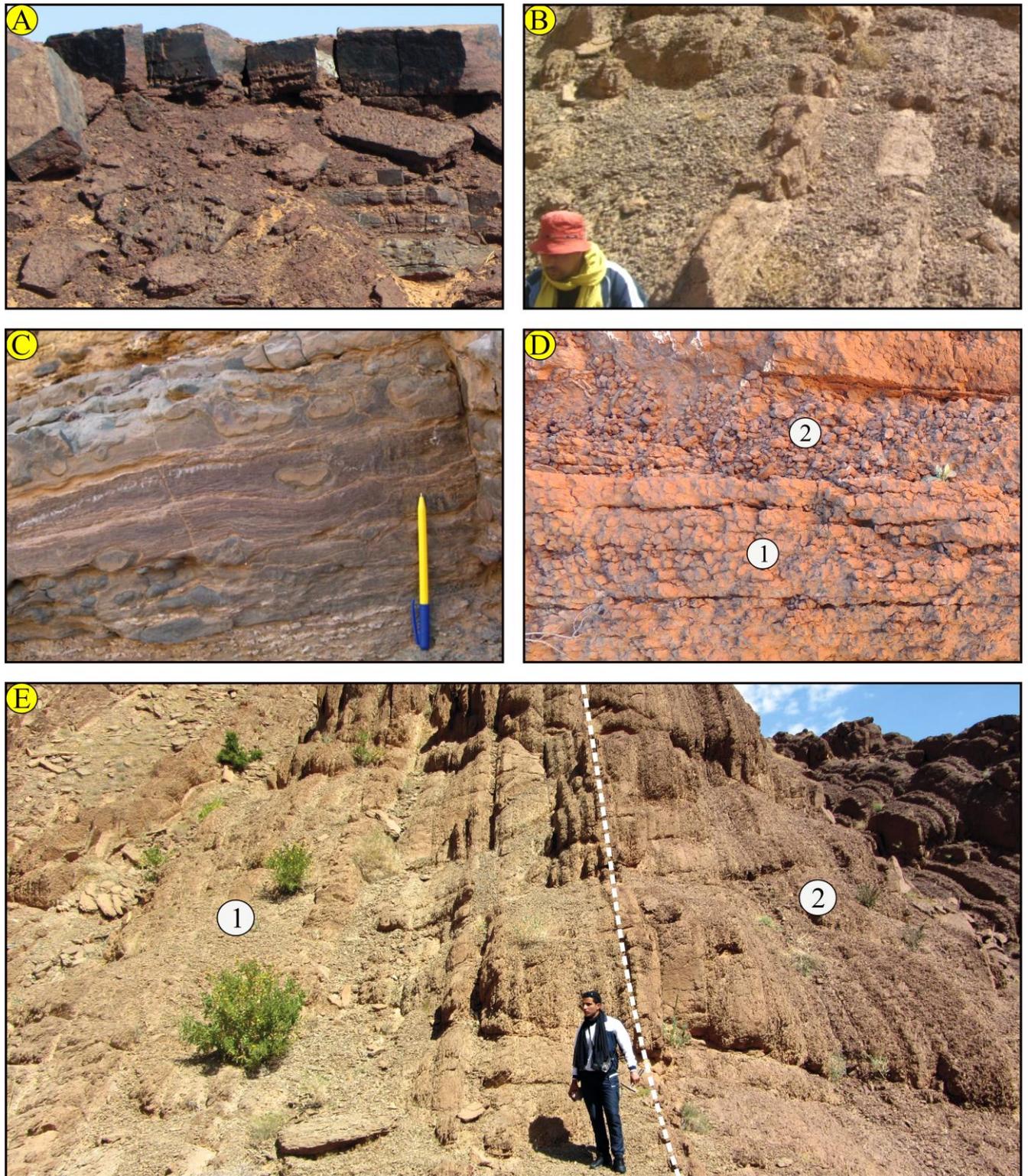
- Faciès (F16) : Calcaires noduleux « griottes » (Figure 16) :

Description :

Le faciès « griottes » a été décrit par plusieurs auteurs (Elmi & Ameer, 1984 ; Abbache, 2001 ; Benhamou *et al.*, 2004).

Ce faciès de couleur ocre, parfois verdâtre, est bien caractérisé dans le secteur de Ben-Zireg « Formation des calcaires griottes des trois palmiers » par des niveaux centimétriques à métriques (jusqu'au 2 m) et dans le secteur de la Saoura (région de Marhouma et de Ouarourout), dans la « Formation du Cheffar El Ahmar » et dans la partie médiane « Partie Argilo-calcaires » de la « Formations des argiles de Marhouma », par des niveaux centimétriques à décimétriques (0,10 à 0,60 m).

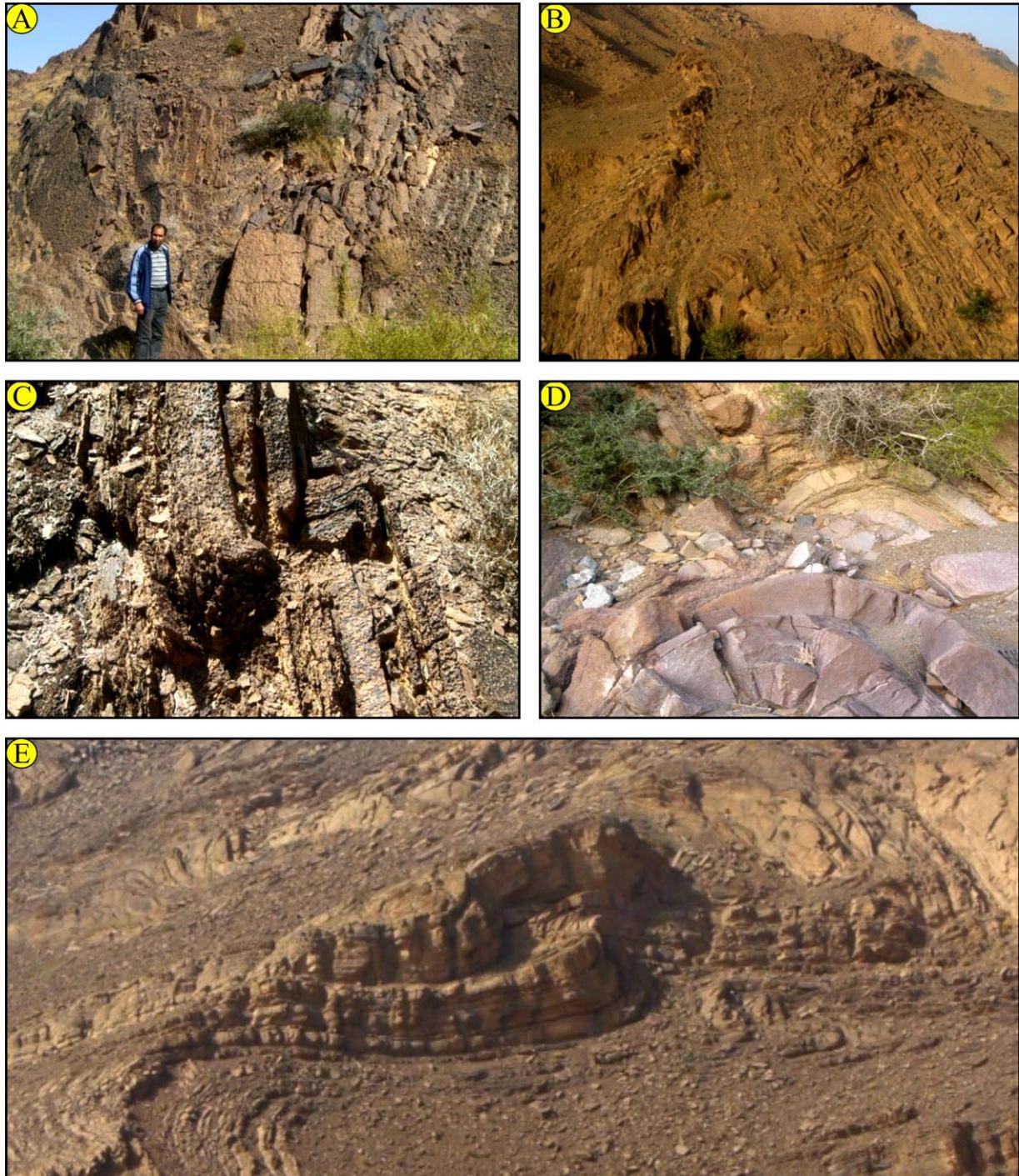
Il s'agit de calcaires argileux, ferrugineux, ou d'une argile calcaire à interlits d'argiles schisteuses contenant des nodules plus clairs, de couleur rougeâtre foncée, parfois verdâtre. La roche se présente sous forme de calcaire nodulaire et d'argile à nodules calcaires riche en goniatites. Les nodules sont irréguliers, pas toujours très bien définis mais, lorsqu'ils sont nets, ils apparaissent relativement dispersés au sein de la matrice argilo-calcaire. Généralement, ces nodules centimétriques à décimétriques irréguliers sont disposés selon la stratification. Ils peuvent parfois être jointifs et former de petits niveaux calcaires irréguliers.



A : Griottes calcaires massifs (F16) ; B : Griottes (F16) “ Alternance calcaires et argiles ” ;
 C : Détail dans un banc de calcaires griottes à “ Nodules stratifiés et emballés par des argiles ”
 ; D : Faciès griottes ; 1- banc de calcaires à nodules détachés , 2- argiles à nodules dispersés ;
 E : Faciès griottes (F16) , 1- Alternance verdâtre à dominance argileuse ,
 2- Alternance rougeâtre à dominance calcaires

Figure 16 : Présentation photographique du faciès de calcaires noduleux « griottes » (F16)

Les niveaux de calcaires griottes sont homogènes et constitués d'empilements continus. Ils ne montrent pas de variations sédimentologiques ni de limites nettes entre les bancs. Ce faciès noduleux est affecté par plusieurs phénomènes tectoniques tels que les différents types de plissements et de fractures (Figure 17).



A : Charnières d'un pli anticlinal dans les griottes (F16) ; B : Plissements (plis anticlinaux et synclinaux) dans les griottes (F16) ; C : Pli faillé en "L" dans les griottes (F16) ; D : Pli anticlinal dans les griottes (F16) ; E : Pli faillé dans les griottes (F16)

Figure 17 : Présentation photographique des différents phénomènes tectoniques (plissements et failles) dans les faciès « griottes » (F16)

L'examen microscopique des lames minces montre des biomicrites de texture mudstone à wackestone rarement packstone à abondance de tentaculites dans les griottes du Frasnien Ib et ostracodes dans les griottes du Famennien III et IV. Les bioclastes associés sont représentés par des débris de goniatites, de bivalves, de brachiopodes, de crinoïdes, de gastéropodes et de trilobites. Ces débris relativement rares sont généralement dispersés dans la matrice mais ils peuvent parfois être concentrés le long de niveaux particuliers. Les particules de bioclastes présentent un état de conservation variable. Ils peuvent être brisés et certaines valves de bivalves et brachiopodes montrent des structures géopétales. La matrice entre les nodules est une argile calcaire, comportant parfois des débris bioclastiques et grains fins de quartz silteux. Dans ce microfaciès, la calcite s'est parfois concrétionnée autour de certains points d'attraction durant la diagenèse et par augmentation de la teneur en matière argileuse, on passe au calcschiste noduleux.

Interprétation :

Le cortège bioclastique présent atteste d'un milieu ouvert. Le caractère fin du sédiment situe son dépôt sous la zone d'action des vagues. Les bioturbations témoignent de la présence d'endofaune au sein du sédiment et ainsi de son caractère oxygéné. Les bioclastes et les grains de quartz silteux pourraient être liés à une agitation momentanément élevée (passage d'une tempête). Ce faciès se serait donc déposé sous la zone d'action des vagues, à la limite de la zone d'action des vagues de tempête.

Les griottes caractérisent les dépôts de pente et le bas de pente ; une origine sur la plateforme n'est pas écartée mais (selon les secteurs). Leurs mises en place par glissements (olistolithes et olistostromes) sont fréquentes (Marhouma) comme attestée dans l'Anti-Atlas (Wendt *et al.*, 2006).

L'origine diagénétique, des alternances marno-calcaire en général et des faciès noduleux, a été proposée par divers auteurs (Gluyas, 1984 ; Munnecke & Samtleben, 1996, voir partie faciès noduleux).

Ce faciès de calcaires noduleux « griottes » (F16) est représenté par des calcaires à tentaculites (deux sous faciès : F16-a et F16-b) et des calcaires à ostracodes (deux sous faciès : F16-c et F16-d) ainsi que par des mudstones micobréchiques (F16-e) et des wackestones-packstones à céphalopodes (F16-f).

- **Calcaires à tentaculites (Figure 18) :**

Description :

Il constitue le principal faciès de la partie basale du membre inférieur « griottes calcaires » (secteur de Ben-Zireg) et la partie supérieure de la « Formation du Cheffar El Ahmar » (secteur d'Ougarta). Il s'agit de niveaux en bancs centimétriques (0,05 à 0,25 m) à décimétriques (0,60 à 0,70 m) de calcaires nodulaires, de couleur lie-de-vin, parfois vert et/ou légèrement argileux, intercalés la plupart du temps dans des argiles. Les nodules sont le plus souvent entourés par un liseré micritique. Certains niveaux sont massifs, à surface sommitale intensément bioturbée. Dans ces calcaires à tentaculites, deux sous-microfaciès peuvent être distingués :

- **Sous faciès (F16-a) : Mudstone - wackestone à tentaculites (Figure 18 A) :**

Le microfaciès est un biomicrite caractérisé par la fréquence des tentaculites recristallisés et parfois de plaques d'échinodermes, de trilobites, de brachiopodes et notamment des ostracodes et des goniatites. La texture dominante est une texture de type mudstone avec des pourcentages de boue carbonatée formant de 70 à 80 % du microfaciès. Cette texture passant par endroits à une texture de wackestone et vice versa.

- **Sous faciès (F16-b) : Packstone – grainstone à tentaculites (Figure 18 B) :**

Ce microfaciès se caractérise par l'abondance des bioclastes de tentaculites (65 à 80 %), de rares trilobites, brachiopodes et ostracodes (représentant chacun environ 5 %). On y note aussi une rareté de bioclastes de crinoïdes et un pourcentage de boue carbonatée formant de 10 à 20 % du microfaciès. La texture dominante est donc packstone à grainstone. Les tentaculites sont affectés de phénomène de ferruginisation, souvent emboîtés, se présentant en minces passées lenticulaires d'épaisseur millimétriques.

Interprétation :

Certains auteurs relient les tentaculites aux ptéropodes (Massa, 1965 ; Hollard, 1974 et 1981a), d'autres aux styliolinidés ou aux dacryonaridés (Wendt et Aigner, 1985 ; Wendt, 1988 b ; Hladil *et al.*, 1991, 1996, 1999). Même si certains auteurs considèrent les tentaculites comme des organismes benthiques d'eau profonde (Berger, 1974 ; Bouyx *et al.*, 1992), la plupart des auteurs les considèrent comme étant des organismes pélagiques. Parmi ces derniers, de rares auteurs les décrivent comme des organismes pélagiques d'eaux peu profondes (Walker & Laporte, 1970), alors que la majorité les considèrent comme étant des organismes pélagiques d'eaux profondes (Elloy, 1972 ; Tucker, 1974 ; Wilson, 1975 ; Flügel, 1982 ; Bourouilh *et al.*, 1998 ; Wendt, 1993 ; Kaufmann, 2006). Ce faciès correspond à des pélagites.

L'association d'organismes benthiques (échinodermes, brachiopodes et trilobites) avec les tentaculites (organismes pélagiques d'eaux profondes), suggère un milieu de dépôt relativement profond. La dominance de texture fine (mudstone – wackestone), l'absence de structures sédimentaires liées aux vagues ou aux courants et le fait que ces calcaires soient intercalés dans des argiles d'eaux profondes plaident en faveur d'un milieu de faible énergie, sous la limite d'attaque des vagues de tempêtes.

La texture packstone à grainstone est indicative d'une augmentation de l'énergie, au sein du milieu de dépôt, elle peut être liée à des phénomènes ponctuels de perturbations (comme par exemple des échos de tempêtes).

- **Calcaires à ostracodes (Figure 18) :**

Description :

Le faciès de calcaires à ostracodes est bien caractérisé dans le secteur de Ben-Zireg (la partie sommitale du membre inférieur « griottes calcaires » et le membre médian « griottes argilo-calcaires ») et dans le secteur de la Saoura (secteur de Marhouma et Ouarourout) dans la partie médiane « argilo-calcaires » (les membres des « griottes calcaires » et « griottes argilo-calcaires ») de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Ces calcaires sont représentés par des niveaux centimétriques à décimétriques (0,10 à 0,80 m) (secteur de Ben-Zireg et Saoura) à métriques (2 m) (secteur de Ben-Zireg). Il s'agit de calcaires noduleux, de couleur lie-de-vin, parfois vert et/ou légèrement argileux, intercalés dans des argiles. Les nodules sont le plus souvent entourés par une pellicule argileuse ou micritique. Quelques niveaux sont massifs, à surface sommitale fortement bioturbée. Dans ces calcaires à tentaculites, deux sous-microfaciès peuvent être distingués :

- **Sous faciès (F16-c) : Mudstone-wackestone à ostracodes (Figure 18 C) :**

L'examen microscopique des niveaux de calcaires griottes montre une biomicrite de texture mudstone à wackestone contenant des ostracodes du groupe d'Entomozoidea, à valves jointes et disjointes et à côtes très fines. Certaines lames montrent occasionnellement des rhomboèdres de dolomite et des grains de quartz dispersés dans la matrice micritique. La biophase accessoire est formée de sections de goniatites, de bivalves et de brachiopodes.

- **Sous faciès (F16-d) : Packstone à ostracodes (Figure 18 D) :**

L'examen microscopique montre qu'il s'agit d'une biomicrite de texture packstone, riche en ostracodes du groupe des Entomozoidea, avec un nombre sensiblement abondant de valves dissociées. Les ostracodes sont de petite taille associés à d'autres ostracodes à carapace qui semblent plus abondants.

La biophase accessoire est composée de débris de gastéropodes, de bivalves et de goniatites. La matrice micritique peut contenir aussi une certaine proportion de quartz détritique, généralement anguleux et peu sphérique, mesurant environ 0,1 mm ("sable fin").

Interprétation :

La texture fine (mudstone – wackestone) et les ostracodes à carapace très fine appartenant au groupe d'Entomozoidea traduiraient la présence de milieu calme, situé sous la zone photique et en eaux déficitaires en oxygène (Casier, 2004) constituant une part des pélagites.

La texture packstone et l'abondance des ostracodes à carapace dissociée témoignent des eaux relativement agitées. Cependant, la prédominance d'ostracodes à carapace très fine appartenant au groupe d'Entomozoidea indique que l'environnement était profond pauvre en oxygène dissous. Ce faciès peut être assimilé à un dépôt de tempêtes distales.

- **Sous faciès (F16-e) : Mudstone microbréchique (Figure 18 E) :**

Description :

Ce faciès est semblable au faciès griotte bioturbé, et est représenté dans la partie médiane de la série par des niveaux calcaires centimétriques (10 à 0,30 m) ocre et intensément bioturbés. L'étude microscopique montre une texture mudstone-wackestone à micrite hématisée enrobant des clastes anguleux à sub-anguleux de taille pluri-millimétrique. Ces microbèches sont mal classées et se présentent à la manière d'un puzzle et sont associés avec quelques bioclastes d'ostracodes et de bivalves.

Interprétation :

La nature micritique des sédiments suggère une sédimentation sur place dans un environnement situé à proximité immédiate de la zone d'action des tempêtes. La nature et l'origine des microbrèches correspondent soit à un sédiment érodé et remanié lors des tempêtes distales, soit à une sédimentation sur place en absence de toute modification d'énergie par l'action et le processus répétitifs de perforations (bioérosion) après lithification. Ces nodules bréchiques sont intercalés dans le sédiment pendant la période de dépôt sans indiquer nécessairement une variation d'énergie.

- **Sous faciès (F16-f) : Wackestone-packstone à céphalopodes (Figure 18 F,G,H) :**

Description :

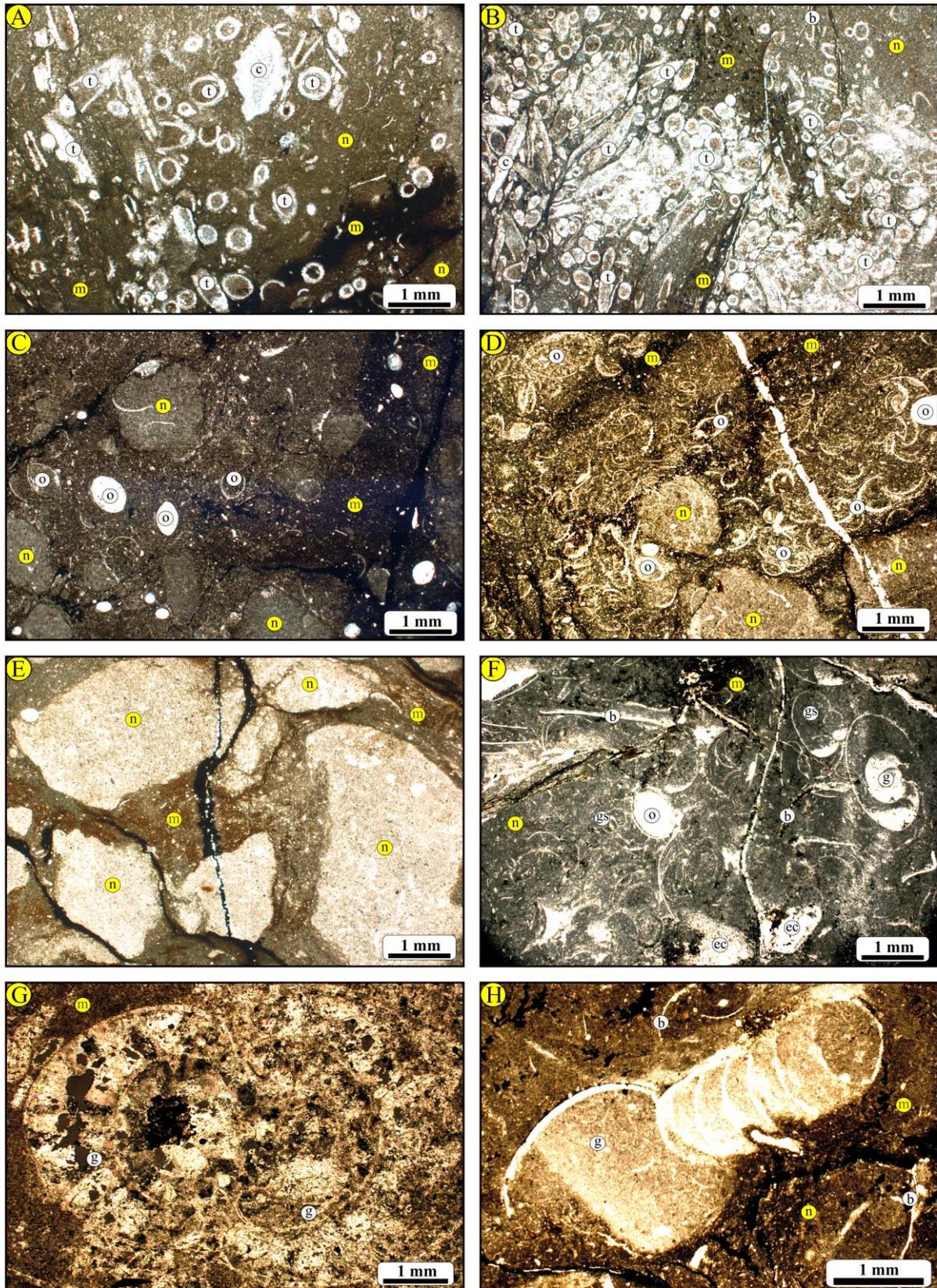
Ce faciès forme des niveaux centimétriques (0,10 à 0,40 m) de calcaires noduleux rougeâtre ou verdâtre et intensément bioturbés, intercalés dans les parties médiane et sommitale de la série étudiée. Ces niveaux sont surmontés par une croûte ferrugineuse millimétrique.

En lames minces, ce faciès correspond à une biomicrite de texture wackestone évoluant parfois à une texture packstone riche en ammonoïdes de dimension centimétriques, en débris ou entiers. Les éléments accessoires correspondent à des sections d'orthocères, de brachiopodes, de bivalves, de gastéropodes, d'ostracodes et des plaques d'échinodermes.

Interprétation :

Ces niveaux riches en goniatites pourraient être indicateurs d'une sédimentation à taux réduits ou même d'un arrêt de sédimentation. Certains auteurs les interprétés comme dues à des accumulations de coquilles lors de tempêtes (Robertson & Degnan, 1993). Cependant, nous n'avons observé aucune structure sédimentaire pouvant appuyer cette possibilité.

Ces calcaires à céphalopodes se sont probablement déposés soit dans un environnement de plate-forme ou de pentes de plates-formes, soit dans un bassin peu profond (Wendt, 1988 b ; Wendt & Aigner, 1985).



n : nodules ; m : matrice ; c : conodontes ; t : tentaculites ; o : ostracodes ; g : goniatites ; b : bivalves ; gs : gastéropodes ; ec : plaques d'échinodermes

A : Mudstone - wackestone à tentaculites (F16-a) ; B : Packstone - grainstone à tentaculites (F16-b) ;

C : Mudstone - wackestone à ostracodes (F16-c) ; D : Packstone à ostracodes (F16-d) ; E : Mudstone microbréche (F16-e) ;

F : Wackestone - packstone à céphalopodes (F16-f) ; G : Packstone à céphalopodes (F16-f) ; H : Wackestone à céphalopodes (F16-f)

Figure 18 : Présentation photographique des sous faciès « Microfaciès » (F16-a, F16-b, F16-c, F16-d, F16-e, F16-f) des calcaires noduleux « griottes » (F16)

- Faciès (F17) : Calcaires silteux (Figure 19) :

Description :

Ce faciès est fréquent dans la partie basale de la « Formation des argiles de Kahla » sous forme de lentilles, rouge et/ou vert, centimétriques (0,04 à 0,10 m), inter-stratifiées dans des successions argilo-gréseuses. Ces lentilles sont souvent affectées par des déformations de type *slumps* ainsi que des figures d'échappement de fluides et montrent de fines lamines horizontales et obliques ou entrecroisées. Quelques fois ces passées lenticulaires deviennent latéralement en plaquettes ou avec litages déformés.

Interprétation :

Le faciès slumpés apparaît sous une forme géométrique lenticulaire et se trouve intercaler au sein des dépôts de tempêtes. Il correspond aux «*mud-tempestites*» reconnues en Mer du Nord par Aigner & Reineck (1982) et traduit un dépôt à partir d'une suspension qui résulte d'une expression latérale des actions de tempêtes en milieu d'offshore distal. Des dépôts similaires de granulométrie très fine ont été attribués à des périodes transgressives en milieu d'offshore (Corcoran, 2008).

Le faciès carbonaté est un dépôt autochtone se formant à la faveur d'un arrêt ou un ralentissement dans les apports détritiques terrigènes.

Ces dépôts de calcaires silteux témoignent d'un changement relatif dans la dynamique sédimentaire, lié aux conditions propres de l'environnement de dépôt. Il s'agit d'une sédimentation pélagique influencée ou perturbée par l'arrivée de bouffées turbiditiques diluées.

Parfois, le passage entre les siltites et argilites se fait graduellement par augmentation du pourcentage d'argile. Cette description est compatible avec les rythmites gradées ou «*storm graded layers; SGL*» qui sont attribuées à une dynamique de tempêtes en milieu d'offshore (Guillocheau & Hoffert, 1988).

C.3. Pôle chaotique :

- Faciès (F18) : Flots de débris (*debris flow*) et olistolithes (Figure 19) :

Description :

Le faciès chaotiques est bien caractérisé dans la partie supérieure du membre inférieur de la « Formation des grès de Marhouma » (région de Marhouma). Il s'agit d'un ensemble désorganisé, à chenaux gréseux, affectés par des slumps et des failles synsédimentaires. Cet ensemble renferme également des blocs de forme arrondie à subarrondie et de taille décimétrique à métrique (0,50 à 2 m). Ces blocs sont emballés dans une matrice argileuse (« *mud-supported* ») et correspondent à des flots de débris et à des olistolithes.

Interprétation :

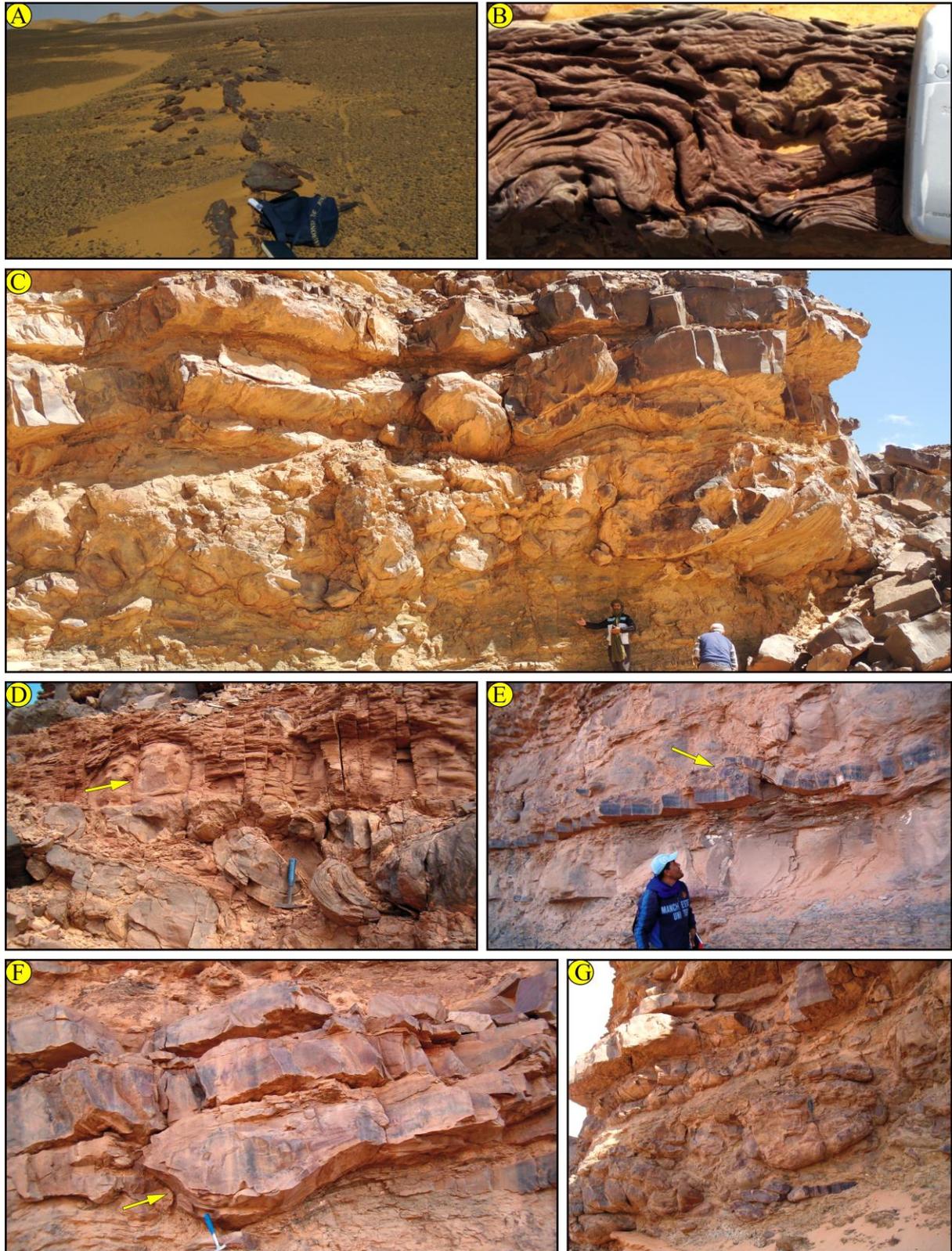
Ils correspondent à la catégorie : F1, F2 et F3 de (Mutti, 1999 ; Mutti *et al.*, 2003, 2009) et A1-4 de Pickering *et al.* (1986).

Les débris sont des écoulements gravitaires isolés dépourvus d'un classement, se présentent soit dans les chenaux soit dans les minces niveaux turbiditiques, indiquant un dépôt dans un environnement en bas de pente. Des faciès similaires ont été identifiés dans les environnements glaciaires (Ouali Mehadji *et al.*, 2012).

La nature chaotique, le manque d'organisation, la teneur et la taille des blocs suggèrent un dépôt d'avalanche de débris sous-marin avec un déplacement sur de long distance et de forte vitesse (Mohrig *et al.*, 1999). Généralement, ce sont les séismes qui génèrent ce type de mouvement (Mulder & Faugères, 2001). Il s'agit d'un dépôt lié à des glissements majeurs générés par une probable instabilité tectonique (ondes sismiques intenses) et peuvent être liés à l'instabilité du fond marin.

Le niveau relativement moins épais et slumpé de flots de débris correspond à un dépôt lié à l'instabilité de la partie proximale de la pente et/ou lors d'une activité tectonique. Ces dépôts peuvent être, aussi, liés à une chute du niveau marin relatif (Shanmugam & Moiola, 1988).

Notons que la relation séisme-slump est clairement mise en évidence pour des séismes historiques. Un séisme de magnitude 6,5 à 7,2 en 1980 au large de la Californie, à l'origine d'un slump développé sur 20 km², sur une pente de 0,25° (Field *et al.*, 1982). Ce type de blocs suggère un charriage synsédimentaire (Cornamusini, 2004).



A : Calcaires silteux centimétriques (F17) ; B : Faciès a aspect fluidal (suintement d'huile "H-C") épigenisé en calcaires silteux (F17) ; C : Vue panoramique montrant la partie basale de l'ensemble chaotique (F18) ; D : Olistolithe décimétrique remanié dans des argiles vertes (flèche jaune) ; E : Niveau gréseux centimétrique slumpé (flèche jaune) dans l'ensemble chaotique (F18) ; F : Figure de charge à la base (flèche jaune) d'un banc gréseux chenalisé (F18) ; G : Blocs hétérométriques enrobés dans des argiles sableuses vertes (F18)

Figure 19 : Présentation photographique du faciès de calcaires silteux (F17) et des faciès chaotiques (F18)

IV. Association de faciès et environnement de dépôt :

A. Notion de l'association de faciès :

L'association de faciès correspond à l'ensemble des couches sédimentaires caractérisées par la combinaison et l'arrangement géométrique de deux ou plusieurs faciès. Elle permet de définir les dépôts sédimentaires à l'intérieur d'un système logique d'organisation verticale et horizontale (Ameur, 1988).

La succession verticale des faciès ou des associations permet fréquemment de décrire une séquence constituée de différents termes qui s'enchaînent dans un ordre déterminé sans interruption majeure de sédimentation (Biju-Duval, 1999).

Cette démarche a été utilisée la première par Fournie (1973), elle a pour but de rechercher les fréquences d'association de faciès et admettant aussi la confection et l'agencement de « Séquence virtuelle locale » (Kazi Tani, 1986).

B. Notion de milieu de dépôt :

L'environnement de dépôt est le rapport entre l'ensemble des conditions et des exigences bioécologiques, physico-chimiques (dynamiques, climatiques), eustatiques et topographiques qui se sont maintenues durant une période de temps au moment duquel s'est effectué le dépôt sédimentaire (Elf Aquitaine, 1977).

Dans les différents milieux de dépôts, d'autres paramètres principaux peuvent intervenir tels que l'eustatisme et la subsidence. Ces paramètres ont pour conséquences des émergences et des arrêts de sédimentation. Les différents milieux de sédimentation sont représentés dans les trois principaux domaines : marins, mixtes et continentaux. Chacun de ces trois majeurs concepts environnementaux est subdivisé à son tour en plusieurs milieux (Figure 20).

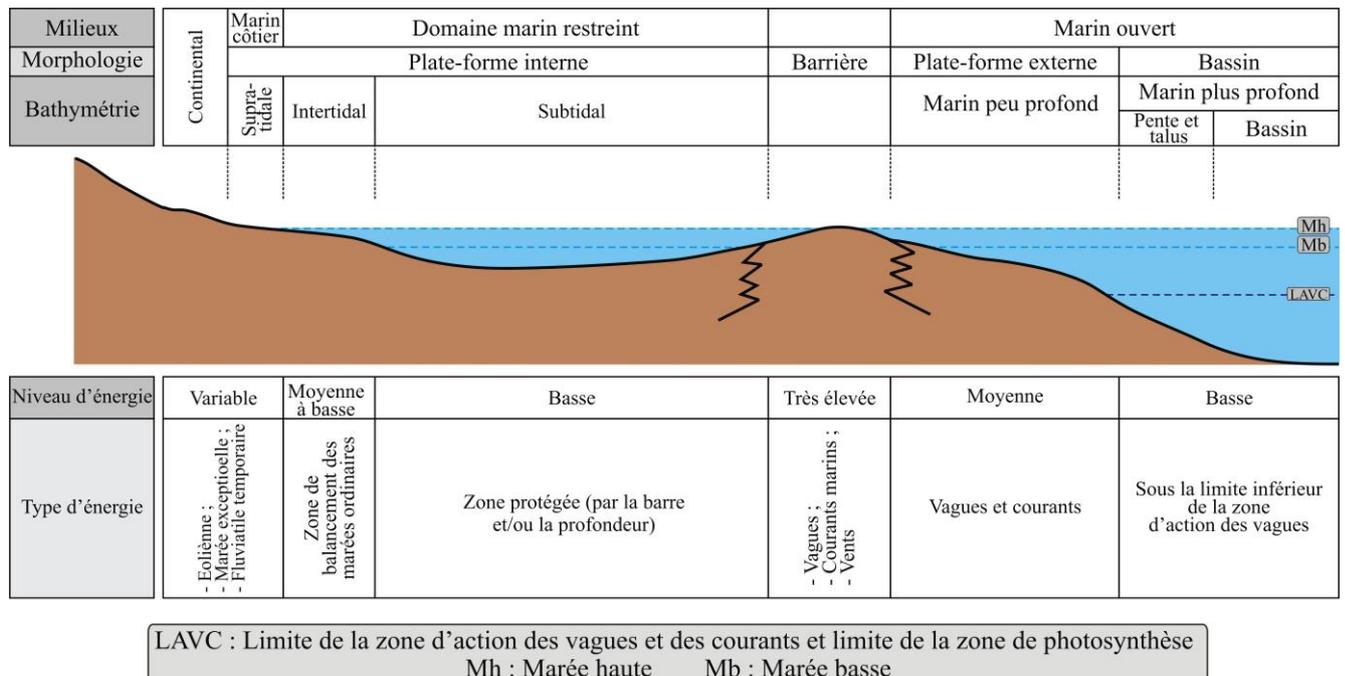


Figure 20 : les principaux milieux de dépôts (Elf Aquitaine, 1977 ; Yapaudjian, 1987)

C. Les environnements et les associations :

Les faciès (18 faciès et 15 sous faciès) identifiés et interprétés selon leurs indications hydrodynamiques, et leurs regroupements en associations nous ont permis de distinguer huit (8) associations de faciès notées de « A » à « H ». Chacune des ces associations détermine un environnement de dépôt avec des caractéristiques lithologiques et sédimentologiques.

Les associations dénombrées (8) et leurs interprétations environnementales sont résumées dans le tableau suivant (Tableau 2).

Associations	Groupement de faciès	Environnement de dépôt	Position dans les séries
Association "A"	F13a , F13b	Rampe proximale	Formation des argiles de Marhouma (Partie médiane "argilo-calcaires") Formation des argiles de Kahla
Association "B"	F1 , F12b , F12c	Rampe médiane	Formation des argiles de Marhouma (Partie médiane "argilo-calcaires")
Association "C"	F1 , F12a , F14 , F15 , F16 , F17	Rampe distale	Formation des calcaires griottes de 3 palmiers Formation des argiles de Marhouma (Partie médiane "argilo-calcaires") Formation de Cheffar El Ahmar "Partie basale" Formation des argiles de Kahla "Partie basale"
Association "D"	F1 , F4 , F5 , F6 , F8 , F9 , F10	Plate-forme détritique (shorface, offshore)	Tempêtes Formation des argiles de Marhouma (Partie sommitale "argilo-gréseuse") (région de Ouarrourout) Formation des argiles de Kahla
Association "E"	F1 , F11 , F18	Pente	Ensemble inférieur de la Formation des grès de Ouarrourout (région de Marhouma)
Association "F"	F1 , F7	Bassin de type sillon Turbidites et hémipélagites Bassin turbiditique	Turbidites Formation des argiles de Marhouma (Partie sommitale "argilo-gréseuse") (région de Marhouma)
Association "G"	F2 , F3	Bassin de type ombilic Hémipélagites	Formation des argiles de Marhouma (Partie basale "argileuse") Formation de Cheffar El Ahmar
Association "H"	F1 , F4 , F7	Plate-forme détritique (appareil deltaïque)	Ensemble supérieur de la Formation des grès de Ouarrourout (région de Marhouma et de Ouarrourout)

Tableau 2 : Tableau récapitulatif des associations de faciès et des environnements de dépôts

C.1. Milieu de dépôt de type rampe carbonatée :

Ce milieu de rampe (au sens de Ahr, 1973 ; Read, 1985 ; Burchette & Wright, 1992) est marqué par une pente douce en raison de :

- l'absence de lithoclastes, de dépôts de remaniements gravitaires (turbidites, brèches...) et des cortèges de barrières oolithiques ou récifales ;

- l'abondance de carbonates intercalés dans les boues, l'évolution graduelle des environnements de dépôts sans nette lacune et la simultanéité des événements de tempêtes indiquent de bonnes communications avec le milieu marin ouvert.

Les associations dans cet environnement de type rampe sont représentées par :

C.1.1. Association « A » : Rampe proximale (inner-ramp) : F13a et F13b

La rampe proximale représente un environnement de haute énergie soumis à l'action des vagues de beau temps ;

Cette association regroupe les sous-faciès des calcaires à encroûtements stromatolithiques (F13-a) et les calcaires à ooïdes (F13-b). Les dépôts de cette association de faciès sont représentés particulièrement dans le membre inférieur des calcaires à entroques (région de Marhouma) de la partie médiane « Argilo-calcaires » de la « Formation des argiles de Marhouma » et le membre inférieur de la « Formation des argiles de Kahla ».

Il s'agit soit des bancs centimétriques ocre de calcaires bioclastiques à entroques tapissées par des oncoïdes et des encroulements stromatolithiques (région de Marhouma) soit des calcaires silteux à oolithes ferrugineuses (région de Gourara). Le faciès correspond à une oobiomicroite de texture wackestone. La fréquence des lamines algaires et le faible taux de bioturbation dans les bancs calcaires indiquent un environnement moins profond (médiolittoral) à conditions de température et de salinité élevées.

L'association de faciès « A » peut être interprétée comme dépôts d'une rampe carbonatée proximale exceptionnellement inondée par des courants de tempêtes. Elle reflète un environnement de haut-fond pélagique, où s'opèrent l'activité biologique intense et l'hydrodynamisme fort, attesté par l'accumulation amalgamée des bioclastes surtout des articles des crinoïdes.

C.1.2. Association « B » : Rampe médiane (mid-ramp) : F1, F12-b et F12-c

Cette association est bien caractérisée dans le membre inférieur de la partie médiane « argilo-calcaire » de la « Formation des argiles de Marhouma » (région de Ouarourout et Marhouma). Elle regroupe les deux sous-faciès des calcaires à entroques : le sous faciès packstone à crinoïdes (F12-b) et le sous-faciès grainstone à crinoïdes (F12-c).

Les biomicrites packstones et biosparites grainstones reflète un environnement agité peu profond, attesté par les formes brisées et mal classées des bioclastes.

La rampe médiane peut rendre compte des niveaux d'énergie hydrodynamique, en contexte peu profond, dans sa partie offshore transition. Ces dépôts sont semblables à ceux du Jurassique supérieur, au Nord de la Suisse, qui ont été rapportés à la partie médiane d'une rampe carbonatée dominée par les tempêtes près de la limite d'action des vagues de tempêtes avec une énergie modérée à élevée (Gonzalez, 1996). Cette influence des tempêtes est témoignée par la présence des intervalles coquilliers à abondance de faune de brachiopodes.

C.1.3. Association « C » : Rampe distale : (outer-ramp) : F1, F12-a, F14, F15, F16, F17

La rampe distale coïncide avec l'offshore inférieur (zone aphotique) qui est à l'abri de l'action des vagues de tempêtes (LAVT).

C'est une association bien caractérisée dans :

- Le membre inférieur des griottes calcaires et membre médian des griottes argilo-calcaires de la « Formation des calcaires griottes des trois palmiers » ;

- Le membre des calcaires à entroques, le membre des griottes calcaires et le membre des griottes argilo-calcaires de la partie médiane « argilo-calcaires » de la Formation des argiles de Marhouma (régions de Ouarourout et Marhouma) ;

- Le membre inférieur des argiles à passées de grès en plaquettes et de calcaires silteux et le membre supérieur des argiles à passées de calcaires bioclastiques (Coupe du pied méridional de Djebel Hêche) et le membre supérieur des argiles à passées de calcaires silteux (Coupe de Charouine) dans la « Formation des argiles de Kahla ».

Il s'agit des niveaux calcaires en intercalations avec des argiles rougeâtres et/ou verdâtres (F1) assimilées à des hémipélagites. Ces niveaux sont représentés par des mudstone à crinoïdes (F12-a), des calcaires à filaments (F14), des calcaires à brachiopodes (F15), des calcaires noduleux « griottes » (F16) et des calcaires silteux (F17) constituant les pélagites.

Le regroupement de ces faciès (F1, F12-a, F14, F15, F16, F17) correspond à des dépôts en rampe distale attestée par l'hydrodynamisme faible, et l'abondance de faune et microfaune pélagiques (Burchette & Wright, 1992).

C.2. Milieu de dépôt de type plate-forme détritique à influence des tempêtes :

Association « D » : Plate-forme détritique à influence des tempêtes : F1, F4, F5, F6, F8, F9, F10

Cette association rassemble les faciès qui caractérisent la partie inférieure de « la Formation des grès de Marhouma » (région de Ouarourout) et le membre médian de « la Formation des argiles de Kahla ». Elle est représentée par les faciès : argiles vertes (F1), grès massifs (F4), grès en plaquettes (F5), grès à HCS (F6), grès à laminations obliques (F8), à laminations entrecroisées (F9) et enfin des grès bioclastiques (F10).

Les séquences tempestites en alternance avec des argiles (post-tempêtes) traduit l'action des tempêtes en milieu d'offshore transition à distal responsable des faciès F6, F8, F9 et F10, suivie de phases hydrodynamiques plus calmes favorisant les argiles (F1) et des grès en plaquettes (F5) par abandon (échos de tempêtes) et décantation (*slow fair weather mudstone deposition*). La rareté des niveaux fossilifères et des traces de bioturbations indique des conditions hostiles au développement d'une vie benthique.

C.3. Milieu de dépôt de type pente :

Association « E » : Pente (slope) : F1, F11, F18

Cette association de faciès caractérise le membre inférieur de la formation des grès de Marhouma (région de Marhouma) par un niveau discontinu conglomératique (F11), l'ensemble des grès chaotiques (F18) à blocs irréguliers. Ces deux dépôts tectono-sédimentaires sont emballés dans des hémipélagites (F1). La présence des failles synsédimentaires, des indices de glissements (slumpes) témoignant de moments d'instabilités tectoniques de la partie proximale de la pente (Agirrezabala & Garcia-Mondejar, 1994 ; Houghton, 2001) et/ou lors d'une activité tectonique (Fielding *et al.*, 1997 ; Posamentier *et al.*, 1992 ; Posamentier, 2003 ; Cornamusini, 2004).

La présence de blocs métriques (olistolithes) suggère une mise en place par des mécanismes de transport en masse (Breda *et al.*, 2007) suite à des remaniements et remobilisations synsédimentaires.

C.4. Milieu de dépôt bassin de type sillon (turbidites et hémipélagites) :

Association « F » : Bassin de type sillon ; Turbidites et hémipélagites : F1, F7, F4

En milieu bassin, un sillon correspond à un moment « *d'apport terrigènes fins et importants où les ammonites sont nombreuses par contre les brachiopodes sont entièrement absents* » (Elmi, 1984 ; Ouali Mehadji *et al.*, 2012).

Cette association est représentée uniquement dans la partie sommitale « argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma » (région de Marhouma). Dans cette association deux principaux faciès sont assemblés, il s'agit d'une alternance plus ou moins rythmique et monotone des interlits d'argiles rouges et/ou vertes (F1) et des niveaux relativement minces de grès fins à laminations horizontales (F7-a) et convolutes (F7-b) avec quelques niveaux de grès massifs (F4). Le contact entre les niveaux détritiques est souvent net.

L'alternance des faciès (F1, F7 et F8) est bien visible dans les falaises argilo-gréseuses. Elle est représentée par des séquences de turbidites classiques de Bouma (1962) avec les termes (Ta, b, c, d, e). Ces séquences sont parfois rabougries ou tronquées montrant les termes (Tb, c, d, e ; Tc, d, e ; Td, e). Cette alternance correspond aussi à des turbidites classiques distales ou aux bordures du cône ou des lobes distaux (Walker, 1978 ; 1992a-b). Les niveaux à laminations convolutes peuvent renseigner sur des turbidites sableuses (« Tc » de Bouma) (Shanmugam, 2000).

Les caractères tels que la faible épaisseur des interlits argileux hémipélagiques, l'uniformité de l'alternance et l'absence d'une organisation stratonomique nette témoignent d'un milieu de plaine abyssale (Mutti & Ricci Lucchi, 1972, 1978 ; Ricci Lucchi, 1975 ; Mutti, 1977, 1984a-b ; Mutti & Johns, 1978 ; Piper, 1978). Egalement, d'une similarité remarquable entre les dépôts de cette association et ceux de la plaine abyssale a été décrite au Miocène dans la formation des Apennins du Nord par (Ricci Lucchi & Piali, 1973 ; Ricci Lucchi, 1975).

C-5- Milieu de dépôt bassin de type ombilic (hémipélagites) :

Association « G » : Bassin de type ombilic et Hémipélagites : F2, F3

L'ombilic correspond « *à des bassins étroits ou gouttières caractérisés par un confinement traduit par les petites dimensions des ammonites et des brachiopodes* » (Elmi, 1984). Ces termes (sillons et ombilics) devraient correspondre à des environnements de type bassin à caractères biologiques distincts mais sans aucune considération d'épaisseur (Ouali Mehadji *et al.*, 2012).

Les dépôts de cette association de faciès constituent le sommet de « la Formation de Cheffar El Ahmar » et la base de « la Formation des argiles de Marhouma » (région de Marhouma et Erg El Djamel). Ils sont représentés par des argiles noires (F2) avec une abondance de faunes naines pyriteuse dans la région de Erg El Djamel et par des argiles à grumeaux (F3) dans la région de Marhouma.

Dans cette association, les textures fines des argiles dues au processus de décantation témoignent des environnements de dépôt à régime hydrodynamique faible voire nul (Allen, 1985). Aussi la dominance argileuse à abondance de faunes pélagiques pyriteuses de formes naines et l'absence de structures de tempêtes indiquent que la sédimentation s'est effectuée en milieu marin réducteur calme et profond, voire même en dessous de la limite d'action des vagues de tempête. Cet environnement peut être assimilé à un milieu de type rampe carbonatée distale, voire de bassin (Burchette & Wright, 1992).

C-6- Milieu de dépôt de type plate-forme détritique à appareil deltaïque :

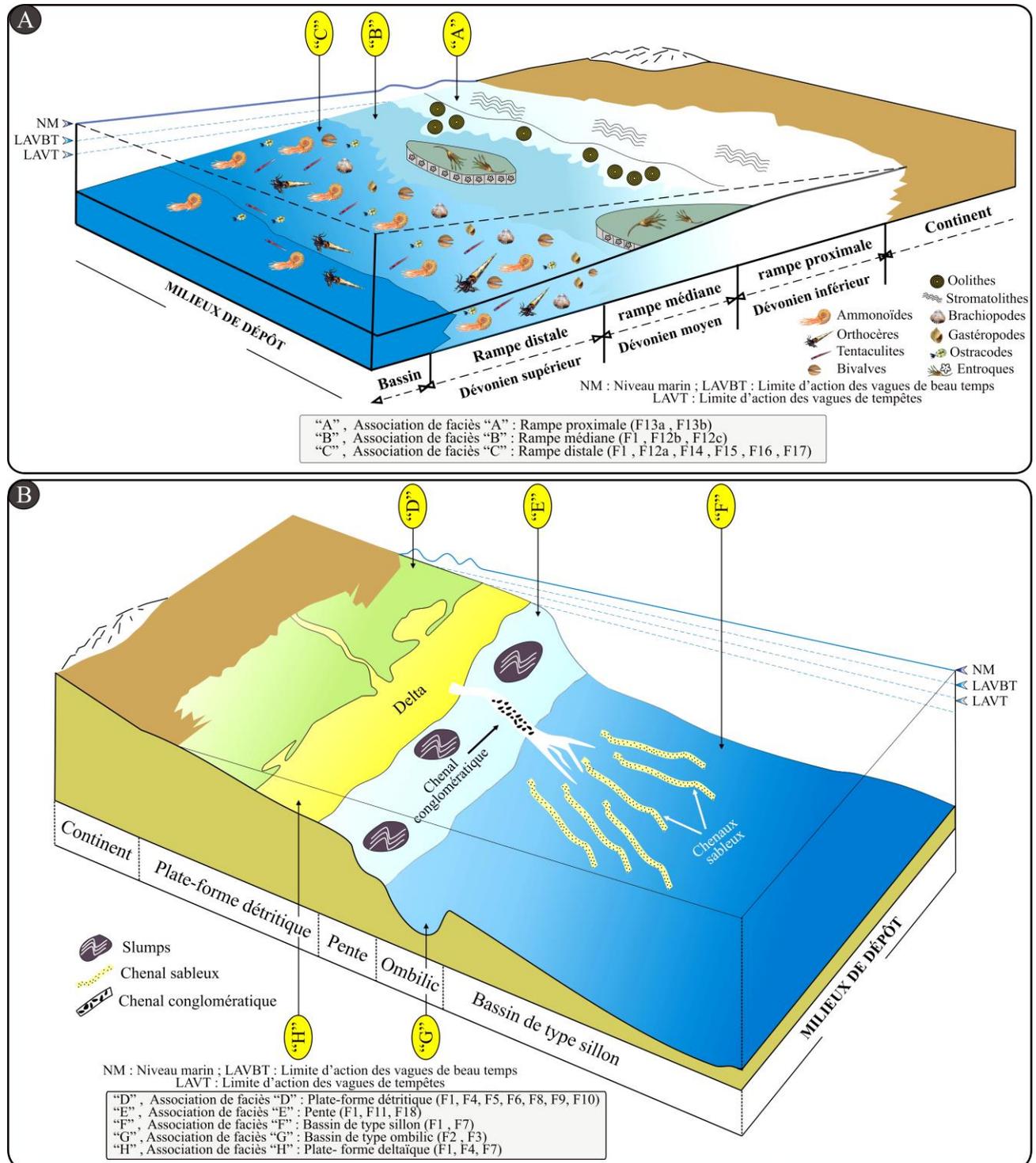
Association « H » : Plate-forme détritique à appareil deltaïque : F1, F4, F7

Cette association de faciès est signalée notamment dans la partie sommitale de l'ensemble supérieur de « la Formation des grès de Marhouma » (région de Marhouma et Ouarourout). Elle coïncide avec des dépôts chenalisés à dominance gréseuse. Ces derniers sont représentés principalement par des grès massifs (F4), des grès à laminations horizontales (F7-a) en intercalation avec des argiles vertes (F1), avec plusieurs niveaux chenalisés. Ces caractères pourraient témoigner d'un milieu marins peu profond (Plint & Nummedal, 2000 ; Posamentier & Morris, 2000), notamment en front du delta, en contexte de shoreface, où agissent soit les courants gravitaires et les vagues fortes (Traykovski *et al.*, 2000 ; Ogston *et al.*, 2000) soit les courants unidirectionnels de marées, les houles et les vagues de (Wright *et al.*, 1986 ; Newman & Chan, 1991 ; Syvitski & Farrow, 1989 ; Orton & Reading, 1993 ; Pattison, 2005).

De telle dynamique sédimentaire est mise en évidence dans les environnements modernes par l'interaction des processus des vagues et des courants d'agitation dans le shoreface et la plate-forme proximal (Shoreface-Offshore transition à dominance mixte). Ces processus s'expliquent sur l'offshore par de nombreux écoulements gravitaires des sédiments (Wright *et al.*, 2001 ; Wright & Friedrichs, 2006) et des écoulements géostrophiques combinés ou courants de turbidité (Hamblin & Walker, 1979 ; Midtgaard, 1996 ; Wheatcroft, 2000 ; Pattison *et al.*, 2007). Parfois, des courants de turbidité correspondent aussi à des réponses à l'impact des ondes de vagues de tempêtes sur des fonds sableux (Mastbergen & Van-Den Berg, 2003).

V. Distribution de faciès et modèle de dépôts en 3D :

Les 18 faciès rencontrés ont été regroupés dans 8 assemblages de faciès. Ces derniers reflètent des environnements de dépôts différents qui peuvent être schématisés en fonction des pôles faciologiques dans les deux blocs diagrammes des figures suivantes (Figure 21).



A : Modèle de dépôt schématisé en 3D du pôle carbonaté (rampe) et distribution de la faune ;
B : Modèle de dépôt schématisé en 3D du pôle détritique et chaotique (allant de la plate-forme détritique au bassin)

Figure 21 : Bloc diagramme de la distribution des associations de faciès

VI. Conclusion :

Le Dévonien supérieur, du Sahara Nord-Ouest de l'Algérie dans les trois bassins : (i) Bassin de Béchar (Ben-Zireg, (ii) Bassin d'Ougarta (Saoura), (iii) bassin de Gourara (Charouine et Haci Fégaguira), est caractérisé par une sédimentation mixtes argilo-grésocalcaires, représenté dans des séries d'épaisseurs différentes.

L'étude faciologique, macroscopique et microscopique, analysée sur toutes les coupes dans les trois secteurs (Ben-Zireg, Saoura et Gourara), permet de mettre en évidence au sein des successions du Dévonien supérieur 18 faciès et 15 sous faciès.

Les faciès sont regroupés en 8 associations (notées de « A » à « H ») et chaque association correspond à un environnement sédimentaire particulier. Ces associations ont été inventoriées et rapportés à huit (8) environnements sédimentaires. Elles sont développées au sein d'un milieu marin allant d'une plate forme peu profonde à bassin profond, selon une polarité amont/aval ou proximal/distal.

Le faciès noduleux de type griottes durant cette période dévonienne montre une certaine homogénéité lithologique. Il est représenté par des alternances rythmiques assez régulières des argiles et des calcaires dans toute la série à Ben-Zireg et durant le Frasnien (zone Ib) et le Famennien (zone III, IV, V) dans la Saoura et aussi au cours du Famennien (zone IV) dans la région de Charouine. Ce faciès à forte bioturbation correspond à une sédimentation dans un environnement de type rampe, bien caractérisé par sa couleur rouge et/ou verte et par ses structures noduleuses et pseudonoduleuses, avec abondance de surfaces sculptées et richesse en faunes pélagiques d'ammonoïdes.

Chapitre « 3 »

Faciès noduleux « Griottes »

Chapitre « 3 » : Faciès noduleux « Griottes »

I. Inventaire faciologique :

A. Introduction :

Le faciès « griottes » (ou « Goniatico Rosso ») du Dévonien supérieur, comme « l'Ammonitico-Rosso » du Jurassique, fait partie des faciès disparus « *dead facies* » au sens de Strackov (1960) car sans équivalent actuel. Leur signification est historique, traduisant l'existence de conditions environnementales particulières.

Les faciès griottes, déposés durant les phases de rifting et de structurations des marges continentales, ont accompagné les ouvertures des domaines océaniques comme l'ouverture de la Néo-Téthys pour les Ammonitico-Rosso, et coïncident avec des périodes de chute brutale du taux de sédimentation (Aubouin 1964 ; Elmi 1981 a, b ; Cecca *et al.*, 1992). Ils se sont développés au Dévonien supérieur sur les marges nord-ouest du Gondwana (Sahara Nord occidental, Anti-Atlas et Montagnes Noires etc.....) lors de la phase orogénique hercynienne.

B. Description :

Le faciès griotte comme « l'Ammonitico Rosso » est un calcaire fin, plus ou moins argileux, rouge (oxydes de fer et hématite), avec une structure noduleuse. Les nodules sont carbonatés et généralement allongés selon le sens de la stratification. De nombreuses surfaces durcies (*hardground*), souvent recouvertes d'une patine ferro-manganésienne sont présentes dans ces sédiments. Ce faciès noduleux montre aussi des biozones d'âges différents sur des épaisseurs réduites, confirmant la condensation souvent très importante. La macrofaune dans les griottes est à forte dominante pélagique avec de nombreux goniatites, orthocères, quelques bivalves et brachiopodes. La microfaune associée est représentée essentiellement par de fines coquilles d'ostracodes, de tentaculites et de microfilaments.

C. Modèle de dépôt :

Le faciès noduleux de type « griottes » est un exemple typique de la série condensée au sens de Vail *et al.*, (1984) et Loutit (1988). Il est caractérisé par un intervalle stratigraphique peu épais et par une vitesse de sédimentation très lente (5 à 10 mm par millier d'années) liés à un déficit en apport d'origine continentale.

Les séries condensées se développent en particulier lors des phases de transgression marine et se retrouvent corrélées avec les surfaces d'inondation maximales (*maximum flooding surfaces*). Elles peuvent se déposer en domaine de plateforme continentale et non plus seulement en domaine de bassin et de talus continental lors des épisodes transgressifs. (Loutit, 1988). La durée du dépôt condensé se place dans des intervalles allant de la biozone stratigraphique à l'étage.

Ce faciès noduleux fin témoigne de milieux de dépôts marins pélagiques à hémipélagiques. Malgré sa profondeur, cet environnement est suffisamment agité pour permettre une bonne oxygénation de l'eau, responsable de l'oxydation du sédiment et du développement d'une faune marine diversifiée. L'environnement de sédimentation des

griottes est interprété classiquement comme un haut-fond marin pélagique sur lequel se déposent des calcaires avec des phénomènes de non-dépôt voire de dissolution lorsque la profondeur augmente et approche ou dépasse le seuil de compensation des carbonates.

Dans les faciès noduleux, le rôle de la diagenèse est également très important. Des phases de dissolution de certaines coquilles des organismes pélagiques, de concentration de résidus insolubles, mais aussi l'action de micro-organismes responsables des variations de couleurs (rougeâtre, verdâtre) observées dans ce faciès, modifient l'aspect de faciès noduleux de type griottes (Préat *et al.*, 2006).

II. Synthèses des travaux sur les faciès noduleux :

A. Aspects des calcaires noduleux rouges et des griottes :

La texture des calcaires à grains fins, issus d'une vase calcaire homogène peut être troublée au cours de la diagenèse. C'est ainsi que l'on peut interpréter les calcaires noduleux et grumeleux. Ces éléments, dans la roche fraîche cohérente, sont solidement juxtaposés. Leur contour est enveloppé par de minces pellicules argileuses et ferrugineuses dissociées après par des altérations.

B. Définition et spécificités des faciès noduleux :

B.1. Typologie de faciès noduleux :

Les faciès noduleux souvent carbonatés rougeâtres et/ou verdâtres sont hétérochrones et se répartissent tout autour de la Méditerranée. Ils sont de divers types :

B.1.1. Faciès griottes. Les griottes, définies comme un marbre rouge « ganglionnaire » dont les nodules ont pour origine des goniatites, des clyménies et des orthocères, sont des calcaires à éléments anguleux tout à fait comparables aux grumeaux des calcaires grumeleux, soudés par des joints argilo-schisteux plus ou moins ferrugineux. La plupart des « faciès griottes » ont été décrits dans le Dévonien supérieur de la Montagne Noire (France), des Pyrénées (Espagne), de l'Anti-Atlas (Maroc), du Sahara Nord Ouest de l'Algérie (Ougarta) et aussi de l'Allemagne.

B.1.2. Marbre de Guillestre. Ce sont des calcaires rognonneux, offrant des nodules imparfaits, dispersés dans la masse schisteuse et renfermant une abondante faune d'ammonoides. Comme les griottes, la teinte de ce faciès carbonaté est rougeâtre ou verdâtre. La faible profondeur de formation de ce faciès paraît bien avoir pris naissance sur les hauts-fonds de la cordillère briançonnaise. Il est transgressif sur le Trias supérieur et repose parfois sur les assises du Jurassique moyen.

B.1.3. Ammonitico-Rosso. Il s'agit d'un faciès de calcaires noduleux plus ou moins marneux ou argileux, rouge, vert, gris ou rose, bien développés en Italie par deux niveaux : au Toarcien (calcaires à *phylloceras* et *Lytoceras*) et au Dogger (calcaires à *Aptychus*). Des faciès presque identiques se retrouvent en plusieurs pays méditerranéens : en Andalousie (Sinémurien, Callovien, Oxfordien, Kimméridgien), au Maroc (Lias moyen et supérieur, Callovien), en Tunisie (Oxfordien, Tithonique) et en Algérie (Toarcien, Bajocien, Callovien, Oxfordien).

B.2. Bioturbation :

L'activité des organismes endobiontes introduit d'importantes modifications physiques et même chimiques dans la nature et la texture de sédiment lors de son dépôt. Les surfaces des bancs calcaires prennent une allure sculptée, donnant soit des pseudonodules à contours flous (structure pseudonoduleuse), soit de vrais nodules à contours nets (structure noduleuse).

On souligne également que les bioclastes à aspects allongés (ostracodes, tentaculites, filaments) affectent une disposition concentrique parallèle aux bords des nodules, ce qui peut être en relation avec la bioturbation. La matrice plus foncée que les nodules est souvent fluidale indiquée par l'orientation des bioclastes. Certains organismes responsables de la bioturbation affectent la surface du sédiment lors de leurs déplacements, alors que d'autres assurent une homogénéisation du sédiment en creusant des terriers ou des pistes.

B.3. Couleur du faciès noduleux :

La couleur rougeâtre ou lie-de-vin est provoquée par des empreintes d'oligiste. Sachant que la couleur est révélatrice de la valeur du fer (Aubouin, 1964), les griottes rouges correspondent à un taux élevé du fer ferrique, tandis que les griottes vertes devraient être riches en fer ferreux. Ce détail pourrait expliquer le rôle primordial de l'oxydo-réduction du milieu. L'origine du fer pose toujours un problème : est-ce que le fer est amené d'une zone émergée (continent proche) ? ou de l'exhalation hydrothermale liée à la fracturation originale ?

Les bactéries ferro-oxydantes prolifèrent à peu près dans les environnements qu'ils soient marins ou non (Ghiorse, 1984), et la pigmentation rouge serait liée à l'activité des bactéries ferro-oxydantes.

C. Aperçu sur le faciès griottes :

La nomenclature et l'interprétation des calcaires noduleux ont provoqué de nombreuses polémiques et controverses. Pour Aubouin (1964), les griottes hercyniens sont l'équivalent probable des faciès « Ammonitico-Rosso » du cycle alpin. Ces faciès se seraient déposés au début des mouvements orogéniques. Les « griottes » dévonien se seraient déposées durant le maximum de régression marine dans une mer peu profonde à fond instable, à proximité immédiate d'aires exondées et la nodularisation des calcaires correspondrait à un phénomène de boudinage (Mirouse, 1966). Les « véritables griottes » seraient des calcaires noduleux rouges, d'âge Famennien, dont les nodules sont riches en petites coquilles d'ammonoïdés et séparés par une matrice argileuse ou schisteuse (Boyer *et al.*, (1968). La structure noduleuse a une origine précoce. Contrairement, Barrouquere *et al.*, (1969) considèrent que cet aspect (nodules) est inséparable des déformations tectoniques affectant un matériel rythmique argilo-calcaire. Pour Franke & Walliser (1983), les calcaires pélagiques varisques, à sédimentation lente (faciès condensé), se seraient effectués à proximité d'une mer ouverte et correspondraient à une sédimentation de transition entre les environnements de type bassin et ceux de type néritique.

D. Conclusions relatives aux faciès rouges :

Les faciès noduleux et les griottes paraissent localisés généralement dans les zones en cours de mouvements orogéniques, par exemple sur les flancs des cordillères. Par cette position et leurs structures caractéristiques, ils peuvent être considérés comme témoignant de remaniements au début de la diagenèse, donc pratiquement simultanément à la sédimentation. Les faciès rouges ont éventuellement pris naissance dans des mers très profondes et tendant vers l'émergence et souvent même sur des fonds instables où s'effectuaient des glissements au sein de dépôts boueux en cours de sédimentation.

Les significations des « Goniaticco - Rosso », « Orthocératicco - Rosso », « faciès griottes » et « cephalopodenkalk » montrent des assises dévoniennes qui se sont déposées durant les phases initiales de l'évolution et de l'individualisation des paléomarges (Bourrouilh, 1981). Les faciès comparables alpins : « calcaires noduleux », « Ammonitico - Rosso » et « knolenkalk » jouent le même rôle dans les séries mésozoïques d'âge triasico-jurassique, qui se sont déposées au cours des stades initiaux d'individualisation des sillons et des bassins liés à l'histoire de la Téthys (Aubouin, 1964).

E. Classifications et caractéristiques générales des calcaires noduleux :

Les calcaires noduleux correspondent à « l'Ammonitico-Rosso calcaire » de Aubouin (1964). Plusieurs modèles explicatifs ont été proposés pour interpréter la genèse des faciès noduleux calcaires (Hollmann, 1964 ; 1967 ; Fürisch, 1973 ; Jenkyns, 1974 ; Elmi, 1981 a,b).

E.1. Les théories de la diagenèse des calcaires noduleux (Aubouin, 1964) :

Les études sur les calcaires noduleux ont été entamées par plusieurs auteurs qui s'accordent sur le rôle primordial de la diagenèse (compaction, dissolution) sur un sédiment plus ou moins hétérogène. A cause de cette hétérogénéité du sédiment, les théories sur l'effet de la diagenèse divergent.

La *dissolution* d'un sédiment lors d'une phase diagénétique antérieure a évidemment comme conséquence une augmentation relative de la porosité (Figure 1). Cette dissolution intraparticulaire implique toujours le passage par un vide rempli tardivement par un ciment ou par des sédiments internes.

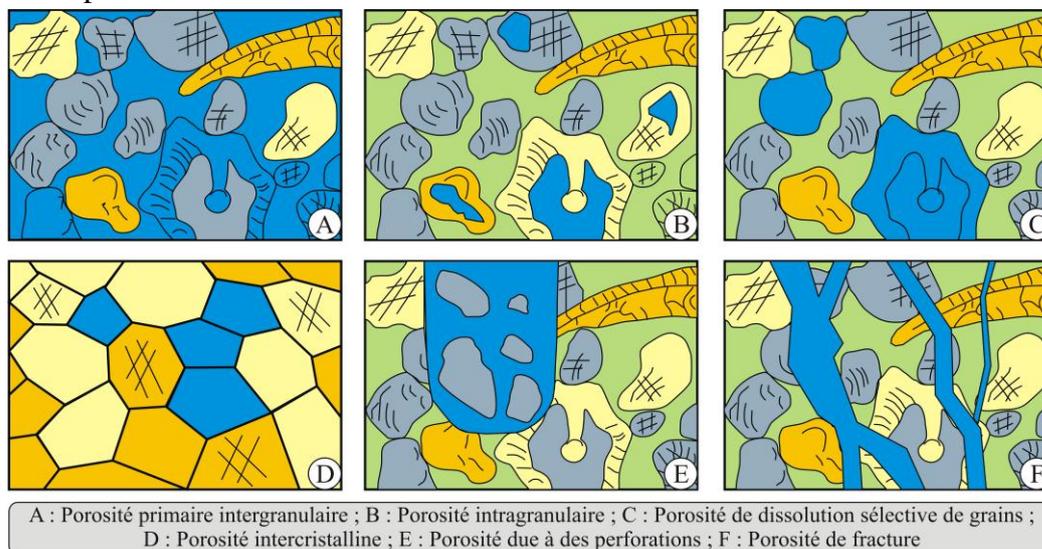


Figure 1 : Différents types de porosité (en bleu)

La **pression-dissolution** (Figure 2) est un processus de dissolution par augmentation de la pression aux points de contact entre les grains, donnant des structures comme les *stylolithes* (dans les calcaires purs) et des "*joints de pression-dissolution*" dans les calcaires plus riches en insolubles (par concentration d'insolubles le long de la surface de dissolution préférentielle). Ce processus conduit à la naissance de *stylocumulats* et de *calcaires noduleux*.

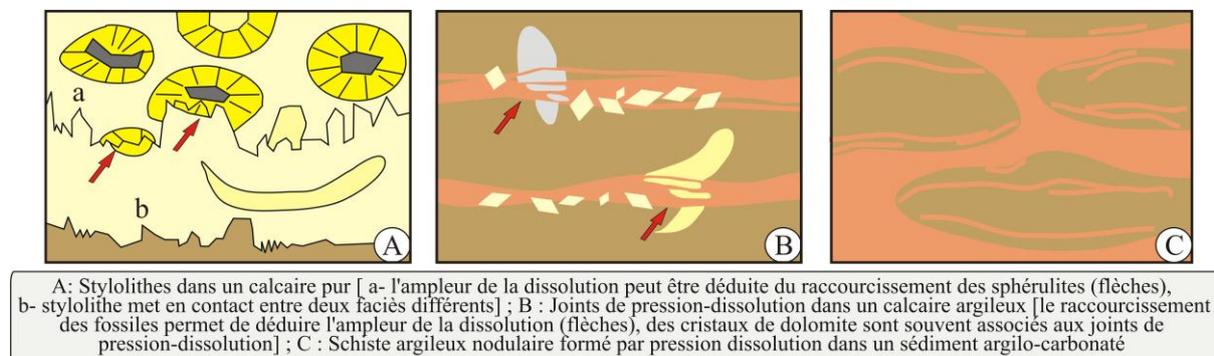


Figure 2 : Phénomènes de pression-dissolution

La *diagenèse différentielle* du sédiment carbonaté noduleux a été étudiée par divers auteurs (Lucas, 1955 a, b, c ; Hallam, 1967 ; Hudson & Jenkyns, 1969 ; Jenkyns, 1974 ; Mueller & Fabricius, 1974 ; Schlager, 1974 ; Tucker, 1974).

Le rôle principal et l'indice de la *bioturbation* a été soulevé par d'autres travaux (Bernoulli, 1972 ; Braga *et al.*, 1980 ; Eller, 1981 ; Elmi, 1981 a,b ; Garcia-Hernandez *et al.*, 1980 ; Ogg, 1980 ; Gluyas, 1984 ; Munnecke & Smatleben, 1996).

Les conséquences et les effets des *remaniements* en relation avec une *tectonique synsédimentaire* a été soulignée par Auboin (1964) ; Bernoulli (1964, 1971, 1972) ; Leblanc & Lancelot (1972) ; Elmi (1978 a, b ; 1981) ; Ameer & Elmi (1980) ; Bourrouilh (1981) ; Comas *et al.*, (1980) ; Coudray & Michel (1981) ; Seyfried (1980).

L'effet de l'*action des courants* sur les sédiments est considéré comme un facteur important pour Hollmann (1962, 1964) ; Lucas (1955 c, 1966) ; Szulczewski (1965) ; Garisson & Fischer (1969) (théorie de la « subsolution »).

La *subsolution*, qui suggère une attaque assez complexe par l'action combinée de la *dissolution sous-marine* et les *courants* des surfaces supérieures des couches sédimentaires, a été soulignée par Hollmann (1962 ; 1964).

E.2. Les classifications des faciès rouges noduleux :

Divers travaux sur les faciès noduleux ont été effectués, et quelques conceptions furent développées pour la classification et la genèse des calcaires noduleux. Parmi les classifications, on peut citer :

E.2.1. Classification de Auboin (1964) :

Une différenciation lithologique fondamentale entre « Ammonitico Rosso calcaire » et « Ammonitico Rosso marneux » est introduite par Auboin (1964). Le faciès « calcaire » est souvent condensé et présente parfois des encroûtements de fer et de manganèse et se trouve sur des hauts fonds pélagiques correspondant à des plateformes carbonatées

immergées (Sturani, 1971 ; Azéma *et al.*, 1979 ; Seyfried 1981 ; Cecca *et al.*, 1992). Le faciès « marneux » se rencontre dans des bassins pélagiques, plus épais que le type « calcaire » à cause des intercalations gravitaires. Ces deux faciès noduleux du « Rosso Ammonitico » traduisent des conditions paléogéographiques différentes et montrent des caractéristiques suivantes :

Des Ammonitico - Rosso calcaires avec les particularités suivantes :

- Une forte abondance du taux de calcaires et une diminution des boues représentées par de minces pellicules ou des interlits entre les niveaux calcaires et entre les nodules stratifiés ;
- Une condensation du faciès pouvant « avorter » et être remplacée par des surfaces durcies « hard grounds » montrant d'évidentes perforations ;
- Une situation d'évolution sédimentologique qui est d'abord néritique devenant pélagique ;
- Une localisation sur les hauts fonds ;
- Une forte richesse faunique dans les niveaux calcaires.

Des Ammonitico - Rosso marneux représentés par les caractères suivants :

- Un taux plus important de marnes et/ou argiles et des marno - calcaires ou des argilo-calcaires avec des nodules interstratifiés et des ammonoïdes bien conservés ;
- Des séries marneuses ou argileuses plus dilatées que les calcaires liés aux flancs de sillons. Ces séries sont développées dans des successions plus épaisses que le type « calcaire » à cause des intercalations de dépôts gravitaires ;
- Les passées calcaires noduleux sont relativement rares et plus ou moins marneux et/ou argileux à forte abondance faunique ;
- La faune est très rare dans les masses marneuses et/ou argileuses.

E.2.2. Classification de Szulczewski (1965) :

La classification est basée sur le rôle primordial des courants ainsi que l'analyse texturale des nodules. Elle montre deux types de calcaires noduleux qui sont :

- Des calcaires noduleux purs, sans apports détritiques terrigènes, liés à l'aspect chimique et l'action hydrodynamique ;
- Des calcaires noduleux sableux, à éléments bioclastiques et terrigènes, indiquant le résultat de l'action mécanique des courants.

E.2.3. Classification de Elmi (1981 b) :

Le rôle de la nodularisation et de la diagenèse noduleuse sont les paramètres les plus importants dans cette classification qui est basée sur les facteurs suivants (Figure 3).

a. Les facteurs fondamentaux sont :

Les facteurs les importants pour cette classification sont la *morphologie du bassin* et *l'activité des organismes* (bioturbation). Cette activité peut provoquer :

- Soit une bioérosion sur les sédiments compacts qui engendre un arrêt de sédimentation de type « hard-ground » ;
- Soit une bioturbation sur les sédiments boueux qui provoque un ralentissement de sédimentation de type « soft-ground ».

b. Les facteurs importants sont :

- La nature des contacts entre les nodules et entre la matrice et les nodules ;
- La diagenèse (diagenèse tardive après lithification) et la compaction différentielle (selon la nature lithologique) ;
- Le mélange intramatricielle avec le contenu des intraclastes, des extraclastes et des bioclastes ;
- La nature initiale du faciès (nodules et matrice).

c. Les facteurs accessoires sont :

- La pente ; le tri préalable ; la diagenèse précoce ; les courants ; la profondeur.

La répartition et l'enchaînement successif des faciès dépendent de la morphologie et la paléotopographie du bassin depuis les zones émergées ou non, jusque dans les bassins. Ils sont représentée par :

- **Les « Ammonitico - Rosso calcaires »** marqués par des ralentissements et même des arrêts de la sédimentation avec des surfaces sculptées et bioturbées associés aux faciès suivants :

- Calcaires noduleux et/ou grumeleux ; Calcaires pseudonoduleux ; Calcaires bioérodés ; Calcaires en voie de bioturbation ; Calcaires à entroques et à encroûtements stromatolithiques ; Calcaires à oolithes ferrugineuses ;

- **Les « Ammonitico-Rosso argileux et/ou marneux »** sont représentés par d'épaisses séries de marnes et/ou argiles ou de marno-calcaires et/ou argilo-calcaires. Ces Ammonitico-Rosso dilatés montrent souvent des passées à nodules stratifiés.

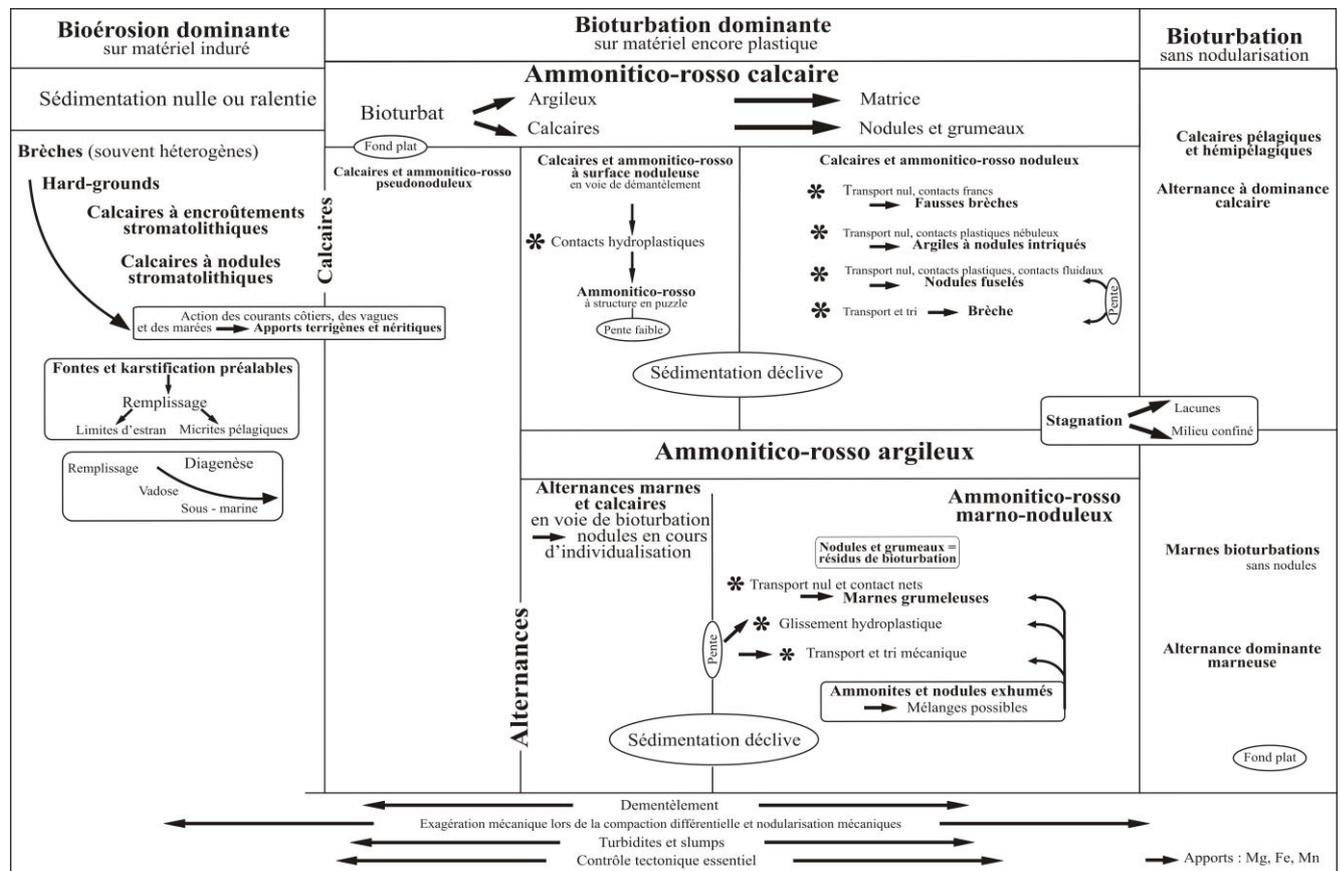


Figure 3 : Synoptique des principaux aspects de la « diagenèse noduleuse » (Elmi, 1981 a)

F. Typologie des nodules (Elmi, 1981 b ; Delgado *et al.*, 1981) :

Cette classification est fondée sur l'évolution et les contacts entre les nodules ainsi que sur les nodules et la matrice. Dans cette typologie, ils inventorient trois types de contacts.

F.1. Les contacts francs :

Ils représentent les contacts entre la matrice et les divers fragments resédimentés et préalablement consolidés de bioclastes (échinodermes, foraminifères, filaments, ostracodes, etc....) et de lithoclastes (intraclastes et extraclastes) :

- Des intraclastes qui coïncident avec la resédimentation des fragments et des particules arrachées dans un ciment de même nature.
- Des extraclastes qui correspondent à des éléments et des fragments arrachés et resédimentés dans un ciment de nature différente.

F.2. Les contacts nuageux ou filamenteux :

Dans ces types de contacts, les ciments prennent l'allure de films argileux fluidaux. Les nodules encore plastiques sont emboîtés les uns dans les autres lors de la compaction, donnant des « structures en puzzle ». Dans des cas particuliers, le faciès noduleux est constitué par des nodules bien individualisés et/ou des pseudonodules incomparables du reste des sédiments.

F.3. Les contacts à passage progressif :

Ces contacts sont bien représentés dans les sédiments en voie de bioturbation, on peut distinguer :

F.3.1. Les nodules à contours flous : Ces nodules sont entourés par une boue argileuse. La nodularisation et la transformation des bancs calcaires durs en accumulation d'agrégats de nodules est le résultat ainsi que la conséquence de la lithification, la fracturation et la subsolution.

F.3.2. La matrice fluidale : Elle est plus nette et bien caractérisée par l'abondance et l'orientation des filaments et des autres microfaunes qui donnent l'aspect fluidal dans les microfaciès calcaires (contacts fluidaux). Le classement et la concentration de la faune d'ostracodes et de tentaculites parallèlement aux bords des nodules dans une matrice fluidale est interprété comme des conséquences et des résultats de la bioturbation dans le faciès noduleux calcaire.

III. Les alternances marnes calcaires et/ou argiles calcaires (Figure 4) :

A. Origine :

L'origine des rythmites carbonatées, comme les alternances calcaires / marnes et calcaires / argiles, a été abordée par travaux (Bathurst, 1971 ; Einsele, 1982 ; Milliman, 1974 ; Einsele *et al.*, 1991). L'altération diagénétique cause la nature rythmique de ces alternances. Cependant, pour certaines successions, l'origine sédimentaire de la cyclicité est clairement liée à la différence du contenu en fossile des calcaires et des marnes (Weedon & Jenkyns, 1999). Il est difficile de prouver l'origine sédimentaire des autres successions (Sujkowski, 1958 ; Eder, 1982 ; Hallam, 1986 ; Munnecke & Samtleben, 1996 ; Westphal *et al.*, 2000).

L'origine purement diagénétique des alternances rythmiques à partir de sédiments préalablement homogènes a été proposée ; les alternances calcaires / marnes du Dévonien et du Carbonifère de l'Allemagne (Eder, 1982) et du Silurien de Gotland (Munnecke, 1997 ; Munnecke & Samtleben, 1996).

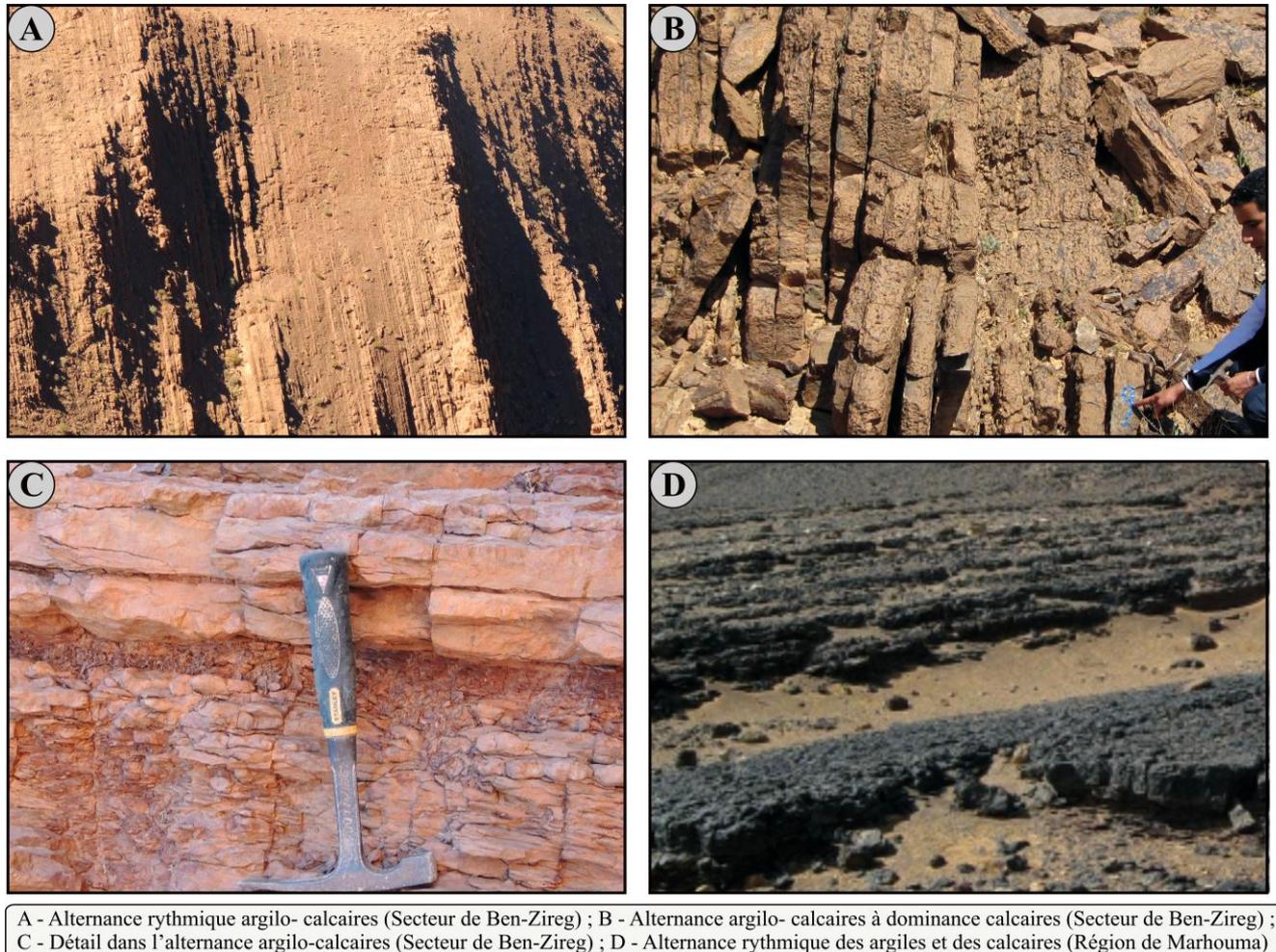


Figure 4 : Planche photographique montrant les alternances argilo-calcaires dans le Dévonien supérieur du secteur de Ben-Zireg et de Saoura

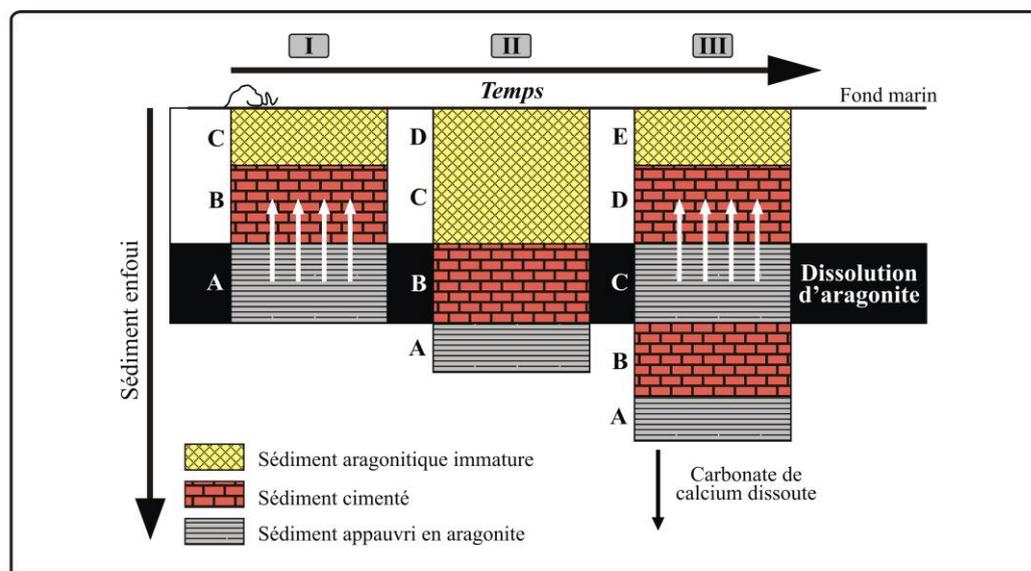
B. Contexte géologique

Le modèle de la diagénèse précoce dans les sédiments calcaires à grains fins comprend les mécanismes clés qui permettent de savoir si un déclencheur externe est nécessaire pour obtenir une corrélation latérale sur de grandes alternances de marnes et de calcaires.

Ce modèle de diagénèse différentielle précoce de sédiments initialement riches en aragonite, avec dissolution d'aragonite, dans les marnes et la reprécipitation de carbonate de calcium dissous sous forme de ciment de calcite, est différent de la diagénèse des sédiments calcitiques purs qui sont principalement altérés par le processus de dissolution et de reprécipitation durant la diagénèse profonde (Borre & Fabricius, 1998).

Le processus diagénétique est passé par trois étapes d'après le modèle de Eder (1982) qui a été modifié par Munnecke & Samtleben (1996) (Figure 5) :

- 1- Après sédimentation, le sédiment aragonitique de la couche « A » est enfouie progressivement et passe à un environnement diagénétique stationnaire. Le sédiment passe à une zone de dissolution d'aragonite, où les constituants aragonitiques sont sélectivement dissous. Au-dessus de la zone de dissolution d'aragonite, le carbonate de calcium dissous est précipité comme ciment de calcite dans un sédiment (couche « B »). Ce ciment réduit considérablement la perméabilité de cette couche de sédiment cimentée, ce qui la protège contre la dissolution lors de sa migration ultérieure à travers la zone de dissolution de l'aragonite. La cimentation précoce et la stabilisation mécanique qui en résulte sont indiquées par la nature non compacte ou légèrement compacte des couches de calcaire (Munnecke *et al.*, 1997). On pense que la zone de dissolution de l'aragonite et la reprécipitation du ciment sont situées à quelques mètres au-dessous de l'interface sédiment-eau, et sont vraisemblablement le résultat d'une activité bactérienne (Canfield *et al.*, 1992).
- 2- Lorsque cette couche cimentée « B » pénètre dans la zone de dissolution, moins d'aragonite est dissoute et par conséquent moins de carbonate de calcium dissous est disponible pour cimenter la couche « C » ci-dessus.
- 3- En entrant dans la zone de dissolution d'aragonite, cette couche non cimentée « C » montre encore moins de résistance contre la dissolution d'aragonite.



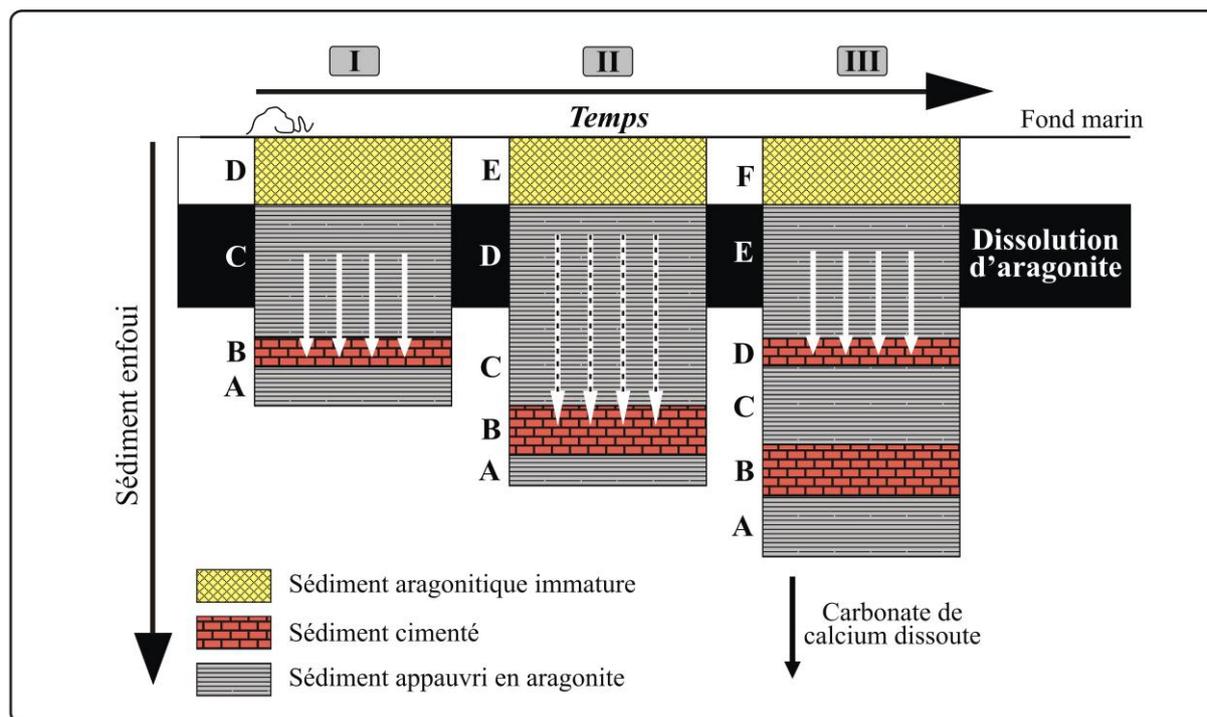
I- Un sédiment contenant de l'aragonite rentre dans le domaine diagénétique superficiel. L'aragonite dissoute migre jusqu'à la zone sus-jacente (zone de re-précipitation de la calcite)
 II- Lorsqu'une couche préalablement cimentée rentre dans la zone de dissolution de l'aragonite, les constituants aragonitiques sont protégés de la dissolution par le ciment de calcite environnant. Au cours de cette addition du temps, la dissolution d'aragonite est réduite de façon drastique et, par conséquent, seule une re-précipitation mineure de ciment calcitique a lieu.
 III- Lorsque cette couche non cimentée rentre dans la zone de dissolution de l'aragonite; l'aragonite non protégée est conduit à la dissolution puis la cimentation dans la zone de ré-précipitation sus-jacente. Cette succession dans la zone de dissolution et de re-précipitation d'aragonite conduit potentiellement à la formation diagénétique auto-organisée des rythmites calcaires-marnes (Munnecke & Samtleben, 1996; Munnecke, 1997).

Figure 5 : Diagramme simplifié du modèle de diagénèse pour les successions calcaires rythmiques Munnecke & Samtleben (1996) et Munnecke (1997), illustrant la redistribution diagénétique du carbonate : Zone de la dissolution de l'aragonite et de la précipitation de la calcite (Comparer Eder, 1982).

Un modèle légèrement différent pour la génération diagénétique auto-organisée de couches de calcaire a été développé par Jenkyns (1974) pour les calcaires noduleux, rouge, du Jurassique de la Méditerranée (Figure 6). Ce dernier a également supposé l'aragonite métastable comme la force motrice des altérations diagénétiques. Les deux modèles se distinguent principalement dans la direction dominante du flux d'eau interstitielle qui est entraînée par compactage et dirigée vers le haut dans le modèle de Munnecke & Samtleben (1996), et diffusée vers le bas dans le modèle de Jenkyns (1974). Le caractère commun entre ces deux modèles est la dissolution de l'aragonite au cours de la diagénèse précoce et sa reprécipitation en tant que ciment de calcite à faible teneur en Magnésium. Le modèle en trois étapes de Jenkyns inclut l'hypothèse d'un mouvement d'eau interstitielle dirigée vers le bas.

- 1- L'aragonite est dissoute dans le sédiment peu de temps après le dépôt tandis que la colonne de sédiment migre à travers une zone de dissolution d'aragonite. Le carbonate de calcium dissous est reprécipité en dessous de la zone de dissolution de l'aragonite, où il forme des couches de nodules.
- 2- Avec le mouvement descendant de la colonne sédimentaire, la distance entre la zone de dissolution d'aragonite stationnaire et les nodules cimentés augmente et devient alors trop importante pour le transport du carbonate de calcium dissous.
- 3- La formation de nouveaux nodules devient alors énergétiquement favorable et une nouvelle couche de nodules commence à se former juste en dessous de la zone de dissolution de l'aragonite.

Dans le modèle de Jenkyns (1974) (Figure 6), le facteur critique pour la formation de couches distinctes est la distance entre la zone de dissolution et le site préféré de reprécipitation, alors que le facteur critique dans le modèle après Munnecke & Samtleben (1996) est la disponibilité d'aragonite pour dissolution. Même si les deux modèles sont basés sur des mécanismes de contrôle différents, ils aboutissent théoriquement à une diagénèse différentielle rythmique qui pourrait conduire à la formation de rythmites calcaires comme les alternances calcaires-marnes.



I- La dissolution de l'aragonite près du sommet de la colonne sédimentaire fournit des ions de calcium et de carbonate qui se dirigent vers le bas vers des sites de cimentation de la calcite
 II- A mesure que le sédiment s'accumule et que la zone de dissolution s'éloigne de la couche de cimentation,
 III- A une profondeur critique, la formation de nouveaux grains cristallins devient plus efficace que le transport et une nouvelle couche de cimentation de la calcite se forme à une profondeur plus faible.

Figure 6 : Diagramme schématisé du modèle de diagenèse pour la formation rythmique de couches de nodules calcaires Jenkyns (1974).

IV. Modèle et aspect génétiques du faciès noduleux :

A. Aspect génétique général des faciès noduleux :

L'origine des nodules alaires a été expliquée par trois processus (Flügel, 2010) : diagenétique, sédimentaire et tectonique.

- Les processus diagenétiques = les processus en solution ainsi que la cimentation et la croissance des nodules dans les sédiments ;
- Les modèles sédimentaires = le rôle du transport et de la resédimentation.
- Les explications tectoniques = la formation des structures nodulaires par des processus de cisaillement affectant les alternances calcaire-marnes et calcaire-argiles.

Le modèles pour la formation des nodules est classé en trois groupes :

A.1. Formation des nodules par les processus de solution est expliquée comme :

- Résidus d'une dissolution sous-marine intensive des carbonates sur le fond marin (Hollmann, 1962 ; 1964).
- Résultat de la solubilité différente des sédiments riches en argile et riches en carbonates pendant les processus diagenétiques tardifs liés à la solution sous pression (Bathurst, 1987).

A.2. Formation des nodules par cimentation localisée dans le sédiment : les explications concernant la cimentation des grains et la source des carbonates nécessaires à la :

- Croissance des nodules induite par des bactéries (Jeans, 1980).
- Formation des concrétions synsédimentaires par concentration des carbonates à cause de la décomposition des restes des organismes (Kukal, 1975).
- La formation des pseudonodules (terme pour le Jurassique supérieur) est expliquée par lithification sélective des croûtes carbonatées associées à des éponges pour le Jurassique supérieur (Matyszkiewicz, 1994 ; 1997).
- Dissolution diagénétique précoce du carbonate dans la zone de réduction suivi d'un écoulement ascendant de l'eau interstitielle dans la zone d'oxydation par compaction conduisant à la précipitation des carbonates (Gündel & Rosler, 1963). Jenkyns (1974) a modifié ce modèle en expliquant la solution riche en carbonate comme la dissolution d'aragonite à la surface sédimentaire, suivie d'un écoulement descendant d'eau sursaturée de calcite, causant la précipitation de la calcite quelques centimètres sous la surface de sédiment.
- Cimentation locale des terriers partiellement induit par la matière organique (Fürsich, 1973 ; Abed & Schneider, 1980). La bioturbation est considérée comme le processus majeur pour la formation des nodules hydroplastiques (Elmi & Ameer, 1984) et leurs distributions (Möller & Kvingan, 1988).

A.3. Formation des nodules par les processus mécaniques comprenant :

- Diagénèse précoce dans une rampe à pente descendante donne des séquences calcaires/ marnes et /ou calcaires argiles avec le déchirement des couches de calcaire partiellement lithifiés (Seyfried, 1978).
- Les processus tectoniques comme le boudinage sédimentaire ou le cisaillement des séquences calcaires / argiles due à la tectonique (Bourbon, 1982 ; Burkhard, 1990 ; Schweigl & Neubauer, 1997).

B. Modèle des faciès griottes de Ben-Zireg et Ougarta :

B.1. Chromofaciès (Figure 7) :

Les faciès noduleux rougeâtre riches en faune furent signalés par Gautier (1906), Flamand (1911), Menchikoff (1932, 1933, 1936) ; Petter (1959) et Fabre (1976, 2005).

Cette couleur rougeâtre est révélatrice du taux élevé du fer ferrique (Aubouin, 1964). Elle pourrait expliquer le rôle primordial de l'oxydo-réduction du milieu.



A : Griottes rouges (1- argileux , 2- calcaires) ; B : Griottes argileux rouges ; C : Griottes (1- argileux verts , 2- calcaires rouges) ; D : Griottes calcaires rouges (niveaux centimétriques à décimétriques) ; E : Griottes calcaires rouges à niveaux centimétriques

Figure 7 : Chromofaciès des formations « des calcaires griottes » à Ben Zireg et Saoura

B.2. Contacts entre les nodules :

Sur le plan sédimentologique et environnemental, les faciès “griottes”, dans la Saoura, furent étudiés par Elmi & Ameer (1984), Benhamou *et al.*, (2004), Nedjari *et al.*, (2007), Ouali Mehadji *et al.*, (2012) ; Bendella & Ouali Mehadji (2014). Cette étude montre à l’échelle microscopique différents contacts entre les nodules :

B.2.1. Les nodules à contacts francs (Figure 8) :

Ce type de contact est marqué par une nette limite entre la matrice et les divers éléments figurés resédimentés de lithoclastes (intraclastes et/ou lithoclastes) et de bioclastes (ostracodes, tentaculites, filaments, ammonoïdes, etc...).

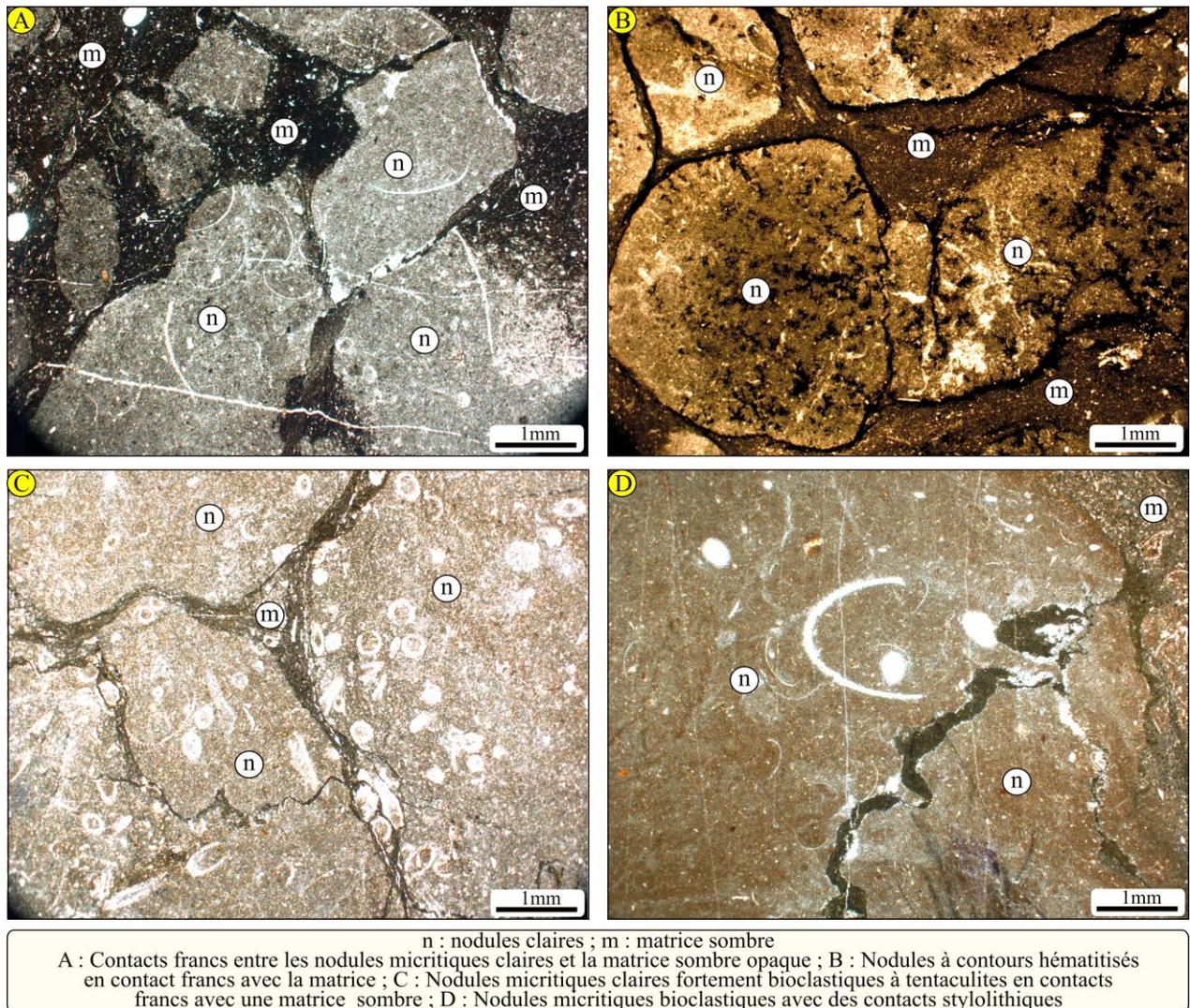


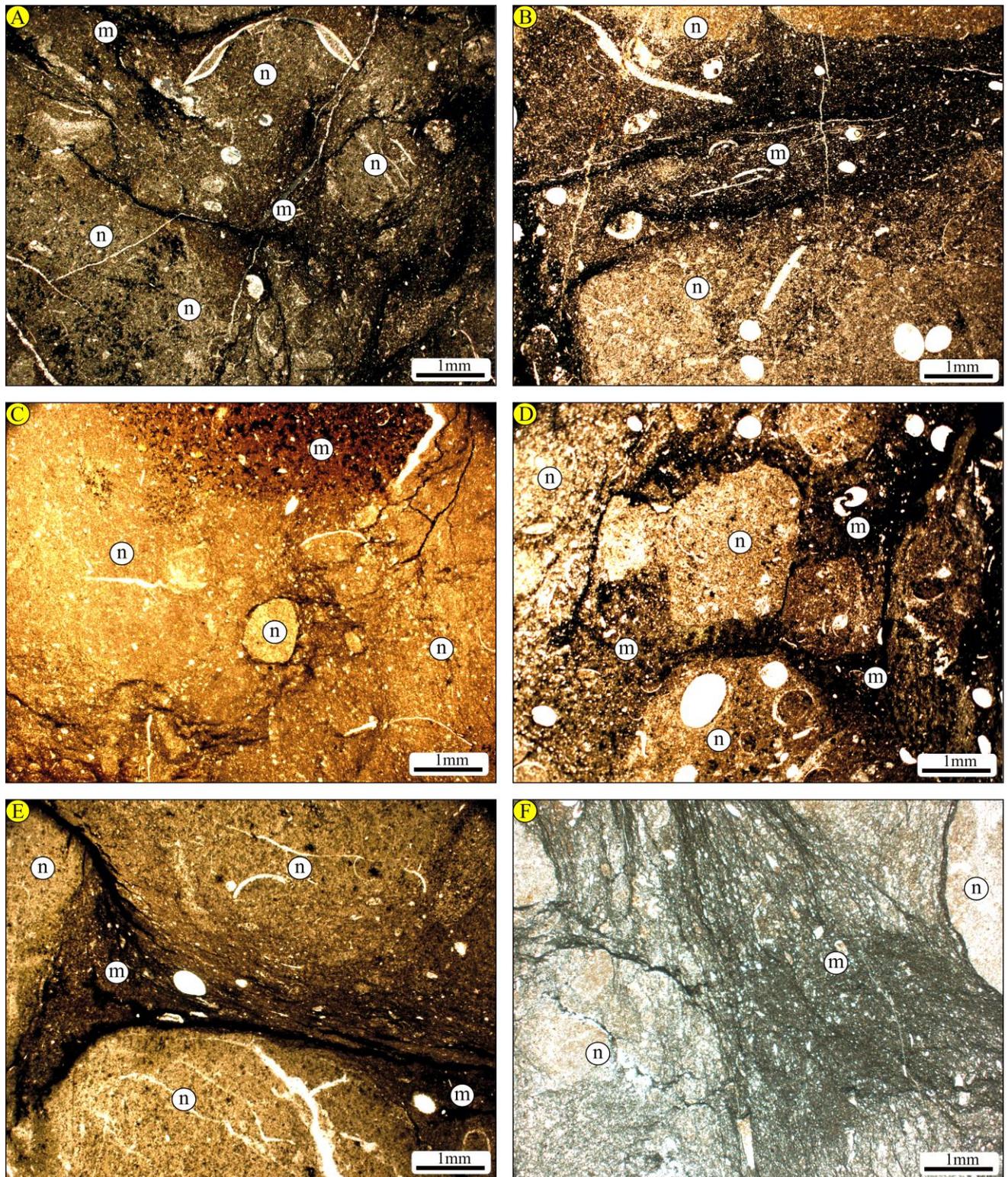
Figure 8 : Planche photographique montant à l'échelle microscopique les contacts francs entre les nodules

B.2.2. Les nodules à aspects nuageux ou filamenteux (Figure 9) :

Ces contacts prennent l'aspect de films argileux fluidaux. Cet aspect est bien représenté dans l'écoulement de la matrice. Dans l'ensemble de cette structure encore plastique et lors de la compaction, les nodules deviennent emboîtés les uns dans les autres et incomparables avec le reste des sédiments.

B.2.3. Les nodules à contacts progressifs (Figure 9) :

Ce sont des contacts flous bien représentés dans les sédiments en voie de bioturbation. Ces contacts caractérisent les nodules emballés dans une boue argileuse au moment de la lithification.



n : nodules claires ; m : matrice sombre
 A : Contacts nuageux ou filamenteux entre les nodules micritiques bioclastiques claires et la matrice sombre ;
 B : Nodules bioclastiques en contacts nuageux avec la matrice bioclastique ; C : Contacts progressifs entre les nodules et la matrice ;
 D : Nodules à contours flous en contacts progressifs avec la matrice sombre dans un microfaciès bioclastiques ;
 E : Matrice fluidale sombre entre les nodules indiquée par l'orientation des éléments (lithoclastes et bioclastes) ;
 F : Matrice fluidale entre les nodules claires indiquée par l'écoulement et l'orientation des bioclastes et lithoclastes

Figure 9 : Planche photographique montant à l'échelle microscopique les contacts filamenteux, progressifs et la matrice fluidale entre les nodules

C. Les principaux faciès noduleux et leurs genèses au Sahara NW de l'Algérie :

Sur la genèse de ce faciès, on peut retenir de ces études, trois principaux faciès :

- Alternance régulière marno-calcaire et/ou argilo-calcaire noduleux ;
- Alternance de paquets de calcaires noduleux (épaisseur métrique à décimétrique) avec des intervalles argileux réduits (centimétrique à décimétrique) en épaisseur,
- Argiles à nodules (alignés ou non) qui passent aussi bien latéralement que verticalement à des calcaires noduleux.

Sur le plan descriptif des nodules, on peut distinguer (Figure 10 et 11) :

- des nodules en contacts « nodules-supported » ;
- des nodules séparés ou baignants dans des marnes ou argiles « mud-supported » ;
- des nodules baignant dans des calcaires « nodules lime-supported ».

Les travaux sur les aspects génétiques des faciès noduleux de type « Ammonitico-Rosso » et calcaires « griottes » sont assez nombreux (Auboin, 1964 ; Garison & Fischer, 1969 ; Bourrouilh, 1981 ; Elmi a-b, 1981 ; Franke & Walliser, 1983 ; ; Elmi & Ameer, 1984 ; Flügel, 2010). Cependant, certains travaux comme ceux de Gluyas (1984) et Munnecke & Samtleben (1996), ont permis d'apporter des éclaircissements nouveaux sur leur mode de formation et de développement.

C'est un phénomène qui entre-mêle des aspects diagénétiques avec des éléments sédimentologiques.

En effet, en présence d'argiles riches en matière organique, le phénomène d'oxydation anaérobie du méthane (biogénique) permet la formation de nodules calcaires. Ces nodules prennent naissance non pas à l'interface eau/sédiment mais enfouis sous les argiles (entre 1 à 10 m, Gluyas, 1984). En effet, les nodules peuvent voir leur nombre augmenter, se toucher (type nodules-supported) ou encore baigner dans les argiles (type nodules mud-supported) et des nodules baignant dans une matrice carbonatée (types nodules lime-supported) ; ces variants dépendent de l'intensité du phénomène AOM lui-même lié aux quantités de matière organique et à leur maturité et ensuite à la dégradation bactérienne.

Les niveaux noduleux peuvent ensuite être exposés (après érosion des argiles sus-jacentes) et donc subir des actions sédimentologiques (encroûtements, perforations, enduits ferrugineux, incorporation de matériel paléontologique nouveau...). En effet, Gluyas (1984) proposa la possibilité de ré-exposer ces niveaux noduleux formés en position enfouie, et cela permet de comprendre pourquoi même avec des coupes réalisées « banc par banc », on a des anomalies dans les faunes d'ammonites (Elmi & Ameer, 1984) et ce phénomène a été aussi observé dans les calcaires noduleux du Dévonien moyen de la Saoura (Benachour, 2000), appelés « pseudo-griottes » pour les distinguer des véritables « griottes » du Dévonien supérieur. Cette ré-exposition permet de combiner les aspects diagénétiques (formation des nodules, en position enfouie) et intégration d'éléments qui relèvent de la sédimentogenèse (microfaune, macrofaune, bioturbation...).

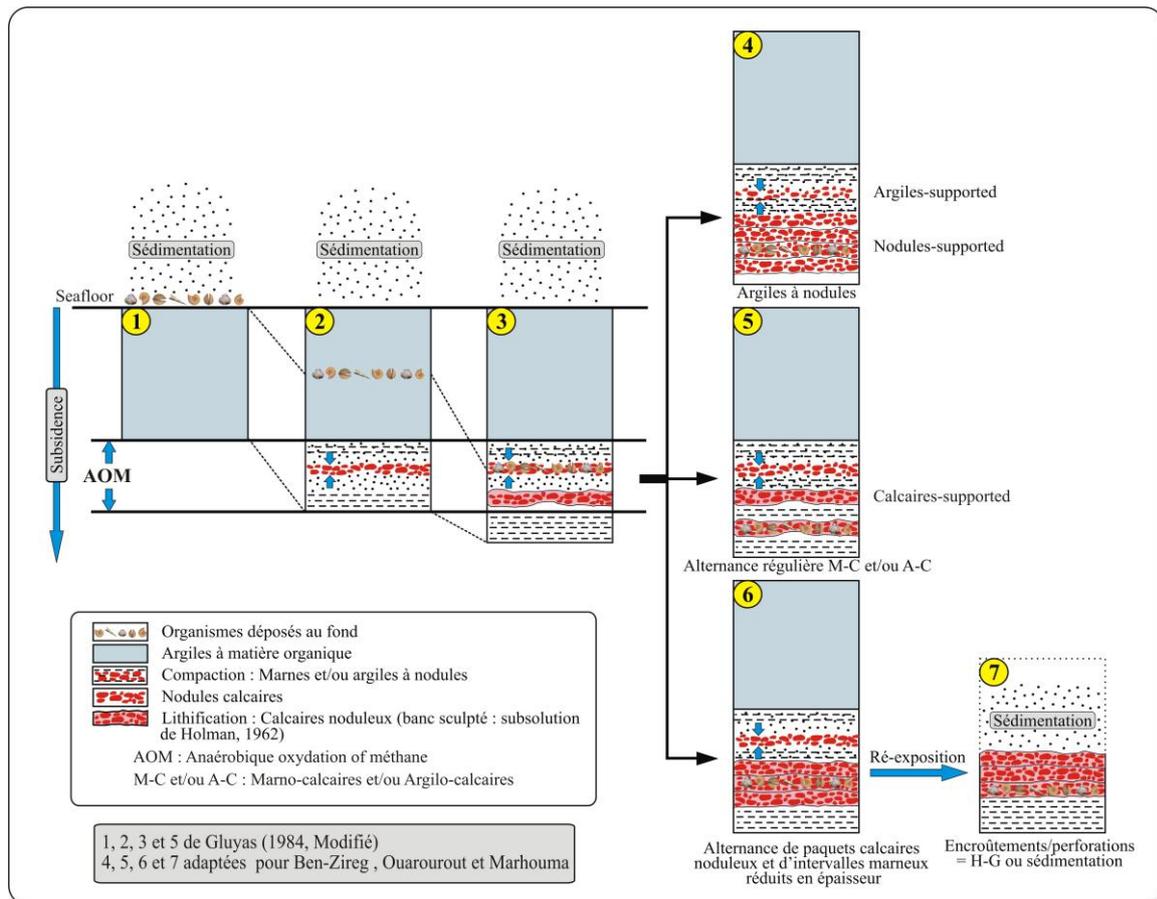


Figure 10 : Modèle génétique des faciès noduleux appliqués aux faciès de Ben-Zireg et de Saoura (hypothétique)

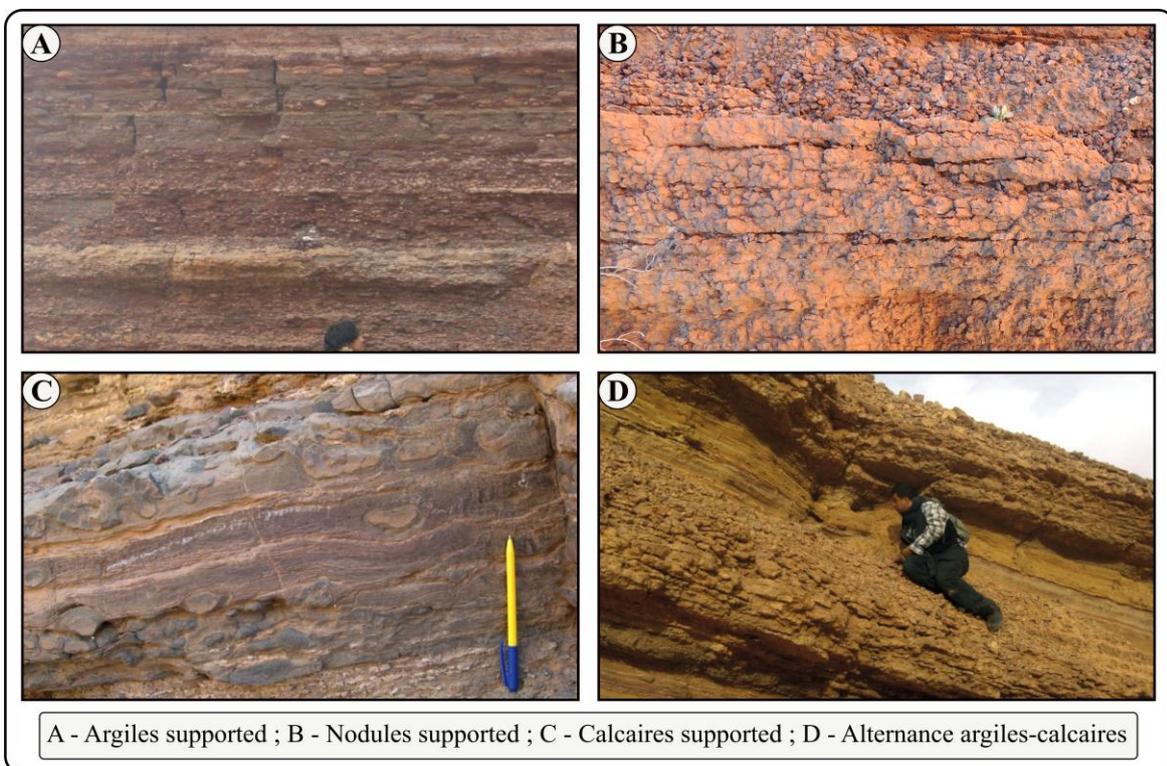


Figure 11 : Planche photographique montrant le modèle génétique des faciès noduleux appliqués aux faciès de Ben-Zireg et de Saoura

V. Discussion géodynamique : signification des griottes sur la frange nord saharienne :

Les faciès griottes, du Dévonien supérieur de la frange saharienne septentrionale, montrent une répartition spatiale particulière et des variations latérales des épaisseurs (Figure 12). Nous proposons quelques éléments de réflexions sur l'évolution géodynamique régionale.

A Ben Zireg, le Frasnien et le Famennien sont représentés par 98 m de faciès griottes avec un hard-ground au sommet. Les caractéristiques sédimentologiques traduisent des dépôts de rampe médiane à distale.

Vers le Sud, à Marhouma, le faciès griotte se trouve à la base constitué d'un ensemble argilo-gréseux. L'épaisseur cumulée des griottes est de 85 m, constituant environ 11,5% de l'épaisseur totale estimée à 740 m (360 m pour Ouali Mehadji *et al.*, 2012). Les différents faciès permettent de suivre un approfondissement depuis une rampe distale (Frasnien 1a) jusqu'au bassin (Famennien II) puis un retour vers les conditions de rampe médiane à distale (Famennien III, IV, V) et enfin de talus et de bassin. Dans la même région et à environ 40 km au Sud de Marhouma, le Dévonien supérieur de la localité de l'Erg El Djamel est caractérisé par 9 m d'argiles noires (*Black-shales*) représentant le Frasnien et le Famennien II à V.

Plus au Sud, dans le Gourara, les faciès griottes (40 m) ne constituent que 06,5% de l'épaisseur totale (650 m). Les faciès identifiés sont compatibles avec un environnement de bassin.

Partout, on remarque un faible taux de sédimentation et la fréquence des arrêts de sédimentation (Hard-grounds).

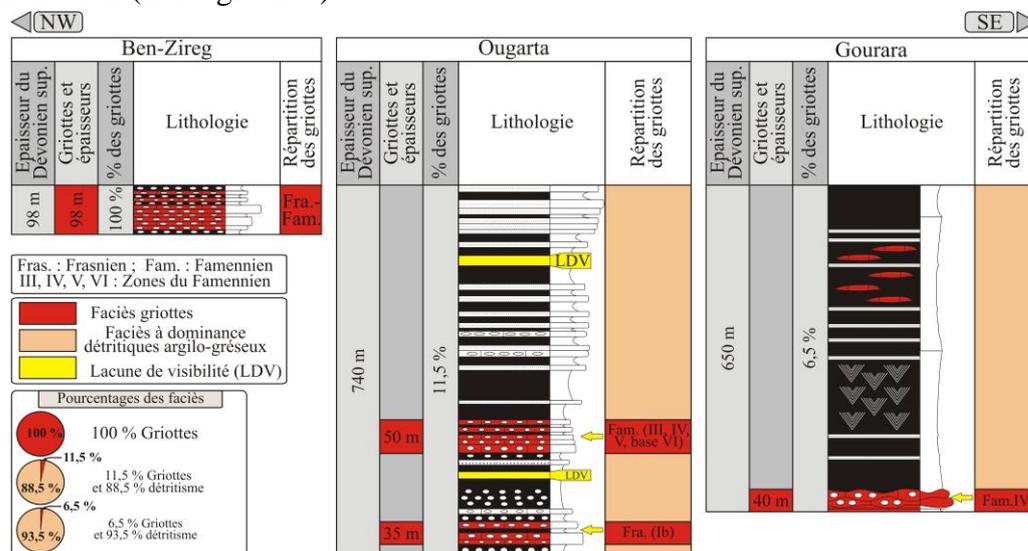
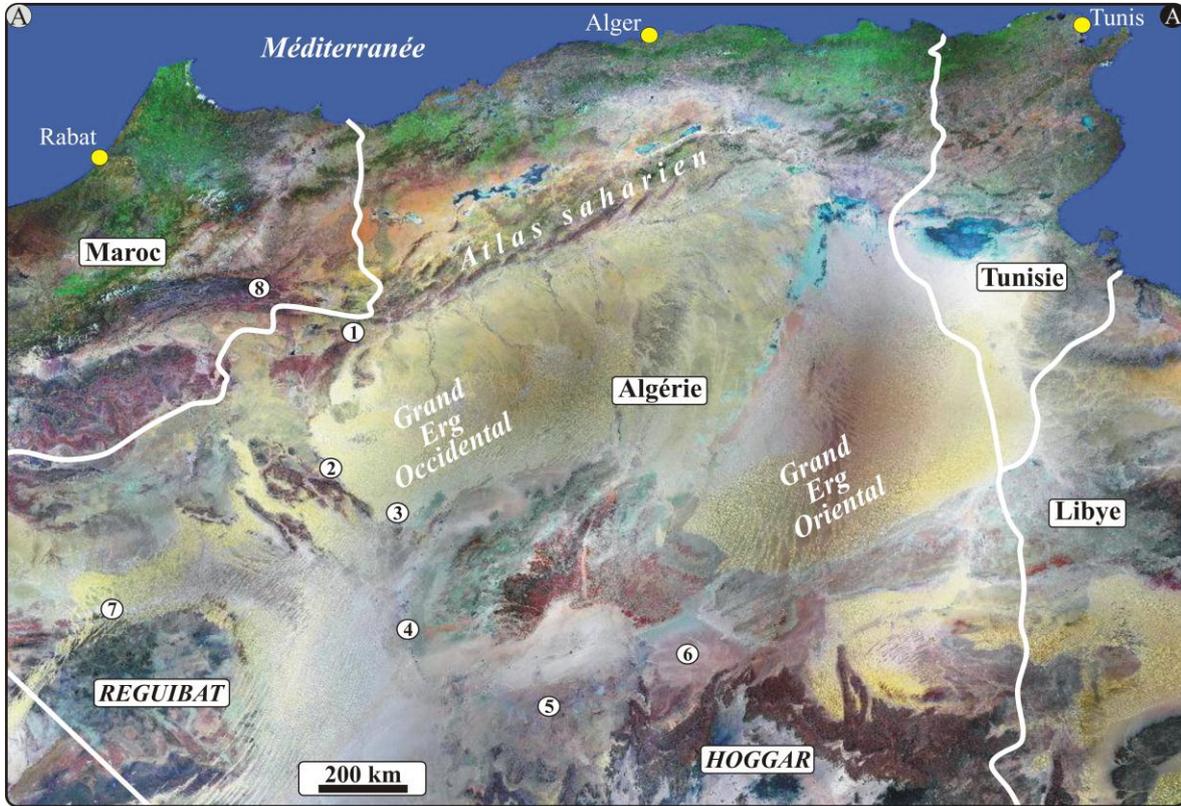


Figure 12 : Développement et répartition spatio-temporelle des griottes par rapport aux faciès silico-clastiques dans le Sahara nord-ouest de l'Algérie.

Au Maroc, dans le Haut-Atlas (Maïder-Tafilalt), Wendt *et al.* (1984) et Lubeseder *et al.* (2010) ont mis en évidence la configuration en bassins et hauts-fonds (*bassin and ridge*). Les indices d'émergence (Birds-eyes ...) signalées en quelques endroits appuient, à l'échelle de la marge gondwanienne, une configuration insulaire (Wendt, 1988 a,b ; Lubeseder *et al.*, 2010).

Sur un écorché structural, on observe, sur une distribution horizontale, une aire à sédimentation silici-clastique (argilo-gréseuse) vers le Sud (bassins de Tindouf, Reggane, Ahnet et Mouydir) et une autre Argilo-calcaire vers le Nord (Ben-Zireg, Saoura et Gourara). Cette ségrégation est calquée sur une configuration paléogéographique avec une rampe carbonatée perturbée par des arrivées détritiques fin sur la frange nord et une plateforme silici-clastique vers le Sud (Figure 13).



Période	Epoque	Etage	Formation	
			Lithologie	Formation
Dévonien	Dévonien supérieur	Strunien	⑦ Tindouf sud	Grès de Kerb El Naaga
			① Ben-Zireg	Calcaires griottes de Ben-Zireg
	Famennien	② Ougarta	Grès de Marhouma	
		③ Gourara	Grès inf. de Kahla	
Frasnien	④ Reggane bassin	Grès de Maden Yahia		
		⑤ Ahnet bassin	Argiles de Maden Yahia	
		⑥ Mouydir bassin	Khenig	
		⑧ Anti-Atlas	Argiles de Oued Rhezal	
			Calcaires de Tsabia	

Figure 13 : A- Image satellitaire (Google Earth) montrant la localisation des affleurements du Dévonien supérieur dans les bassins sahariens : 1- Béchar (Ben-Zireg), 2- Ougarta (Marhouma), 3- Gourara (Charouine), 4- Reggane, 5- Ahnet, 6- Mouydir, 7- Tindouf (Sud), 8- Anti-Atlas. B- Corrélation des formations et des faciès du Dévonien supérieur dans les bassins sahariens occidentaux.

La morphologie 3D des faciès griottes traduit un réceptacle sous contrôle de fractures (failles) de l'héritage panafricain. Les effets de cet héritage panafricain ont été soulignés vers le Sud (Dévonien inférieur du Tassili) de la plate-forme saharienne (Beuf *et al.*, 1971). Au Nord, les faciès griottes suivent de très près les aires traversées par la suture panafricaine (Figure 14). Cette suture croise le linéament du Tibesti, identifié par Guiraud *et al.* (2005), aux environs de Dj. Hairane. Les faciès griottes sont délimités par l'accident nord ougartien qui correspond aussi à l'anomalie magnétique nord-ougartienne. Cet accident correspondrait à l'héritage panafricain (Ennih & Liégeois, 2001 ; Fabre, 2005). L'accident sud ougartien serait l'extension du Linéament du Tibesti (Ouali Mehadji *et al.*, 2012). Ces accidents majeurs sont hachés par des fractures secondaires, transverses, assurant un morcellement en zones isopiques induisant des variations latérales des épaisseurs (Figure 12) et accessoirement de lithologies, à l'échelle de la marge nord gondwanienne, après le Dévonien moyen qui a permis une phase d'homogénéisation des faciès marno-calcaires sur la totalité de la plateforme saharienne. Cependant, au Dévonien supérieur, la frange septentrionale saharienne semble délimiter un talus gondwanien lors de la phase de flexuration. Plus au Nord, les bassins dévoniens « telliens » (Saïda, Traras) évoluent dans un contexte turbiditique de zones bathyales.

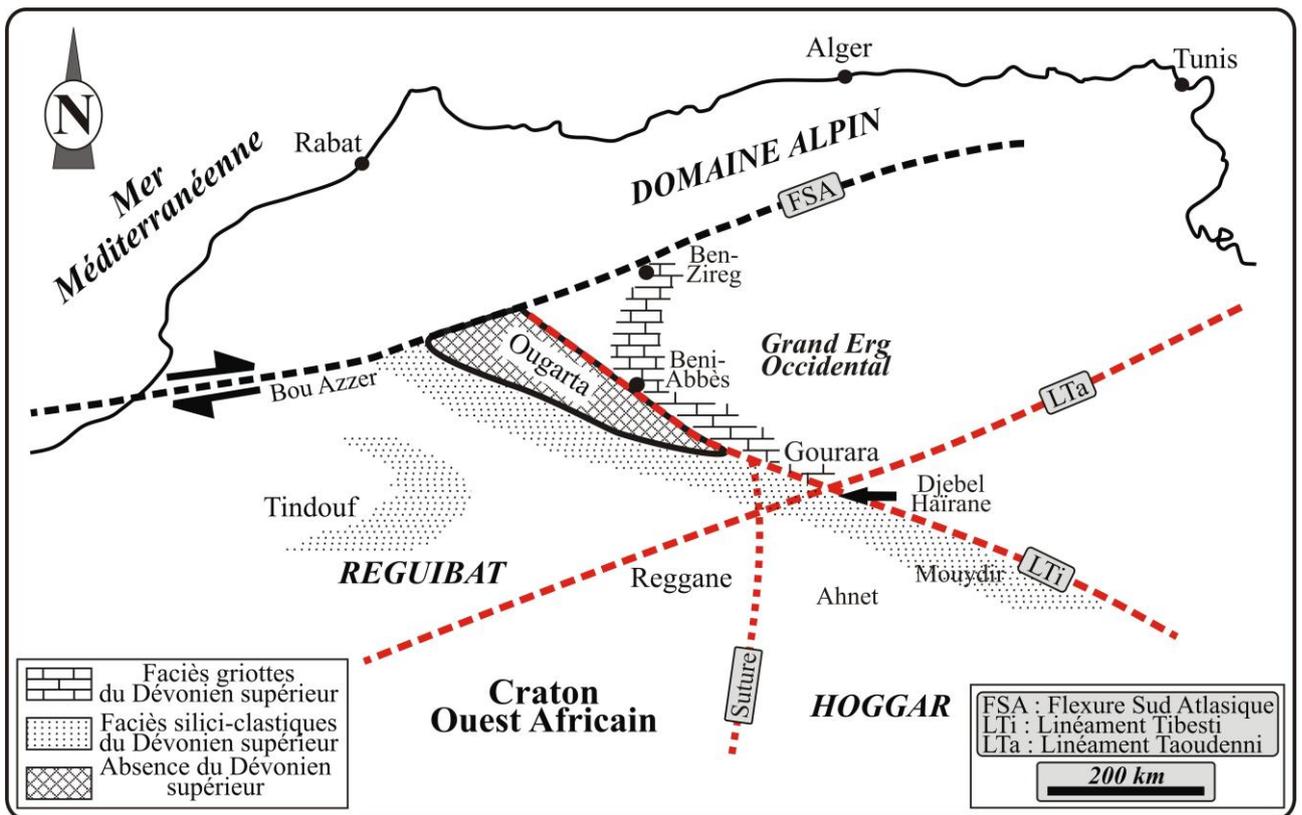


Figure 14 : Relation entre la distribution de faciès du Dévonien supérieur saharien et l'écorché structural de l'héritage panafricain.

VI. Conclusion :

Le Dévonien supérieur, dans les régions Ben-Zireg, Saoura et Gourara, est marqué par le développement d'un faciès noduleux particulier de type griottes.

Ce faciès est constitué par des alternances rythmiques, rouge et/ou vert, d'argiles et de calcaires noduleux bioturbés. Il est caractérisé par l'abondance des structures noduleuses, centimétriques, de différentes formes, produits de combinaison de multiples phénomènes (compaction-dissolution, subsolution, diagenèse différentielle, boudinage, bioturbation, remaniement). La fréquence des bancs calcaires, à multiples surfaces d'arrêt de sédimentation, est favorable à l'activité des organismes benthiques, fousseurs et la richesse en faune d'ammonoïdes. Ces caractéristiques indiquent un ralentissement de la sédimentation (stade de vacuité des anciens auteurs).

L'environnement de dépôt de ce faciès correspond à un milieu marin profond (tranche pélagique) dans une rampe carbonatée médiane à distale, soumise à des restrictions de la circulation des eaux. Cet environnement est attesté par la dominance des textures micritiques fines (mudstone, wackestone), bioclastiques à tentaculites et ostracodes à tests fins, avec abondance des faunes pélagiques d'ammonoïdes.

Le faciès griottes, et comme leur équivalent de l'Ammonitico-Rosso au Mésozoïque, est lié à l'histoire de l'individualisation des bassins est disparaît avec les contraintes hercyniennes. Leur extension paléogéographique est limitée à des périodes précises de l'évolution des bassins aussi éloignés que dans le Sahara NW de l'Algérie (Ben-Zireg, Saoura, Gourara), à l'Anti-Atlas marocain dans la région de Tafilalt (Wendt, 1985 ; 1988 a,b) et la Montagne Noire en France (Crilat, 1983 ; Feist, 1985 ; Klapper, 1988 ; House *et al.*, 2000) ou encore dans le Lias supérieur du pourtour téthysien.

La valeur géodynamique des « griottes » est liée à des phases de vacuité, post-flexuration (au Dévonien supérieur saharien), et implique une activité tectonique particulière et contemporaine d'une phase distensive Wendt (1985) qui la relie à l'effritement de la marge nord-ouest du Gondwana. Le développement d'un épisode hydrothermal qui serait éovarisque n'est pas incompatible avec les résultats récents d'un magmatisme discret (ou passif) découvert par Mekkaoui (2017). Des analyses géochimiques (05 échantillons de Ben-Zireg) mais qui restent insuffisants semblent indiquer un hydrothermalisme que nous corrélons à ce magmatisme discret au Dévonien supérieur saharien. Les travaux futurs doivent être orientés vers les lectures géochimiques.

Chapitre « 4 » Stratigraphie séquentielle et cortèges sédimentaires

Chapitre « 4 » : Stratigraphie séquentielle et cortèges sédimentaires

I. Interprétation séquentielle :

A. Introduction :

Les faciès, leurs associations et les interprétations environnementales des différentes coupes constituent les outils de base, indispensables à la lecture des tendances évolutives eustatiques, tectono-eustatique et leurs individualisations en cycles transgressive/régressive. La dynamique sédimentaire (progradation/rétrogradation) des différents environnements est à la base de la construction de cette évolution spatio-temporelle des dépôts.

B. Notions :

1. La stratigraphie séquentielle :

La stratigraphie séquentielle est un outil conçu par les chercheurs d'EXXON (Vail *et al.*, 1977 ; 1987) pour comprendre la dynamique d'un système sédimentaire dans un cadre stratigraphique précis. Elle représente une méthode d'étude de la stratigraphie en se basant sur l'identification des cortèges sédimentaires liés à des moments précis de l'évolution d'un cycle.

Cette approche correspond à un modèle d'analyse des cycles de sédimentation liés à des variations eustatiques et de l'espace disponible pour l'accumulation des sédiments (Posamentier & Allen, 1999). Elle permet la reconnaissance et la corrélation des surfaces stratigraphiques qui marquent des changements dans les tendances sédimentaires (Embry, 2001). Ces changements sont essentiellement générés par l'interaction de la sédimentation, l'érosion et l'oscillation des niveaux de base.

L'objet de la stratigraphie séquentielle est de définir des unités sédimentaires (séquences) limitées par des surfaces à valeur temporelle correspondant à des périodes particulières de variations du niveau marin relatif. Il existe plusieurs ordres de variations du niveau relatif de la mer enregistrés dans les séries sédimentaires, et autant d'ordres de séquences de dépôt.

Dans un bassin sédimentaire, la répartition des sédiments est contrôlée par l'espace d'accommodation. Cet espace de sédimentation est limité entre le niveau marin et le fond du bassin. Il varie dans le temps selon trois principaux facteurs (**Figure 1**) :

- **Les apports sédimentaires**: pour le comblement de l'espace disponible et la formation des séquences de dépôts entre des discontinuités sédimentaires ;
- **La subsidence** sous le poids des sédiments provoque l'enfoncement du bassin et création de l'espace d'accommodation ;
- **L'eustatisme** ou la fluctuation des niveaux marins, directement liée à l'espace d'accommodation. Les montées du niveau marin sont qualifiées de transgressions et les baisses de régressions. L'eustatisme est le principal facteur qui contrôle les migrations des corps sédimentaires. Il dépend lui-même de nombreux autres facteurs (astronomique, la variation de température et la fonte des glaces, la variation du volume du bassin océanique...).

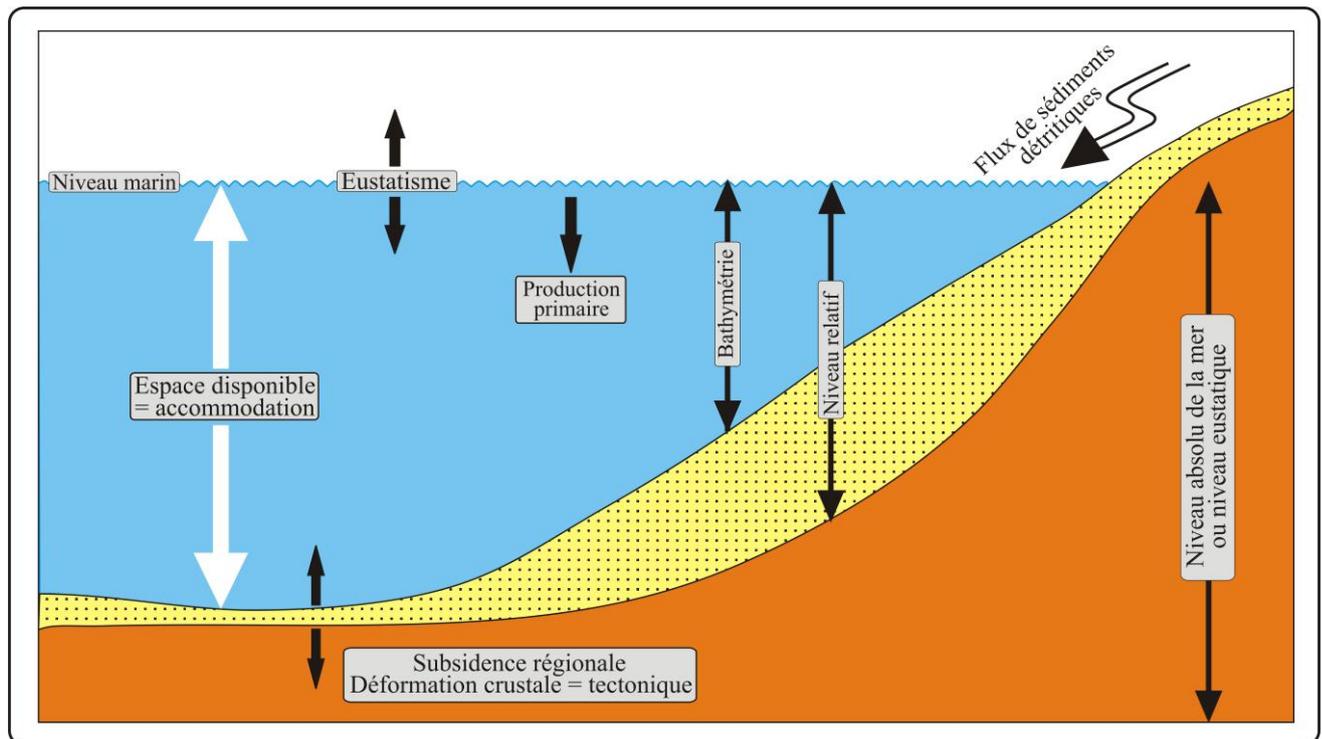


Figure 1 : L'espace disponible ou d'accommodation dans in bassin sédimentaire (Cross, 1988 et Homewood *et al.*, 1992)

2. Séquence :

La stratigraphie séquentielle est fondée sur la répétition dans l'enregistrement sédimentaire de séquences de dépôt qui résultent des variations du niveau marin relatif. Une séquence de dépôt est composée d'une succession plus ou moins concordante de strates génétiquement liées, limitées à la base et au sommet par des surfaces de discordance (surface d'érosion ou de non-dépôt) ou leur équivalent concordant latéral (Mitchum *et al.*, 1977). Les surfaces de discontinuités traduisent également une interruption dans l'enregistrement sédimentaire (Heim, 1924 ; Hillgärtner, 1998) et résultent d'un changement rapide de lithologie et/ou de faciès.

Ces séquences, définies à différents endroits et à différentes périodes géologiques, furent identifiées par des appellations différentes, d'une école à l'autre, mais leur signification est la même. Comme exemple :

- Les « simples séquences » de Vail *et al.* (1977) ou les « subtidal cycles » de Osleger (1991) sont analogues aux « deepening-shallowing sequences defined by sequence boundary » de Strasser *et al.*, (1999) ;
- Les « para-séquences » de Van Wagoner *et al.*, (1990) sont équivalentes aux « deepening-shallowing sequences defined by transgressive surfaces » de Strasser *et al.*, (1999).

3. Limites des séquences :

Une séquence décamétrique qui se décompose en trois cortèges de dépôt (« PBN », « CT », « PHN ») montre trois types de limites (Figure 2) :

- La **base de séquence « BS »** entre « PHN » et « PBN ». Elle correspond à l'accélération de la migration des milieux vers la mer (en domaine marin, accélération de la diminution de profondeur) ;
- La **surface transgressive « ST »** entre « PBN » et « CT ». C'est une surface située au-dessus des milieux les moins profonds ou située le plus près de la terre ;
- La **surface d'inondation maximale « SIM »** entre « CT » et « PHN ». C'est la surface correspondant aux milieux les plus profonds ou les plus proches du domaine marin.

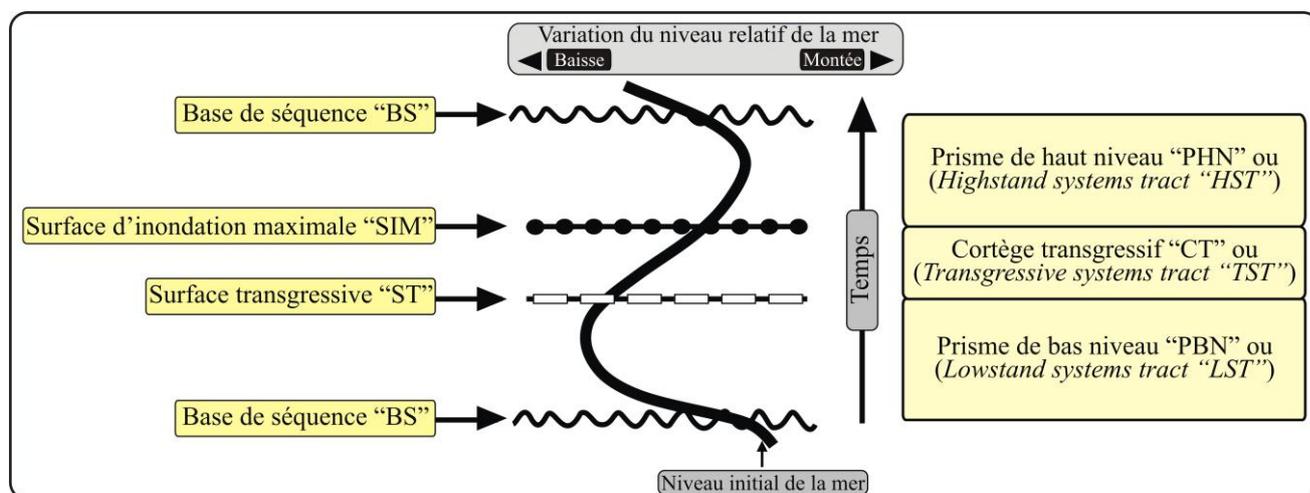


Figure 2 : Les différents types des limites de séquence et les cortèges de dépôts (d'après Homewood *et al.*, 2000)

4. Cortèges sédimentaires (Figure 3) :

Les cortèges sédimentaires sont composés d'un ensemble de séquences de dépôt (ou succession de bancs) limité par des discontinuités sédimentaires (Brown & Fischer, 1977; Mitchum *et al.*, 1977). Au niveau des affleurements, chaque cortège correspond à une portion de la courbe en relation avec les variations du niveau marin relatif et se différencie par sa géométrie et ses limites (Galloway, 1989 ; Embry, 1993, 1995 ; Strasser *et al.*, 1999 ; Posamentier & Allen, 1999 ; Plint & Nummedal, 2000).).

Les cortèges sédimentaires (*systems tracts*) se distinguent entre eux par leurs limites et par l'évolution au cours du temps des faciès qu'ils renferment. Ils sont représentés selon Vail *et al.* (1977) (Figure 3A) par :

Le prisme de bas niveau « PBN » (lowstand systems tract, « LST ») est compris entre la base de séquence « BS » (sequence boundary « SB ») et la surface de transgression « ST » (Transgressive surface « TS »). Il correspond aux séquences déposées dans les environnements de plate-forme peu profonde quand le niveau marin relatif est le plus bas.

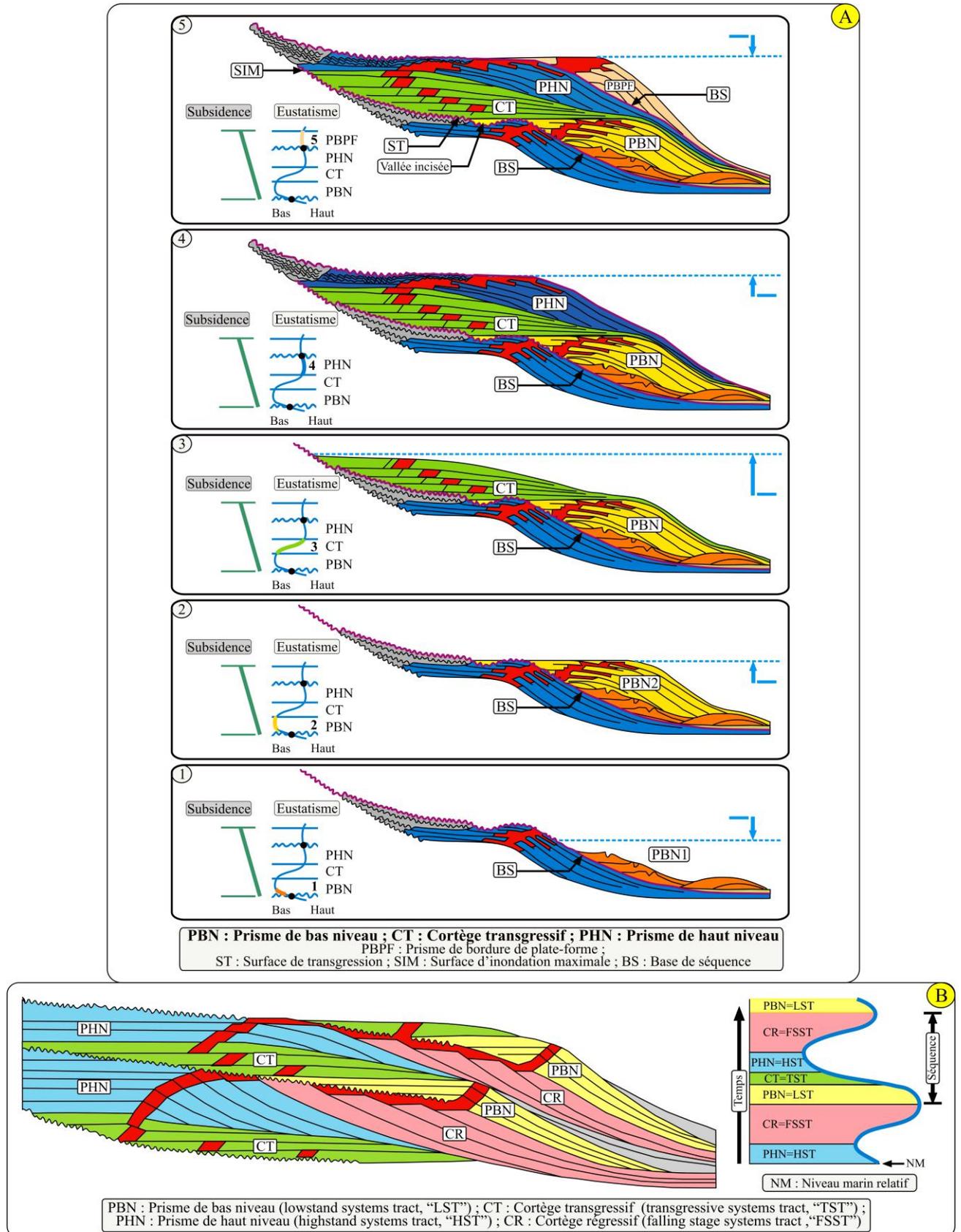
Le cortège transgressif « CT » (*transgressive systems tract*, « **TST** ») se situe entre la surface de transgression « ST » (*Transgressive systems tract* « **TST** ») et la surface d'inondation maximale « SIM » (*Maximum flooding surface* « **MFS** »). Il se distingue sur la plate-forme par une évolution de faciès qui explique un approfondissement des environnements de dépôt.

Le prisme de haut niveau « PHN » (*highstand systems tract*, « **HST** ») apparaît entre la surface d'inondation maximale « SIM » (*Maximum flooding surface* « **MFS** ») et la base de séquence « BS » (*sequence boundary* « **SB** »). Il domine la plate-forme et correspond soit à des séquences dans des environnements de dépôt relativement ouverts ou profonds, soit à des séquences traduisant une diminution de la tranche d'eau avec un déplacement des milieux de dépôt vers le continent.

Plusieurs chercheurs, dont Plint & Nummedal (2000) et Catuneanu (2002) ont mis en évidence l'existence d'un cortège supplémentaire :

Le cortège régressif (Figure 3B) :

Le cortège régressif (CR) (*falling stage systems tract*, « **FSST** ») enregistre des dépôts pendant une phase de baisse du niveau marin ("régression forcée"). Ce cortège s'intercale entre le prisme de haut niveau « PHN » et le prisme de bas niveau « PBN ». Il reprend une partie des dépôts du « PHN » (depuis le début de la chute du niveau marin) et une partie des dépôts du « PBN » (au point le plus bas du niveau marin). Il est limité à la base par une surface basale de la régression forcée (SBRF).



A : La géométrie des cortèges sédimentaires en relations avec les variations du niveau marin (d'après Vail *et al.*, 1997)
 B : Intégration du cortège régressif ("CR" ou "FSST") dans le modèle de stratigraphie séquentielle (D'après Plint et Nummedal, 2000)

Figure 3 : La géométrie des cortèges sédimentaires en relation avec les variations du niveau marin (A- Vail *et al.*, 1997 ; B- Catuneanu, 2002)

5. Types de séquences :

Suivant l'évolution des séquences au sein d'un corps sédimentaire par rapport à la paléo-ligne de rivage, on peut distinguer trois types de successions (Figure 4) :

- Les successions **rétrogradantes** (rétrogradation) où les séquences sont en translation vers le domaine continental. Ces successions sont caractérisées généralement par un amincissement progressif et l'occurrence de plus en plus fréquente de faciès distaux ;
- Les successions **progradantes** (progradation) où les séquences sont en translation vers le bassin. Ces successions sont caractérisées par un épaissement progressif et l'augmentation des faciès proximaux ;
- Les successions **aggradantes** (aggradation) où les séquences sont en empilement vertical, en position relative déplacée soit vers le continent, soit vers le bassin.

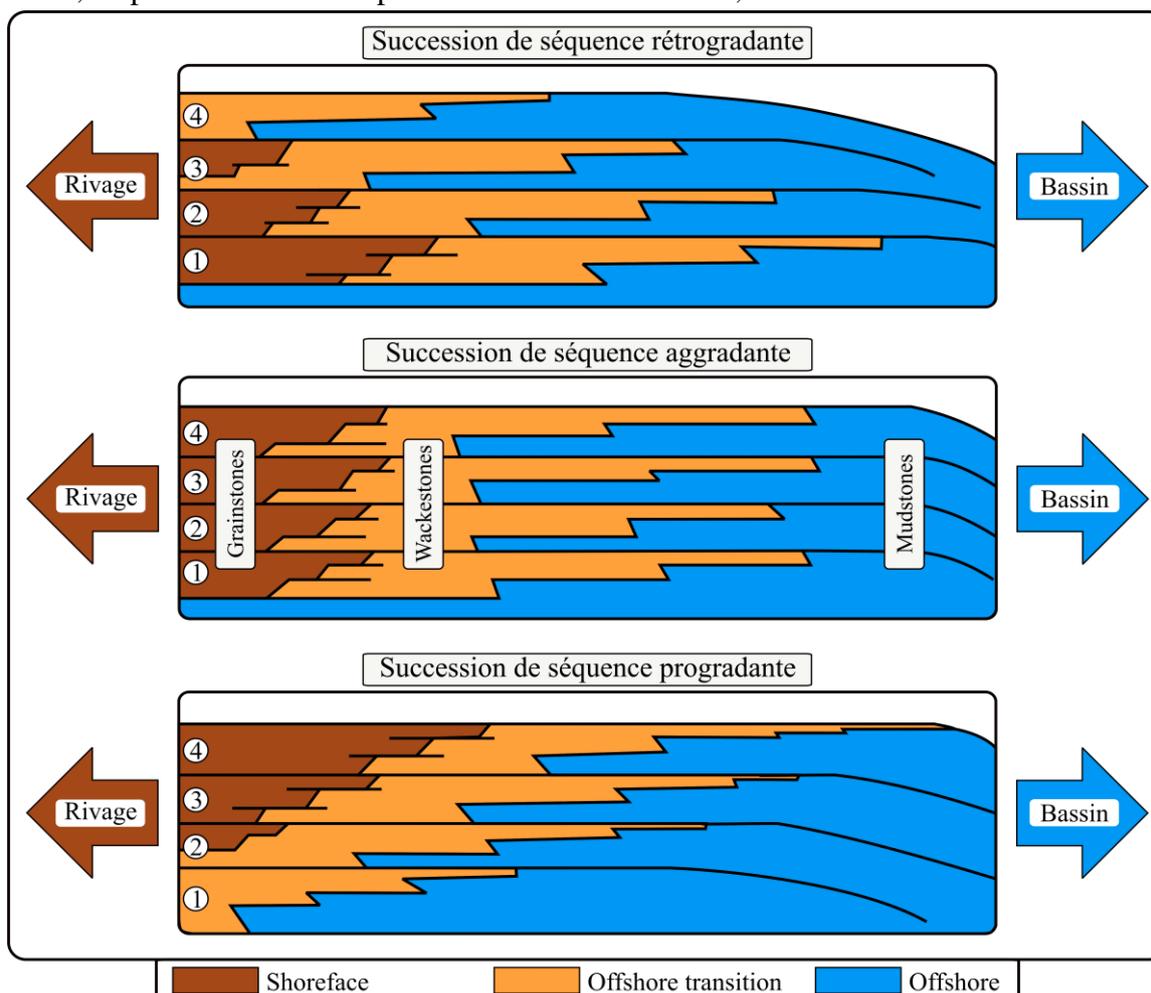


Figure 4 : Successions des séquences progradante, aggradante, rétrogradante par rapport à la paléo-ligne de rivage (Van Wagoner *et al.*, 1990)

6. Ordre des séquences :

Les séquences de dépôt sont des unités stratigraphiques composées d'une succession relativement conforme de strates génétiquement liées et limitées à leur sommet et à leur base par des discordances ("Unconformities") et leurs surfaces corrélatives. Ces séquences (Tableau 1) correspondent aux ordres suivant : (Guillocheau *et al.*, 1999 ; Einsele, 1992).

- **Les séquences de 1^{er} ordre : « 10-50 Ma »** : Ce sont des mégacycles à long terme liés à la tectonique des plaques.
- **Les séquences de 2^{ème} ordre : « 3-15 Ma »** : Il s'agit des mégacycles à moyen terme correspondant probablement à une combinaison de mouvements eustatiques et tectoniques (subsidence régionale, déformations intra-plaques).
- **Les séquences de 3^{ème} ordre : « 1-5 Ma »** : Elles sont représentées par des cycles à court terme de durée le plus souvent ne dépasse pas 3 Ma. Ces séquences sont représentées par des dépôts d'épaisseur décamétrique à pluri-décamétrique.
- **Les séquences de 4^{ème} ordre : « 0,1-0,5 Ma »** : Ce sont des petites séquences de dépôts interprétées en tant que para-séquences (Posamentier & Vail, 1988). Elles correspondent à des séquences de haute résolution (proches des séquences génétiques de Guillocheau *et al.*, 1999). Ces séquences sont corrélables à l'échelle d'un bassin sédimentaire et représentées par des séries d'épaisseur entre 1 et 10 m.
- **Les séquences de 5^{ème} ordre : « 0,05-0,1 Ma »** :

Ordre de séquence	Durée en millions d'années
1 ^{er} ordre	10 - 50
2 ^{ème} ordre	3 - 15
3 ^{ème} ordre	1 - 5
4 ^{ème} ordre	0,1 - 0,5
5 ^{ème} ordre	0,05 - 0,1

Tableau 1 : Les différents ordres des séquences de dépôts (d'après Guillocheau *et al.*, 1999 ; Einsele, 1992)

II. Inventaire des discontinuités sédimentaires :

Sur le terrain, de nombreuses discontinuités ont été représentées. Elles correspondent soit à un approfondissement du milieu de sédimentation soit une baisse relative du niveau marin. Ces différents types de discontinuités sont :

A. Dans le secteur de Ben-Zireg :

De ce secteur l'ensemble des discontinuités est représenté par :

- **La discontinuité « D1 »** : Elle est marquée par surface à granules de fer au sommet d'un niveau décimétrique de calcaires dolomitiques du Givétien. Cette discontinuité coïncide avec une surface transgressive.

- **La discontinuité « D2 »** : Elle correspond à une surface sculptée entre le membre des griottes calcaires et le membre des griottes argilo-calcaires de la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg ».

- **La discontinuité « D3 »** : C'est une surface sculptée entre le membre médian des griottes argilo-calcaires et le membre supérieur des argiles à passées de calcaires griottes.

- **La discontinuité « D4 »** : C'est une limite sommitale coïncide dans la coupe des trois palmiers (Coupe « I ») avec un paléosol (Pareyn, 1961 ; Benyoucef *et al.*, 2015). Cette discontinuité correspond à une surface transgressive à la base du Viséen.

B. Dans le secteur d'Ougarta :

B1. Les surfaces à plaquages de faunes « D1 » et « D6 » :

- La discontinuité « D1 » : Niveau à tentaculites :

Elle est représentée par un niveau centimétrique noir à concentration de tentaculites, coïncidant avec une surface de transgression (*transgressive surface*) et témoignant l'approfondissement du milieu de dépôt suite à la remontée du niveau marin relatif. Cette discontinuité à la base du Frasnien (région de Marhouma) marquant une tendance à l'enfoncement du milieu avec une diminution de la production carbonatée.

- La discontinuité « D6 » : Niveau à brachiopodes :

Elle est caractérisée par un banc centimétrique ocre à abondance de faune de brachiopodes qui s'installe au sommet des calcaires à entroques et à encroûtements stromatolithiques (région de Marhouma).

Ce niveau témoigne de l'importance conjuguée des événements biologiques et hydrodynamiques affectant le dépôt. Il coïncide avec une surface transgressive et peut être considéré comme une limite de séquence (*sequence boundary*), liée à la diminution de profondeur « *shallowing-up* » à cause de la baisse du niveau marin relatif sans pour autant atteindre l'émersion.

B2. Les surfaces bioturbées et sculptées « D2 », « D3 », « D7 », « D8 » :

Ces surfaces sont très fréquentes dans les faciès griottes de Ben-Zireg et d'Ougarta. Elles sont matérialisées par des limites sommitales irrégulières déformées par des associations de traces d'activités organiques (bioturbation). Cette dernière suggère un substrat mou de type « *Softground* » (Bromley, 1996).

- **La discontinuité « D2 »** : Cette discontinuité limite les argiles à rares passées calcaires du (Frasnien Ia) et les calcaires griottes slumpés du (Frasnien Ib). Elle correspond au maximum de l'approfondissement et coïncide avec le maximum d'inondation « SIM ».

- **La discontinuité « D3 »** : Cette discontinuité entre les calcaires griottes slumpés et les argiles rouges du Frasnien Ib correspond à une surface transgressive. elle coïncide avec une baisse brutale du niveau marin relatif et correspond à une surface de sub-émersion locale liée au soulèvement tectonique.

- **La discontinuité « D7 »** : La discontinuité limite le membre des griottes calcaires et le membre des griottes argilo-calcaires (région de Marhouma et de Ouarourout). Elle correspond à la continuation de l'approfondissement du milieu de sédimentation.

- **La discontinuité « D8 »** : Cette discontinuité limite les griottes argilo-calcaires et les argiles rouges. Elle correspond à une période d'accentuation de l'approfondissement de l'environnement sédimentaire.

B3. Les surfaces lithologiques « D4 », « D5'' » :

- **La discontinuité « D4 » :** Cette discontinuité lithologique marque le passage entre deux faciès différents et peut être liée soit à un changement dans l'énergie hydrodynamique, soit à des variations climatiques ou tectono-eustatiques. Elle limite les argiles rouges du « Frasnien Ib » de la « Formation de Cheffar El Ahmar » et les argiles à grumeaux du Famennien II (région de Marhouma). Cette discontinuité est marquée par l'apparition des premiers niveaux noduleux verts à septarias. Elle coïncide avec une surface d'inondation maximale et correspond au maximum de l'accentuation d'approfondissement du milieu de sédimentation qui fonctionne en gouttière (Elmi & Benest, 1978).

- **La discontinuité « D5 » :** Elle correspond à une surface irrégulière entre les argiles à grumeaux du Famennien II et l'apparition des premiers niveaux ocre de calcaires à entroques du Famennien III. Cette discontinuité coïncide avec une période de chute eustatique attestée par la sédimentation des calcaires à entroques et à encroûtements stromatolithiques.

B4. Les surfaces à rides « D9 », « D10 », « D11 », « D13 », « D14 » :

Les rides indiquent une rupture temporaire de la sédimentation. Elles sont représentées à la surface sommitale des niveaux gréseux d'ordre centimétrique à décimétrique par des ondulations de différentes formes : soit des rides liées à des courants de marées soit des rides liées à l'action des vagues ou même d'une action combinée des deux dynamiques. Ces discontinuités sont représentées par :

- **La discontinuité « D9 » :** Elle est caractérisée par l'apparition des premiers niveaux détritiques silteux. Elle limite les argiles rouges et les argiles vertes à passées des grès et des griottes dans la partie « Argilo-calcaire » de la « Formation des argiles de Marhouma ». Cette discontinuité coïncide avec une surface d'inondation maximale. Elle est marquée par l'arrivée de détritisme terrigène qui indique le début de comblement du bassin.

- **La discontinuité « D10 » :** Cette discontinuité est représentée entre les argiles vertes à passées des grès et des griottes et l'alternance argilo-gréseuse (partie sommitale « Argilo-gréseuse ») de la « Formation des argiles de Marhouma ». Elle coïncide avec une surface régressive indiquant le début de la chute du niveau marin relatif.

- **La discontinuité « D11 » :** Elle sépare l'alternance argilo-gréseuse et les argiles vertes. Cette discontinuité marque la continuité de la chute eustatique.

- **La discontinuité « D13 » :** Elle est localisée entre le membre inférieur et le membre supérieur de la « Formation des grès de Ouarourout » (région de Marhouma). Dans la région de Ouarourout, cette discontinuité limite « les argiles à passées gréseuses » et « les argiles à barres gréseuses » du membre supérieur de la « Formation des grès de Ouarourout ».

- **La discontinuité « D14 » :** Cette discontinuité coiffe une barre gréseuse dans le membre supérieur de la « Formation des grès de Ouarourout » (région de Ouarourout). Elle coïncide avec le début de l'approfondissement du milieu de sédimentation attesté par le taux important des argiles dans la Formation de Ouled Bou Hadid (région de Ouarourout).

B5. Les surfaces d'érosion et de ravinement « D12 » :

- La discontinuité « D12 » :

Il s'agit d'une surface d'érosion accompagnée des figures sédimentaires d'érosion basale (*sole marks*) et observée à la base de la « Formation des grès de Ouarourout » (région de Marhouma). Cette discontinuité coïncide avec la limite basale de la séquence (LBS2) et correspond à une période de la chute eustatique lors d'une phase de comblement du bassin. Elle caractérise la surface basale des chenaux et indique généralement une tendance vers la diminution de la profondeur (*shallowing-up*) et témoigne aussi une forte énergie hydrodynamique accompagnée d'un courant fort qui érode le substrat et capable d'arracher et de remanier des éléments de taille et de nature diverses, depuis les faciès sous-jacents ou les régions avoisinantes. L'équivalent de la discontinuité de ravinement « D12 » dans la région de Marhouma est représenté dans la région de Ouarourout par une surface à rides.

B6. Les surfaces ferrugineuses « D14 » :

- La discontinuité « D14 » :

La surface ferrugineuse de type « *Hard-ground* » caractérise le sommet de l'ensemble supérieur de la « Formation des grès de Ouarourout » (région de Marhouma). Elle est bien représentée à la surface sommitale des derniers bancs gréseux massifs et témoigne une phase de vacuité sédimentaire (Montenat *et al.*, 1997).

C. Dans le secteur du Gourara :

Dans la région de Gourara, les discontinuités sont représentées par :

- **La discontinuité « D1 » :** C'est une discontinuité basale correspond à une surface lithologique entre le Dévonien moyen et le Dévonien supérieur. Cette discontinuité coïncide avec une surface transgressive marquant le début de l'approfondissement du milieu de sédimentation.

- **La discontinuité « D2 » :** Elle correspond à une surface sculptée au sommet d'un niveau de calcaires griottes dans la coupe de Charouine et un niveau gréseux fins à rides dans la coupe du pied méridional de Djebel Hèche.

- **La discontinuité « D3 » :** Elle est marquée par surface à rides de courants au sommet d'un niveau silteux minces. Cette limite coïncide avec une surface de régression « SR » lors d'une phase de comblement.

- **La discontinuité « D4 » :** C'est est discontinuité qui correspond à la fin de la série dévonienne. Elle coïncide avec le maximum de chute eustatique à la fin du Dévonien et le début de l'approfondissement au Carbonifère.

III. Organisation séquentielle et empilements des séquences :

A. Les séquences de 2^{ème} ordre :

Trois séquences de 2^{ème} ordre ont été caractérisées dans chacun des trois secteurs d'études (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara).

A1. Dans le secteur de Ben-Zireg : Dans le Dévonien supérieur de Ben-Zireg, trois séquences ont été individualisées (Figure 5).

A1.1. La séquence « S1 » :

Cette séquence coïncide avec la partie basale du Frasnien. Elle correspond à un demi-cycle transgressif, rétrogradant (cortège transgressif « CT ») indiquant l'accentuation de l'approfondissement du milieu de dépôt suivi par un demi-cycle progradant (cortège de haut niveau « PHN ») avec une baisse de l'espace disponible.

A1.2. La séquence « S2 » :

Elle est représentée, à la base dans partie sommitale du Frasnien, par du demi-cycle transgressif « CT » rétrogradant avec un accroissement de l'enfoncement du milieu de sédimentation et une migration des lignes de rivages vers le continent « *Landward stepping* ». Le sommet de la séquence est indiqué dans la partie basale du Famennien (zone II) par cortège de haut niveau « PHN » progradant coïncidant avec chute relative du niveau marin et migration des lignes de rivages vers le large « *Seaward stepping* ».

A1.3. La séquence « S3 » :

Il s'agit d'une épaisse séquence qui coïncide avec la majeure partie du Famennien. Elle représente la partie sommitale du membre inférieur des griottes calcaires et le membre médian des griottes argilo-calcaires et aussi le membre supérieur des argiles à passées griottes dans les coupes « I » et « II ». Cette séquence correspond successivement de bas en haut par un cortège transgressif « CT » indiquant une montée relative du milieu marin et une rétrogradation des sédiments vers le continent. Ce cortège transgressif « CT » est suivi par un cortège de haut niveau « PHN » progradant marquant le début de la baisse du niveau marin puis un cortège régressif « CR » indiquant l'accentuation de la chute du niveau marin lors d'une phase de comblement jusqu'à l'émersion à la fin du Famennien (paléosol).

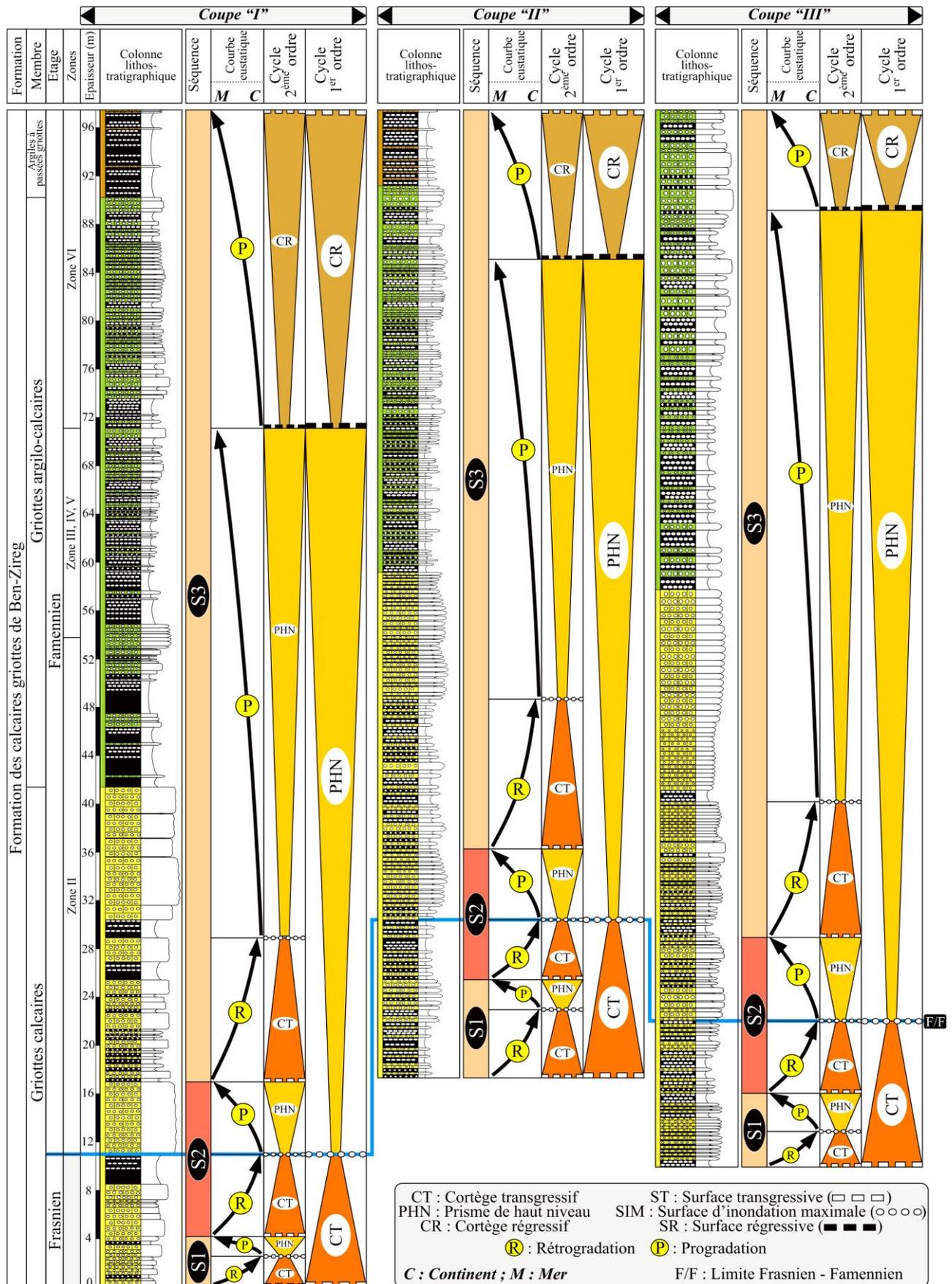


Figure 5 : Empilement des séquences de dépôts et cortèges sédimentaires dans le Dévonien supérieur de Ben-Zireg

A2. Dans le secteur d'Ougarta : Quatre séquences ont été représentées dans le secteur d'Ougarta durant l'époque du Dévonien supérieur (Figure 7). Ces séquences sont :

A2.1. La séquence « S1 » (Figure 7) :

Il s'agit d'une séquence représentée successivement par un premier demi-cycle rétrogradant (cortège transgressif « CT ») coïncidant avec les argiles à rares passées de calcaires du Frasnien Ia puis un second demi-cycle progradant (cortège de haut niveau « PHN ») correspondant aux calcaires griottes slumpés du Frasnien Ib. Ce cortège progradant coïncide avec une chute du niveau marin relatif. Cette chute locale est attestée par la présence des indices de sub-émersion bien visible à l'échelle microfaciologique (Figure 6). Elle est suivie par une surface transgressive « ST » marquant le début de l'approfondissement de l'environnement de sédimentation.

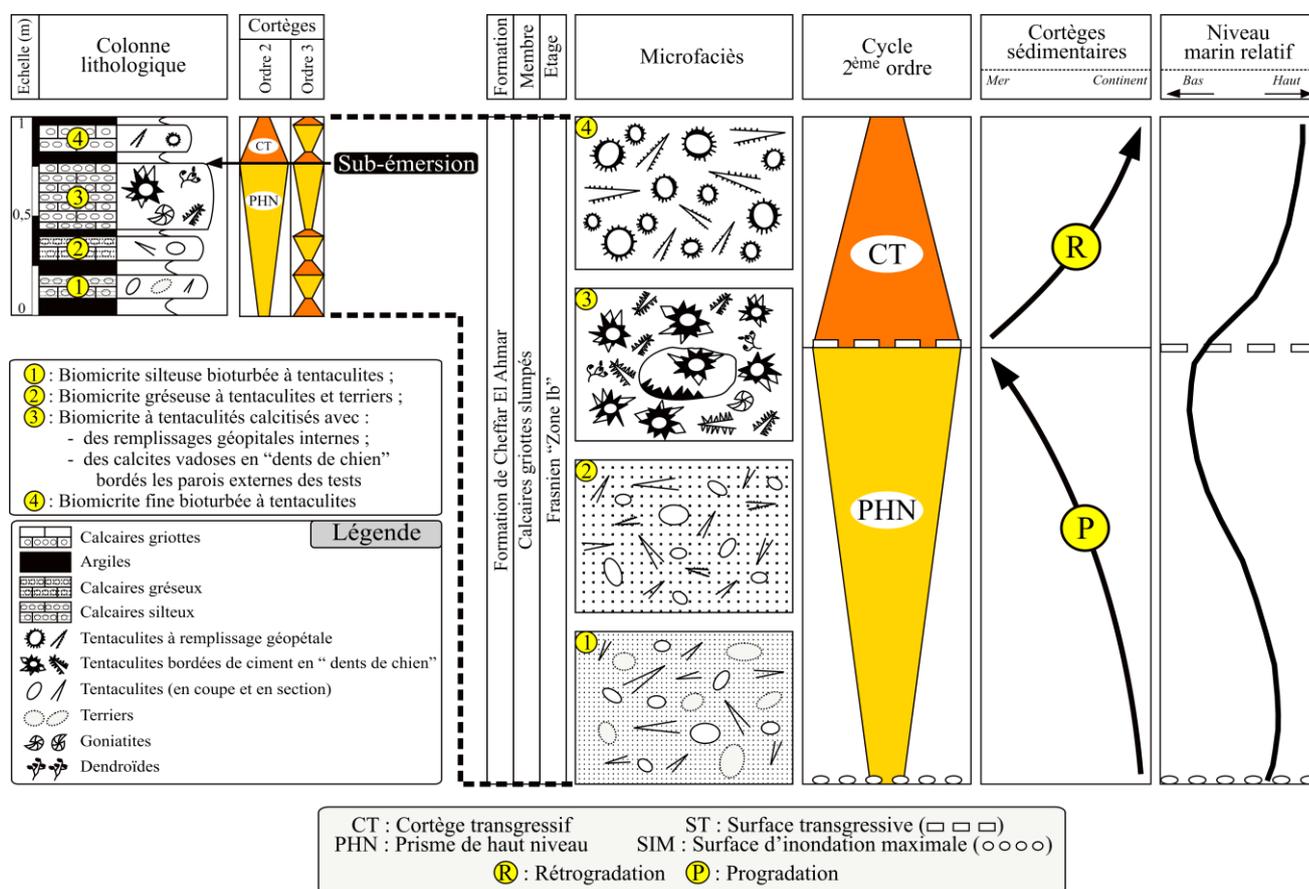


Figure 6 : Séquence de 3^{ème} ordre avec des indices d'émersion dans le microfaciès du membre des calcaires griottes slumpés du Frasnien Ib « Formation de Cheffar El Ahmar »

A2.2. La séquence « S2 » (Figure 7) :

Cette séquence, et après la chute rigoureuse au sommet des calcaires griottes slumpés, marque le début de l'approfondissement du milieu. Cet approfondissement qui correspond aux faciès pélitiques fins des argiles rouges du Frasnien Ib coïncide avec à un demi-cycle rétrogradant (cortège transgressif « CT ») et une migration des lignes rivages vers le continent « *Landward stepping* ». Le maximum de l'approfondissement est attesté par la présence des faunes pyriteuses naines dans la partie basale des argiles vertes à grumeaux du Famennien II. Il est suivi par un demi-cycle progradant (cortège de haut niveau « PHN ») avec une migration des lignes rivages vers le large « *Seaward stepping* » coïncidant avec une baisse du niveau marin relative indiquée par la présence des passées détritiques. Cette chute atteint son maximum au dessus des calcaires à entroques du Famennien III (région de Marhouma et Ouarourout) par la présence des encroûtements stromatolithiques (région de Marhouma) et coïncide avec une surface transgressive.

A2.3. La séquence « S3 » (Figure 7) :

C'est épaisse séquence représentée dans la partie médiane « argilo-calcaire » et la partie sommitale « argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma » et la « Formation des grès de Ouarourout » depuis le Famennien IVI jusqu'au Famennien VI. Elle correspond successivement à :

- Un cortège transgressif « CT » rétrogradant, qui coïncide avec un approfondissement du milieu de sédimentation et caractérise successivement le membre des griottes calcaires du Famennien IV, le membre des griottes argilo-calcaires du Famennien V et le membre des argiles rouges du Famennien V dans la partie médiane « argilo-calcaire ».
- Un cortège de haut niveau « PHN » progradant correspondant avec le début de la baisse du niveau marin. Ce cortège est représenté par les argiles vertes à passées de grès et de griottes du Famennien V dans la partie médiane « argilo-calcaire ».
- Un cortège régressif « CR » progradant correspond à une phase de chute du niveau marin. Il est représenté par l'alternance argilo-gréseuse et les argiles vertes dans la partie sommitale « argilo-gréseuse » de la Formation des argiles de Marhouma.

A2.4. La séquence « S4 » (Figure 7) :

Elle est représentée dans l'ensemble de la « Formation des grès de Ouarourout ». Cette séquence montre un demi-cycle progradant qui coïncide avec un cortège de bas niveau limité à sa base par un équivalent latéral du LST2 (= *correlatif conformity*). Ce cortège correspond à une période chute eustatique lors de la phase de comblement du bassin.

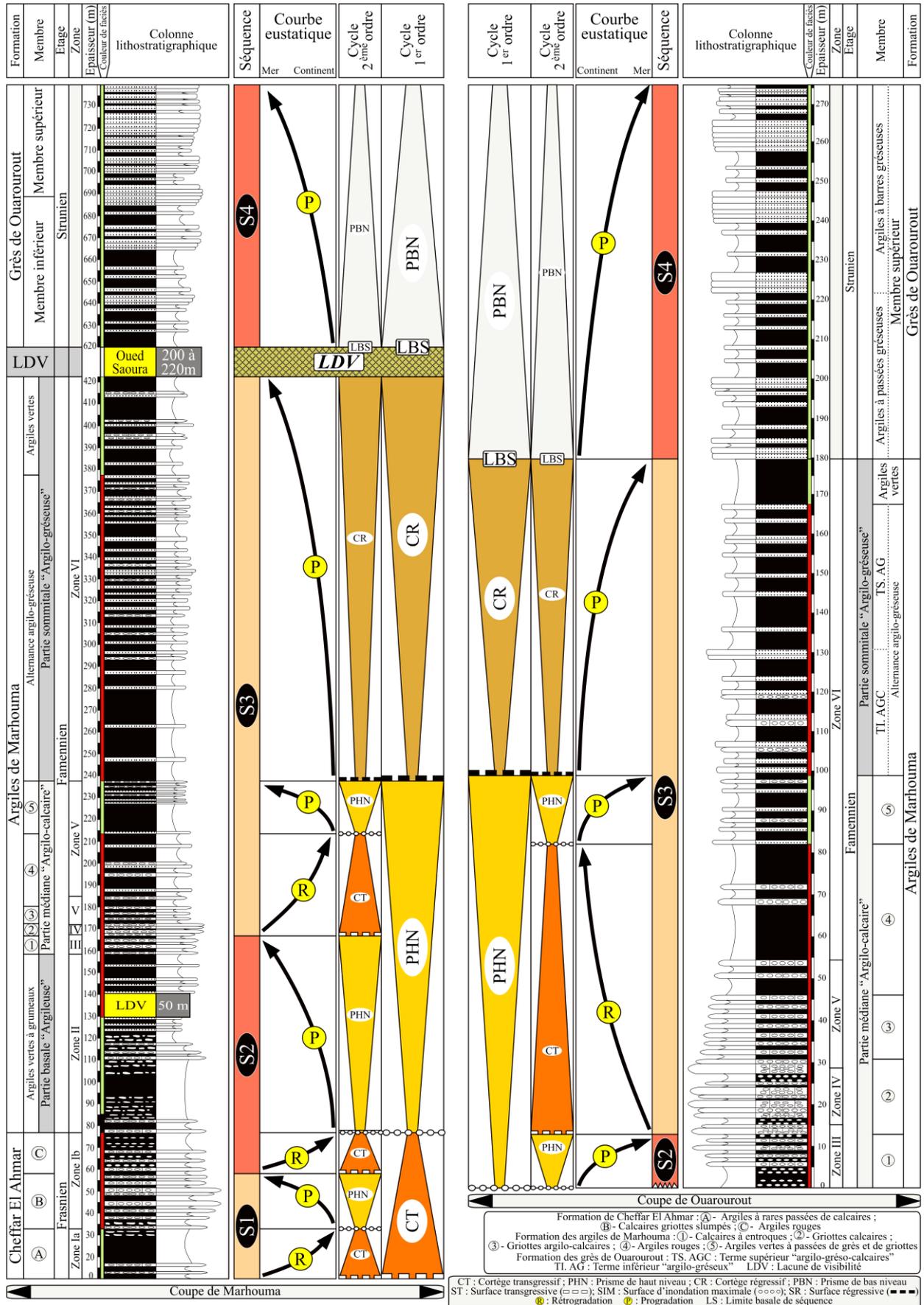


Figure 7 : Empilement des séquences de dépôts et cortèges sédimentaires dans le Dévonien supérieur de l'Ougarta

A3. Dans le secteur de Gourara (Figure 8) :

A3.1. Dans la région de Charouine :

Quatre séquences ont été caractérisées au cours du Dévonien supérieur dans la région de Charouine. Ces séquences sont représentées dans la « Formation des argiles de Kahla » (Figure 8) par :

A3.1.1. La séquence « S1 » :

Il s'agit une petite séquence représentée dans le Frasnien par la succession d'un demi-cycle transgressif rétrogradant (cortège transgressif « CT ») marqué par la dominance de faciès pélitiques fins (argiles) suivi par un demi-cycle régressif progradant (cortège de haut niveau « PHN ») caractérisé par l'abondance des faciès carbonatés (calcaires).

A3.1.2. La séquence « S2 » :

Cette séquence est représentée par un demi-cycle rétrogradant (cortège transgressif « CT ») marquant l'approfondissement du milieu et coïncidant avec les argiles du Famennien II et le membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes du Famennien IV.

Ce cortège rétrogradant est suivi par un demi-cycle progradant (cortège de haut niveau « PHN ») marquant une période de chute du niveau marin. Il est représenté dans la partie inférieure du membre inférieur des argiles à passées de grès en plaquettes.

A3.1.3. La séquence « S3 » :

Elle caractérise la partie médiane et supérieure du membre des argiles à passées de grès en plaquettes. Cette séquence est représentée par la succession de deux demi-cycles : un demi-cycle rétrogradant (cortège transgressif « CT ») coïncidant avec le partie médiane du membre et un demi-cycle progradant (cortège de haut niveau « PHN ») caractérise la partie supérieure du membre.

A3.1.4. La séquence « S4 » :

Il s'agit d'une épaisse séquence caractérisée dans le membre supérieur des argiles à passées de calcaires silteux par la succession de :

- Un cortège transgressif « CT » rétrogradant marqué par la présence des passées lenticulaires de calcaires micritiques fins. Il indique le début de l'approfondissement de l'environnement de sédimentation.
- Un cortège de haut niveau « PHN » progradant avec une baisse relative du niveau marin ;
- Un cortège régressif « CR » avec le maximum de la chute lors du comblement du bassin de sédimentation.

A3.2. Dans la région de Djebel Hêche :

Dans la coupe du pied méridional de Djebel Hêche, trois séquences ont été individualisées dans la « Formation des argiles de Kahla » (Figure 8). Ces séquences sont représentées durant le Famennien par :

A3.2.1. La séquence « S2 » :

La séquence caractérise la partie inférieure du membre des argiles à passées de grès en plaquettes et de calcaires silteux. Il s'agit d'une succession d'un premier demi-cycle rétrogradant (cortège transgressif « CT ») marquant une phase d'approfondissement suivi par un second demi-cycle progradant (cortège de haut niveau « PHN ») marquant une phase de chute relative du niveau marin.

A3.2.2. La séquence « S3 » :

C'est une séquence représentée dans la partie supérieure du membre des argiles à passées de grès en plaquettes et de calcaires silteux. Elle est caractérisée par un approfondissement du milieu coïncidant avec un demi-cycle transgressif (cortège transgressif « CT ») rétrogradant avec une migration des lignes rivages vers le continent « *Landward stepping* ». Cet approfondissement est suivi par une baisse relative du niveau marin et correspondant à un demi-cycle progradant (cortège de haut niveau « PHN ») avec une migration des lignes de rivages vers le large « *Seaward stepping* ».

A3.2.3. La séquence « S4 » :

Il s'agit d'une épaisse séquence représentée dans la majeure partie de la « Formation des argiles de Kahla ». Elle est caractérisée successivement par :

- Un cortège transgressif « CT » caractérise la partie sommitale du membre des argiles à passées de grès en plaquettes et de calcaires silteux. Il marque approfondissement du milieu de sédimentation avec une migration des lignes rivages vers le continent (rétrogradation).
- Un cortège de haut niveau « PHN » représente le membre des argiles à passées de grès slumpés. Ce cortège coïncide avec une baisse relative du niveau marin et indique une migration des lignes rivages vers le large (progradation).
- Un cortège régressif « CR » qui coïncide avec l'ensemble du membre supérieur des argiles à passées de calcaires bioclastiques. Il indique le maximum de la chute du niveau marin relatif lors de la période de comblement du bassin (régression forcée).

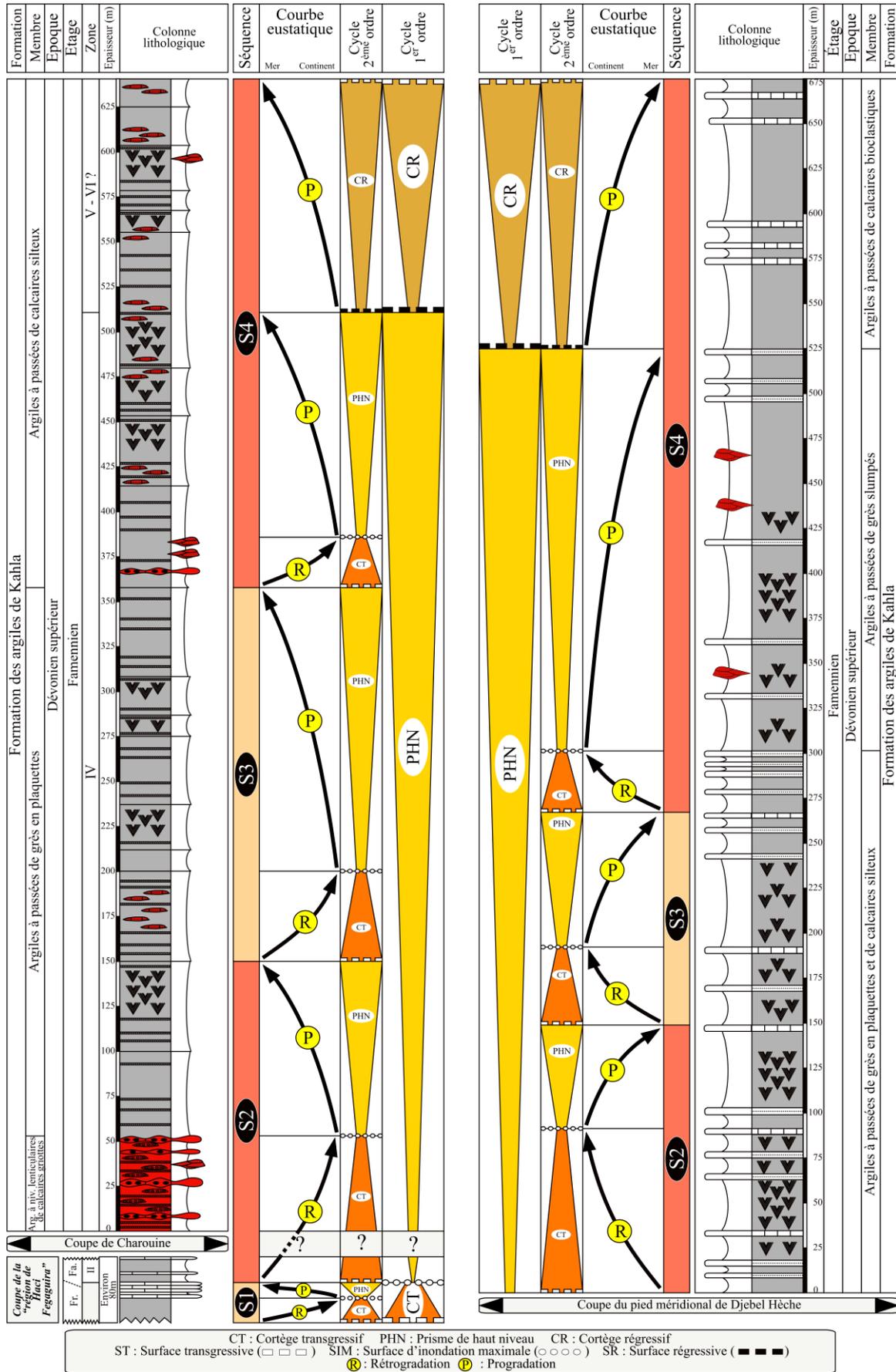


Figure 8 : Empilement des séquences de dépôts et cortèges sédimentaires dans le Dévonien supérieur de Gourara

B. Les séquences de 1^{er} ordre et corrélation (Figure 9) :

Dans les trois secteurs d'étude, le Dévonien supérieur, depuis la Frasnien jusqu'au Famennien VI, correspond à une méga-séquence représentée dans un cycle complet de 1^{er} ordre (Figure 5, 7 et 8). Ce cycle est marqué par la succession de :

B1. Cortège transgressif « CT » :

Il indique le début de l'approfondissement de l'environnement sédimentaire avec une migration des lignes rivages vers le continent (rétrogradation) « *Landward stepping* ». Ce cortège qui coïncide avec une période de montée du niveau marin est marqué à la base par une surface transgressive « ST » et au sommet par une surface d'inondation maximale « SIM » marquant le maximum de l'approfondissement.

B2. Prisme de haut niveau « PHN » :

Ce prisme correspond à une période de baisse relative du niveau marin avec une migration des lignes de rivages vers le large (progradation) « *Seaward stepping* ». Il est intercalé entre la surface d'inondation maximale « SIM » à la base et une surface transgressive « ST » ou la base de séquence « BS » (Vail *et al.*, 1977) ou encore une surface basale de la régression forcée « SBRF » (Plint & Nummedal, 2000 ; Catuneanu, 2002 ; Catuneanu *et al.*, 2009 ; Catuneanu *et al.*, 2011) au sommet.

B3. Cortège régressif « CR » :

Ce cortège régressif « CR » ou (*falling stage systems tract* « FSST ») marque le maximum de la régression lors d'une phase de comblement (régression forcée). Il est limité entre la surface basale de la régression forcée « SBRF » à la base et la base de séquence « BS » au sommet (Plint & Nummedal, 2000 ; Catuneanu, 2002 ; Catuneanu *et al.*, 2009 ; Catuneanu *et al.*, 2011).

A l'Ougarta le Strunien est représenté par un demi-cycle régressif correspondant à un prisme de bas niveau « PBN ». Il s'agit d'une période de chute eustatique fini-dévonienne généralisée correspondant coïncidant avec une phase de comblement par la régression forcée.

C. Evolution eustatique et cortèges sédimentaires (Fig. 9) :

L'évolution tectono-eustatique est basée sur les concepts de Catuneanu (2002) et de Catuneanu *et al.* (2009).

Les travaux réalisés (Nedjari *et al.*, 2007 ; Benhamou *et al.*, 2004 ; Ouali Mehadji *et al.*, 2012 ; Bendella & Ouali Mehadji, 2014) sur le Dévonien supérieur de la Saoura sur le plan des variations environnementales, permettent de tracer l'évolution tectono-eustatique et les cortèges de dépôts représentés dans les différentes unités lithologiques identifiées. Cette coupe constitue donc un canevas référentiel pour les différents autres secteurs.

Dans la Saoura, le maximum transgressif (transgression initiée au Dévonien moyen) se situe au sommet des calcaires griottes du Frasnien IB. Cet épisode transgressif prend fin avec les argiles noires (« *Black-shales* ») clôturées par les véritables calcaires griottes.

Les argiles à grumeaux (partie basale « argileuse ») de la zone II du Famennien, évoluant en régime d'approfondissement, constituent la base du Prisme de Haut Niveau (PHN) qui perdure pendant les zones III, VI et V du Famennien (partie médiane Argilo-calcaire) et qui prend fin à la base de la zone VI.

La chute du niveau marin est enregistrée durant la zone VI du Famennien, constituant le Cortège régressif (« *Falling Stage System Tract = FSST* ») et donc la régression forcée qui coïncide avec l'arrivée des turbidites associées aux hémipélagites (équivalent du bas niveau précoce de Posamentier & Vail, 1988).

La surface corrélative (« *correlative conformity* » au sens de Posamentier & Vail, 1988) se situerait à la base de la « Formation des grès de Ouaraourout » indiquant la régression normale du Prisme de Bas Niveau (PBN précoce), avec une émergence locale au sommet de cette formation (Aït-Ouali & Nedjari, 2006).

Cette surface corrélative serait à relier avec les indices d'émergence documentés dans plusieurs endroits de la plate-forme saharienne correspondant à la régression forcée de Catuneanu (2002) et Catuneanu *et al.* (2009). Elle se situerait sur les emplacements actuels de la partie méridionale du Taoudenni et de plusieurs secteurs au Nord du Hoggar (Fabre, 2005) et vers les régions septentrionales (sondages Ut1, Ut2, Mr1) au Nord de Marhouma (Legrand-Blain, 2002), de Ben-Zireg (Petter, 1959 ; Pareyn, 1961), de l'Anti-Atlas occidental et de quelques secteurs orientaux (Hollard, 1974 ; Bultynck & Walliser, 2000). Cette émergence s'échelonne entre le sommet du Famennien V et le milieu du Famennien VI (Ouali Mehadji *et al.*, 2012).

Dans le secteur de Ben-Zireg, la base des griottes calcaires du Frasnien serait équivalente au Cortège transgressif de la Saoura clôturé ici par les « *blacks shales* » de la limite Frasnien/Famennien. Le PHN serait représenté par la majeure partie des griottes calcaires et les griottes argilo-calcaires. Enfin, le Cortège régressif (FSST) serait représenté jusqu'à la fin de la coupe. L'équivalent des « Grès de Ouaraourout » est absent à Ben-Zireg, confirmant ainsi la lacune du passage Dévonien-carbonifère comme proposé par Massa (1965) et Pareyn (1961).

Dans la région du Gourara, les argiles à passées de grès en plaquettes du Famennien VI et une partie des argiles à passées de calcaires silteux seraient l'équivalent du PHN de la Saoura, surmontées par le Cortège régressif (FSST) sur le reste de la coupe.

Les faciès du Dévonien supérieur, de la bordure nord saharienne, représentés par les calcaires griottes, les argiles et les grès turbiditiques, enregistrent des variations tectono-eustatiques du 1^{er} ordre. Cette évolution se traduit par quatre cortèges de dépôt (« CT », « PHN », CR » et « PBN »). Le cortège transgressif (CT), initié au Dévonien moyen, marque le maximum transgressif au Frasnien, suivi par un PHN qui dure du Famennien II jusqu'à la base du Famennien VI. A partir de l'installation du régime turbiditique, le CR (=FSST) se maintient jusqu'à l'équivalent de la surface corrélative (CC) située à la base des Grès de Marhouma qui marquent un PBN. Latéralement, à Ben-Zireg et au Gourara, on retrouve la même évolution eustatique avec cependant des variations latérales de faciès.

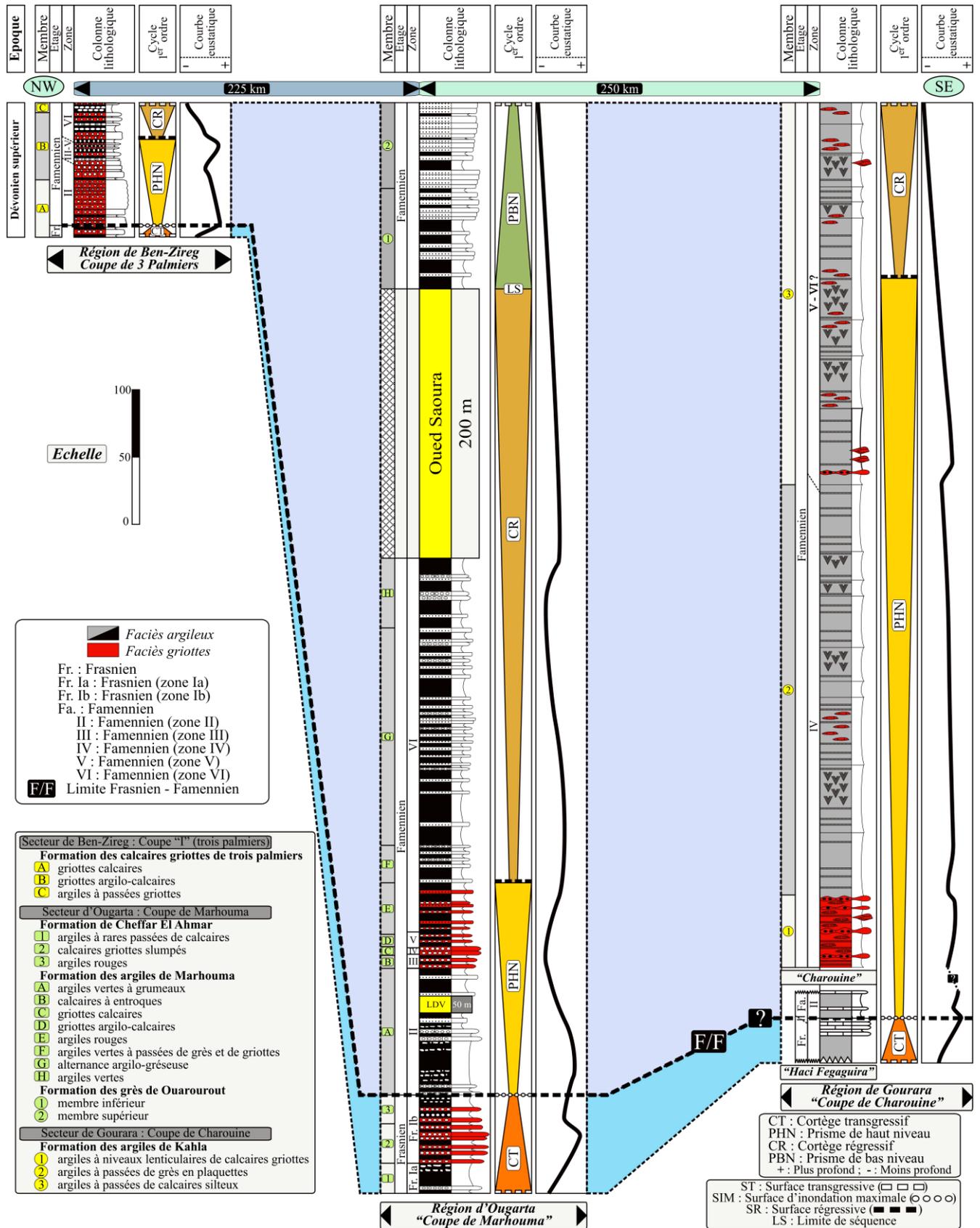


Figure 9 : Les séquences du 1^{er} ordre et corrélation entre les secteurs d'étude (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara)

IV. Conclusion :

Les variations du niveau marin sont régies par la « géotectonique globale et le climat » d'une part et par le couple « apport sédimentaire et tectonique locale » d'autre part.

Dans le Sahara du Nord-Ouest de l'Algérie (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara), l'évolution synthétique de la série sédimentaire du Dévonien supérieur se caractérise par la succession de deux phases eustatiques majeures :

- Phase d'approfondissement de l'environnement sédimentaire depuis le Frasnien jusqu'au la base du Famennien ;
- Phase de comblement à partir du Famennien basal jusqu'au Famennien terminal-Strunien.

Cette évolution est représentée par un mégacycle de 1^{er} ordre. Ce dernier est marqué par deux principaux cycles :

A. Cycle transgressif :

L'augmentation de la profondeur ainsi que l'environnement sédimentaire implique une ouverture sur la mer franche. L'espace disponible est très favorable pour la sédimentation des argiles et calcaires riches en faunes pélagiques (ammonoïdes et ostracodes) et benthiques (bivalves brachiopodes, tentaculites). Cet approfondissement est éventuellement dû à l'action combinée des deux facteurs :

- Eustatiques avec une augmentation générale du niveau marin ;
- Tectonique par l'accroissement de la subsidence suite du rejeu de failles entre le bassin et sa bordure.

B. Cycle régressif :

L'abaissement eustatique général permet d'expliquer la diminution de la tranche d'eau. Néanmoins, on ne peut pas exclure l'importance des phénomènes de comblement attestés par la dominance des dépôts silici-clastiques (argiles et grès) et par des intervalles à sédimentation condensées représentés par des calcaires griottes. Les fluctuations du niveau marin qui coïncident avec des périodes de chutes s'accompagnent particulièrement par des phases d'émersion et/ou submersion temporaires et locales.

Chapitre « 5 » Biodiversité

Chapitre « 5 » : Biodiversité

I. Généralités :

1. Définition :

La « diversité biologique » (« *biological diversity* ») a été utilisée pour la première fois en 1997 par Lovejoy. L'expression de ce terme a ensuite été contractée dans un congrès intitulé « *The National Forum on BioDiversity* » par Wilson (1988). Elle représente la diversité des organismes vivants, en considérant ainsi la variété de l'ensemble des êtres vivants dans un système.

2. Les types de biodiversité :

La biodiversité s'apprécie en considérant la diversité des **écosystèmes**, des **espèces**, et des gènes, dans l'espace et dans le temps, ainsi que les interactions au sein de ces niveaux d'organisation et entre-eux. La biodiversité ne se limite donc pas à la somme des espèces, mais représente l'ensemble des interactions entre les êtres vivants, ainsi qu'avec leur **environnement** physico-chimique, sur plusieurs niveaux.

2.1. La diversité génétique (ou intra-spécifique) se définit par la variabilité des **gènes** au sein d'une même **espèce**, que ce soit entre les individus ou les populations. La diversité génétique au sein d'une même espèce est essentielle pour lui permettre de **s'adapter** aux modifications de son environnement par le biais de **l'évolution**.

2.2. La diversité spécifique (ou diversité interspécifique) est la plus connue car la plus visible. Elle correspond à la diversité des **espèces** vivantes, unité de base de la **systématique**, par leur nombre, leur nature et leur abondance.

2.3. La diversité écosystémique correspond à la diversité des **écosystèmes** présents sur **Terre** qui forment la **biosphère**. C'est au niveau des écosystèmes que se situe la diversité des interactions des populations naturelles entre elles et avec leur environnement.

Au sens large, la biodiversité, ou diversité biologique, désigne la variété et la variabilité du **monde vivant** sous toutes ses formes. Elle est définie plus précisément dans la **convention sur la diversité biologique** comme la « variabilité des organismes vivants de toute origine y compris, entre autres, les écosystèmes terrestres, marins et autres écosystèmes aquatiques et les complexes écologiques dont ils font partie ; cela comprend la diversité au sein des espèces et entre espèces ainsi que celle des écosystèmes ».

3. La richesse taxonomique :

Les scientifiques dénombrent plusieurs indicateurs de biodiversité, classés selon le niveau de perception (gènes, espèces, écosystème) et le type de milieu (marin, continentale, etc...). Ainsi, la biodiversité peut (1) s'évaluer à différentes échelles géographiques (communautaire, locale, régionale, globale, ...) et à différents niveaux taxonomiques (classes, ordres, familles, genres, espèces, ...), (2) se focaliser sur un groupe donné ou sur un écosystème intégral, spatialement et/ou temporairement.

La **richesse spécifique** (nombre d'espèces présentes dans un milieu) est l'unité de mesure la plus courante. Certaines espèces bio-indicatrices sont particulièrement sensibles aux modifications de certaines caractéristiques biotiques ou abiotiques de leur habitat. Le suivi de ces espèces est une façon de connaître l'état global de l'écosystème et d'identifier précocement les variations de leur environnement. La **systématique** et la **taxonomie** explorent la biodiversité en dénombrant et en classifiant par **taxon** les êtres vivants.

En paléontologie, la paléobiodiversité correspond à la richesse et à la variété en organismes fossiles d'un gisement donné, souvent pour un âge donné.

La diversité qui peut être discriminée en richesse taxonomique (nombre de taxons) et disparité morphologique (nombre de formes), peut-être abordée selon trois niveaux : alpha, bêta et gamma (Sepkoski, 1988 ; Hammer & Harper, 2006). Ainsi, la richesse taxonomique se limitant à une communauté donnée correspond à la **diversité alpha**. Elle considère le nombre d'espèces dans un habitat uniforme donné. Ceci fournit en général des informations sur les ressources du milieu et sur les niches écologiques occupées ; La **diversité Bêta** consiste à comparer la richesse taxonomique entre deux localités données au sein d'une région ; La **diversité Gamma** consiste à comparer la richesse taxonomique entre deux provinces géographiques. Il s'agit alors de caractériser des différences taxonomiques entre les provinces (endémicité).

En paléontologie, la complémentarité de ces trois niveaux de la biodiversité fournit généralement, *via* l'évolution de la répartition des organismes, de précieuses informations sur la configuration paléogéographique.

L'analyse de la biodiversité, i.e. de richesse taxonomique, quelle que soit l'échelle d'étude, repose soit sur des données d'incidence, i.e., sur la présence ou l'absence d'un taxon dans un intervalle biochronostratigraphique donné ou dans un échantillon donné, soit sur des données d'abondance (nombre d'individus du taxon présents dans l'échantillon).

4. Diversité alpha et indices paléoécologiques

La diversité peut être évaluée à partir d'indices écologiques classiques. Ainsi, trois indices écologiques ont été utilisés, à savoir la **Diversité**, la **Dominance** et la **Régularité** (Brenchley & Harper 1998). La **Diversité ou Richesse spécifique** s'intéresse aux nombres des espèces et des taxons présents. Elle indique que plus il y a de taxons distincts (espèces, genres, familles, ...) plus la biodiversité est grande. L'**Abondance-Dominance** s'occupe à l'importance de chaque espèce. L'abondance est le nombre d'individus relevés pour un taxon donné. La **Dominance** indique la proportion de surface couverte par un taxon. En effet, une espèce peut « dominer » par sa couverture alors que son nombre est faible. La **Régularité** représente le nombre entre les différentes espèces. A nombre égal de taxons et d'individus, plus un taxon est abondant, plus la diversité globale est faible. La biodiversité est maximale lorsque le nombre total d'individus sur un site est réparti régulièrement entre les taxons. L'indice de régularité informe sur la proportion de l'abondance totale des individus contrôlée par un rapport des espèces dominantes.

Pour estimer la diversité alpha, il existe de nombreux indices écologiques classiques dont l'indice « **M** » de Margalef (1958) ; mais le plus couramment utilisé est l'indice H de Shannon & Weaver (1949). Il exprime l'importance relative du nombre des espèces abondantes dans un milieu donné. Ainsi, plus la proportion des espèces rares est forte et celle des espèces abondantes réduite, plus l'indice de diversité est grand. L'indice est minimum quand tous les individus appartiennent à la même espèce ; il est maximum quand chaque individu représente une espèce distincte.

L'indice de diversité représente un coefficient traduisant le degré de diversité d'une communauté, dépendant du nombre d'espèces et du nombre d'individus par espèce. Il permet ainsi de comparer la richesse de deux biocénoses, en particulier lorsque le nombre d'individus récoltés dans chacune d'entre elles est très différent. Lorsque les conditions de milieu sont favorables on trouve de nombreuses espèces et chacune d'elles est représentée par un petit nombre d'individus. L'indice de diversité est alors élevé. Lorsque les conditions de milieu sont défavorables, on ne rencontre qu'un petit nombre d'espèces mais chacune d'elles est en général représentée par de nombreux individus. L'indice de diversité est alors faible.

Afin d'estimer la paléobiodiversité des ammonoïdes dans les trois secteurs d'étude, les indices suivants ont été utilisés :

4.1. L'indice de Richesse de Menhinick (1964) « R » :

$$R = S / \sqrt{N}$$

Où « **N** » est le nombre d'individus et « **S** » la richesse spécifique»

4.2. L'indice de Richesse de Margalef (1958) « M » :

$$M = (S-1) / \log N$$

Où « **S** » est le nombre d'espèces et « **N** » le nombre d'individus

Il minimise l'effet de la taille de l'échantillon sur l'estimation de la biodiversité. Plus la valeur Margalef est **élevée**, plus l'échantillon est **diversifié**. Les mesures de Diversité sont habituellement standardisées par la taille de l'échantillon.

4.3. L'indice de Diversité de Simpson (1949) « L' » :

$$L = \sum \left[\frac{n_i (n_i - 1)}{N (N - 1)} \right]$$

Où « **p_i** » est la proportion des individus dans l'espèce « **i** » ; « **n_i** » le nombre d'individus dans l'espèce « **i** » ; « **N** » le nombre total d'individus.

Cet indice varie de 0 (diversité minimum) à 1 (diversité maximum) permet d'exprimer la dominance d'une espèce lorsqu'il tend vers 0, ou codominance de plusieurs espèces lorsqu'il tend vers 1. Il est accompagné d'un indice d'équitabilité exprimé de la façon suivante :

$$E = (D - D_{\min}) / (D_{\max} - D_{\min}) \quad \text{ou} \quad E = D / D_{\max}$$

Où « **D** » est la valeur de l'hétérogénéité mesurée dans la population échantillonnée ; « **D_{max}** » et « **D_{min}** » sont les valeurs minimum et maximum possibles pour le nombre d'espèce et la taille de l'échantillon considéré.

4.4. L'indice de Diversité de Shannon & Weaver (1949) « H' » :

$$H' = -\sum (n_i / n) \log (n_i / n)$$

Où « n_i » est le nombre d'individus du taxon « i »

L'indice de Shannon permet d'exprimer la diversité en prenant en compte le nombre d'espèces et l'abondance des individus au sein de chacune de ces espèces. Ainsi, une communauté dominée par une seule espèce aura un coefficient moindre qu'une communauté dont toutes les espèces sont co-dominantes. Cet indice varie de **0** pour un échantillon avec un seul taxon à des valeurs élevées pour les échantillons avec de nombreux taxons. Dans cet indice plus la valeur de « H' » est plus élevée, plus la diversité est grande. L'indice de Shannon est souvent accompagné par l'indice d'équitabilité de Pielou :

4.5. L'indice d'Équitabilité « J' » :

$$J' = H' / H'_{\max}$$

avec $H'_{\max} = \log S$

Où « S » est le nombre total d'espèces

L'indice d'équitabilité permet de mesurer la répartition des individus au sein des espèces, indépendamment de la richesse spécifique. L'équitabilité considère l'uniformité de la distribution des individus parmi les taxons présents. Cet indice varie de **0** (dominance d'une des espèces) à **1** (équirépartition des individus dans les espèces), atteignant sa valeur maximale lorsque les taxons sont équitablement représentés avec un nombre similaire d'individus.

4.6. L'indice de Dominance « D » :

$$D = \sum (n_i / N)^2$$

Où « n_i » est l'effectif de la « i^{th} » espèces et « N » l'effectif total

Les mesures de dominance basées sur l'abondance relative montrent des valeurs élevées pour les assemblages avec quelques éléments communs, et de faibles valeurs lorsque les espèces sont plus ou moins régulièrement représentées. L'indice de dominance varie de **0** (taxons équitablement représentés) à **1** (taxon dominant)

Les indices de biodiversité ont été calculés à l'aide du logiciel PAST v2.17 (Hammer *et al.*, 2001).

5. Problème d'échantillonnage, biais taxonomiques :

5.1. Biais probables dans l'évaluation de la biodiversité :

La biodiversité fossile peut être conduite à de nombreux biais souvent interdépendants.

- Les processus liés à la fossilisation ont un rôle important sur la représentativité de l'association faunique originelle, surtout les conditions taphonomiques (mélanges, activités, préservation différentielle des fossiles en relation avec les milieux de sédimentation favorable à la bonne conservation ou non ...).

- La qualité et la taille de l'échantillonnage ont leur importance, puisque la caractérisation de la zone étudiée en dépend directement. Dans la présente étude, un échantillonnage détaillé a été réalisé et des analyses de raréfaction ont été effectuées au niveau d'espèces et du genre.

- La vitesse de la sédimentation peut moduler verticalement qu'horizontalement la densité faunique des assemblages fossiles. Toutefois, l'abondance faunique est très remarquable dans les faciès griottes par rapport au faciès détritiques, ceci n'a que peu d'influence sur l'estimation de la biodiversité en raison de la considération de grands ensembles lithologiques (formations, membres).

- Le rôle primordial de l'écologie (oxygénation, température, éclaircissement, etc...) et de l'environnement de dépôt (plate-forme, bassin, milieu calme et/ou agité, etc....) influe directement sur la répartition des organismes. La biodiversité en un point spatio-temporel donné en est donc étroitement dépendante de ces conditions.

- Le biais taxonomique est certainement le plus délicat à minimiser et passe par une étude systématique approfondie. Dans le cas de l'étude d'un site donné, les taxons rencontrés peuvent tout à fait être laissés en nomenclature ouverte pour une estimation de la biodiversité.

Finalement, les différentes méthodes d'analyses peuvent avoir une influence sur l'estimation de la biodiversité.

5.2. Méthodes des courbes de raréfaction :

A. Méthodes :

Les méthodes de raréfaction (Sanders, 1968 ; Hurlbert, 1971) consistent à estimer le nombre d'espèces pour un certain nombre d'individus. Ces méthodes présentent l'avantage de décrire les changements progressifs s'effectuant dans le temps ou dans l'espace (Pearson & Rosenberg, 1978) en restant indépendants de la taille de l'échantillon. Les résultats peuvent être représentés par une courbe de raréfaction dont l'**ordonnée** peut représenter le **nombre d'espèces** et l'**abscisse** le **nombre d'individus**, le temps, la distance d'une source de pollution, etc...

B. Analyses de raréfaction :

Le principe de la raréfaction se base sur le nombre de taxons obtenus en fonction du nombre d'échantillons collectés et permet ainsi de comparer la diversité taxonomique d'échantillons de tailles différentes (Hammer & Harper, 2006 ; Balseiro *et al.*, 2010).

La courbe de raréfaction est générée avec un intervalle de confiance de 95%, permettant de juger visuellement si la biodiversité initialement estimée d'un échantillon donné est correcte ou si la taille de celui-ci conduit à une biodiversité qui n'était qu'apparente et par conséquent sous-estimée. Elle est obtenue en sous-échantillonnant dans l'inventaire complet des effectifs de toutes tailles et en calculant le nombre moyen d'espèces trouvé pour chacun, ce qui permet de la lisser (Ugland *et al.*, 2003).

Il admettra pour juger de cela de considérer l'allure et la pente initiale de la courbe obtenue sans pour autant interpoler celle-ci. Les courbes de raréfaction montrent la probabilité d'obtenir des nouveaux taxons en fonction du nombre d'individus collectés, mais ne peuvent cependant pas être extrapolées au-delà de leur dernier point factuel. Une des raisons pouvant expliquer que l'extrapolation n'est pas recommandée est tout simplement le fait qu'il s'agisse d'une tendance basée sur des probabilités (bien que la fiabilité s'accroisse avec l'augmentation de la taille de l'échantillon). Si, pour des espèces communes, la probabilité de recenser un taxon nouveau diminue effectivement avec l'augmentation de la taille de l'échantillon, ce n'est pas le cas des espèces rares pour lesquelles la loi de probabilité est plus aléatoire (c'est pourquoi recenser ces espèces rares nécessite généralement un échantillon de très grande taille).

Les analyses de raréfaction du présent travail ont été effectuées avec le logiciel PAST version 2.17c (Hammer *et al.*, 2001).

II. La biodiversité des ammonoïdes dans les secteurs d'étude :

1. Etude qualitative et quantitative :

La faune des ammonoïdes représente le groupe le plus caractéristique des faciès carbonatés de type griottes dans les régions d'étude (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara).

Suivant les espèces, les périodes, les conditions de fossilisation et les environnements de dépôts, les fossiles peuvent être de différentes qualités et plus ou moins abondants. Cette différenciation (Tableau 1) est liée à des conditions de la fossilisation optimale. La fossilisation peut être plus ou moins complète selon les circonstances (exemple, l'**anoxie** et la non-**turbidité** d'un sédiment sont des facteurs favorisant la bonne conservation des fossiles). L'abondance ainsi que la bonne qualité de conservations des fossiles sont des résultantes de l'enfouissement plus ou moins rapide dans des environnements favorables.

Secteur	Coupe	Ammonoïdes						Faunes associées		
		Niveaux d'échantillons	Abondance			Etat de conservation				
			(-) abondant	abondant	(+) abondant	Bonne (B)	Moyenne (M)		Faible (F)	
Ben-Zireg	Coupe "I"	Z37	-	-	(+)A	B	M	-	Bivalves , Brachiopodes , Orthocères	
		Z35	-	A	-	B	B	-		
		Z27	-	-	(+)A	-	M	F		
		Z11	-	A	-	-	M	F		
		Z8	(-)A	-	-	-	M	F		
	Coupe "II"	Be45	(-)A	-	-	B	M	-	Bivalves , Brachiopodes , Orthocères	
		Be2	(-)A	-	-	-	M	F		
		Be1	(-)A	-	-	-	M	F		
	Coupe "III"	Oz'2	(-)A	-	-	-	M	F	Bivalves , Brachiopodes , Orthocères	
Oz'1		(-)A	-	-	-	M	F			
Ougarta	Ouarourout	On14	-	-	(+)A	B	M	-	Bivalves , Brachiopodes , Orthocères , Trilobites , Gastéropodes , Polypiers , Entroques	
		On13	-	-	(+)A	B	M	-		
		On12	-	-	(+)A	B	M	-		
		On11	-	-	(+)A	B	M	-		
		On10	-	-	(+)A	B	M	-		
		On9	-	A	-	B	M	-		
		On8	-	-	(+)A	B	M	-		
		On7	(-)A	-	-	-	M	F		
		On6	-	A	-	B	M	-		
		On5	(-)A	-	-	-	-	F		
		On4	(-)A	-	-	B	M	-		
		On3	(-)A	-	-	-	M	F		
		On2	(-)A	-	-	-	M	F		
		On1	(-)A	-	-	-	M	F		
	Marhouma	F22	-	-	(+)A	B	M	-	Bivalves , Brachiopodes , Orthocères , Trilobites , Gastéropodes , Polypiers , Entroques	
		F21	(-)A	-	-	B	M	-		
		F20	-	A	-	B	M	-		
		F19	-	A	-	B	M	-		
		F18	-	-	(+)A	B	M	-		
		F17	(-)A	-	-	-	M	F		
		F16	(-)A	-	-	-	M	F		
		F15	(-)A	-	-	-	-	F		
		F14	-	A	-	B	M	-		
		F13	(-)A	-	-	-	M	F		
		F12	(-)A	-	-	-	M	F		
		F11	-	A	-	B	M	-		
		F10	-	-	(+)A	-	M	F		
		F9	-	-	(+)A	B	M	-		
		F8	-	-	(+)A	B	M	-		
		F7	-	A	-	-	M	F		
		F6	-	-	(+)A	B	M	-		
		F5'	-	A	-	B	M	-		
	F5	-	A	-	B	M	-			
	F4'	-	-	(+)A	B	M	-			
	F4	(-)A	-	-	-	M	F			
	F3	-	A	-	B	M	-			
	Erg El Djamel	E26	-	(+)A	-	B	-	-	Bivalves , Brachiopodes , Orthocères , Trilobites , Gastéropodes , Polypiers , Entroques	
		E1	-	(+)A	-	B	-	-		
	Gourara	Charouine	X5	-	A	-	B	M	-	Bivalves , Brachiopodes , Orthocères , Trilobites , Gastéropodes , Polypiers , Entroques
			X4	-	-	(+)A	B	-	-	
			X3	-	-	(+)A	B	-	-	
		Haci Fegaguira	X2	(-)A	-	-	B	-	-	
H			-	A	-	B	M	-		
F			-	A	-	B	M	-		

Tableau 1 : Abondance et état de conservation des ammonoïdes et de la faune associée dans les trois secteurs d'étude

1.1. Etude qualitative :

Cette étude est consacrée à l'état de la conservation des ammonoïdes et de la faune associée. Elle regroupe l'ensemble des caractères descriptifs et interprétatifs des données obtenues. L'analyse de cette étude porte sur la diversité spécifique et le nombre des espèces communes entre les secteurs et pour chaque association.

1.2. Etude quantitative :

Il s'agit d'une étude statistique des ammonoïdes répartis dans les différents faciès sédimentaires au cours du Dévonien supérieur (Tableau 2). Elle consiste à un dénombrement des données définies dans l'étude qualitative. Dans cette étude, la richesse spécifique qui représente le nombre d'espèces présentes dans un milieu. Le suivi de ces espèces est une façon de connaître l'état global de l'écosystème et d'identifier précocement les variations de leur environnement.

A	Coupe de Ouarourout									
	Genres	Ammonoides Espèces	Niveaux	Nombre	Genres	Ammonoides Espèces	Niveaux	Nombre		
Erf.		<i>Erfoudites</i> sp.	On2	02						
			On3	01						
		<i>Erfoudites rherisensis</i>	On2	02		Plat.	<i>Platyclymenia annulata</i>	On8	09	
			On3	05				On10	06	
			On10	02				On11	02	
			On11	01				On12	03	
			On12	06				On8	04	
			On6	02				On10	05	
		<i>Erfoudites cf. rherisensis</i>	On8	02			<i>Platyclymenia cf. annulata</i>	On11	04	
			On11	01				On12	03	
			On12	06				On14	02	
	Prio.		<i>Prionoceras</i> sp.	On1	02		Sten.	<i>Stenoclymenia cf. intermedia</i>	On8	07
				On3	01				On10	06
				On6	02				On12	04
				On8	02				On14	01
				On10	02				On8	03
				On11	02				On10	03
				On12	02				On12	01
				On13	03				On14	01
				On14	04				On8	02
On8				01	On11				04	
		<i>Prionoceras ourouroutense</i>	On10	01		Cyr.	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.	On12	04	
			On11	01				On14	01	
			On12	02				On8	02	
			On8	01				On11	04	
			On10	01				On12	01	
Spor.	<i>Prionoceras cf. ourouroutense</i>	On8	01		Cym.	<i>Cymaclymenia</i> sp.	On11	04		
		On10	01				On12	01		
		On11	01				On13	01		
		On12	02				On14	03		
		On8	01				On10	01		
Gun.	<i>Prionoceras cf. ourouroutense</i>	On10	01		Proc.	<i>Cyrtoclymenia cf. frechi</i>	On12	01		
		On11	01				On8	02		
		On12	02				On11	04		
		On8	01				On12	01		
		On10	01				On14	03		
		On11	01				On10	01		
		On12	02				On12	01		
		On8	01				On13	01		
		On10	01				On14	01		
		On11	02				On13	01		
Plan.	<i>Prionoceras frechi</i>	On8	01		Gen.	<i>Procymaclymenia cf. ebbighauseni</i>	On8	01		
		On10	02				On10	01		
		On11	01				On12	04		
		On8	01				On8	04		
		On11	02				On10	01		
		On8	01				On11	03		
		On8	01				On12	04		
		On8	01				On8	01		
		On8	01				On10	01		
		On8	01				On11	03		
Spor.	<i>Prionoceras lentis</i>	On8	01		Cly.	<i>Clymenia</i> sp.	On12	04		
		On11	02				On8	01		
		On8	01				On10	01		
		On8	01				On11	01		
		On8	01				On12	01		
		On8	01				On8	03		
		On8	01				On10	01		
		On8	01				On11	01		
		On8	01				On12	01		
		On8	01				On14	01		
Gun.	<i>Prionoceras ibnisinai</i>	On8	01		Gon.	<i>Goniacyclomenia subcarinata</i>	On8	05		
		On8	01				On13	04		
Gun.	<i>Prionoceras vetus</i>	On8	01		Kos.	<i>Kosmoclymenia</i> sp.	On14	01		
		On8	01				On13	07		
Gun.	<i>Prionoceras cf. takhbitense</i>	On8	01		Kos.	<i>Kosmoclymenia inaequistriata</i>	On14	04		
		On8	01				On13	02		
Gun.	<i>Prionoceras cf. subtum</i>	On12	03		Kos.	<i>Kosmoclymenia cf. inaequistriata</i>	On14	06		
		On12	02				On14	01		
Gun.	<i>Prionoceras cf. jarensese</i>	On12	02		Mue.	<i>Muessenbiargia cf. colubrina</i>	On14	01		
		On3	01				On14	01		
Spor.	<i>Sporadoceras cf. conforme</i>	On3	01		Mue.	<i>Muessenbiargia cf. sublaevis</i>	On14	01		
		On4	01				On14	01		
Spor.	<i>Sporadoceras muensteri</i>	On6	01		Mue.	<i>Muessenbiargia cf. sublaevis</i>	On14	01		
		On12	02				On14	01		
Gun.	<i>Gundolficeras fezzouense</i>	On9	01		Mue.	<i>Muessenbiargia cf. sublaevis</i>	On14	01		
		On14	01				On14	01		
Plan.	<i>Planitornoceras euryomphalum</i>	On6	03		Mue.	<i>Muessenbiargia cf. sublaevis</i>	On14	01		
		On7	03				On14	01		
Plan.	<i>Planitornoceras euryomphalum</i>	On8	02		Mue.	<i>Muessenbiargia cf. sublaevis</i>	On14	01		
		On9	12				On14	01		

B	Coupe			
	Genres	Ammonoides Espèces	Niveaux	Nombre
Charouine	Erf.	<i>Erfoudites rherisensis</i>	X2	01
			X3	11
			X4	56
			X5	38
			X3	02
	Prio.	<i>Prionoceras divisium ?</i>	X3	01
			X3	03
			X3	38
	Spor.	<i>Sporadoceras cf. conforme</i>	X4	01
			X3	02
X3			01	
X4			18	
Mae.	<i>Maenecerases acutolaterale</i>	X4	01	
		X4	01	
Plat.	<i>Platyclymenia cf. annulata</i>	X3	04	
		X4	04	
Gon.	<i>Goniacyclomenia</i> sp.	X3	01	
		X4	10	
Cyr.	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.	X3	01	
		X5	01	
Cly.	<i>Clymenia laevigata</i>	X3	10	
		X4	02	
Cly.	<i>Clymenia cf. laevigata</i>	X2	12	
		X3	32	
Prog.	<i>Progoniacyclomenia</i> sp.	X3	02	
		X3	02	
Haci Fegaguira	Erf.	<i>Erfoudites</i> sp.	H	11
			F	01
	Torn.	<i>Tornoceras cf. uniangulare</i>	F	10
			F	01
	Falc.	<i>Falcitornoceras</i> sp.	F	01
			H	07
	Pho.	<i>Phoenixites</i> sp.	H	01
			F	01
	Cyr.	<i>Cyrtoclymenia cf. ventriosa</i>	F	01
			F	01

C	Coupe			
	Genres	Ammonoides Espèces	Niveaux	Nombre
"I"	Chei.	<i>Cheiloceras</i> sp.	Z8	06
			Z11	13
			Z27	01
	Spor.	<i>Sporadoceras</i> sp.	Z27	03
			Z27	02
	Prio.	<i>Prionoceras</i> sp.	Z35	02
			Z37	01
	Mim.	<i>Mimimitoceras</i> sp.	Z37	03
			Z37	01
	Cyr.	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.	Z27	02
Z35			10	
Cym.	<i>Cymaclymenia</i> sp.	Z35	03	
		Z37	05	
Cly.	<i>Clymenia speciosa</i>	Z35	07	
		Z37	02	
Gon.	<i>Goniacyclomenia</i> sp.	Z27	11	
		Z35	14	
Kos.	<i>Kosmoclymenia</i> sp.	Z37	08	
		Z35	03	
Ling.	<i>Linguacyclomenia</i> sp.	Z35	03	
		Z37	05	
"II"	Chei.	<i>Cheiloceras</i> sp.	Be2	08
			Be45	01
			Be45	01
Cym.	<i>Cymaclymenia</i> sp.	Be45	01	
		Be45	01	
Kos.	<i>Kosmoclymenia</i> sp.	Be2	06	
		Oz2'	10	
"III"	Chei.	<i>Cheiloceras</i> sp.	Oz1'	01
			Oz2'	02

A : Secteur d'Ougarta (Ouarourout)
 B : Secteur de Gourara (Charouine, Haci Fegaguira)
 C : Secteur de Ben-Zireg (Coupes "I", "II", "III")

Erf. : *Erfoudites* ; Prio. : *Prionoceras* ; Spor. : *Sporadoceras* ; Chei. : *Cheiloceras* ; Torno. : *Tornoceras* ; Plan. : *Planitornoceras* ; Falc. : *Falcitornoceras* ; Polo. : *Polonoceras* ; Gun. : *Gundolficeras* ; Torn. : *Tornoceras* ; Mim. : *Mimimitoceras* ; Mae. : *Maenecerases* ; Pho. : *Phoenixites* ; Cly. : *Clymenia* ; Cost. : *Costacyclomenia* ; Cyr. : *Cyrtoclymenia* ; Cym. : *Cymaclymenia* ; Plat. : *Platyclymenia* ; Gon. : *Goniacyclomenia* ; Kos. : *Kosmoclymenia* ; Ling. : *Linguacyclomenia* ; Lin. : *Linguatortoceras* ; Prog. : *Progoniacyclomenia* ; Proc. : *Procymaclymenia* ; Sten. : *Stenoclymenia* ; Gen. : *Genuclymenia* ; Mue. : *Muessenbiargia* ;

Tableau 2 : Répartition des ammonoïdes (espèces et genres) dans les trois secteurs d'étude

2. Répartition spatiale :

Dans les trois régions d'étude [Ben-Zireg, Ougarta (Ouarourout) et Gourara (Charouine)], le Dévonien supérieur est marqué par des variations spatio-temporelles dans la répartition des ammonoïdes. Cette répartition spatiale a été effectuée en 3 catégories (familles, genres et espèces) :

2.1. Les familles des ammonoïdes :

Les ammonoïdes sont représentés par 15 familles (Figure 1) : 09 familles sont présentes dans le secteur de Ben-Zireg, 14 familles dans le secteur d'Ougarta, et 09 familles dans le secteur de Gourara.

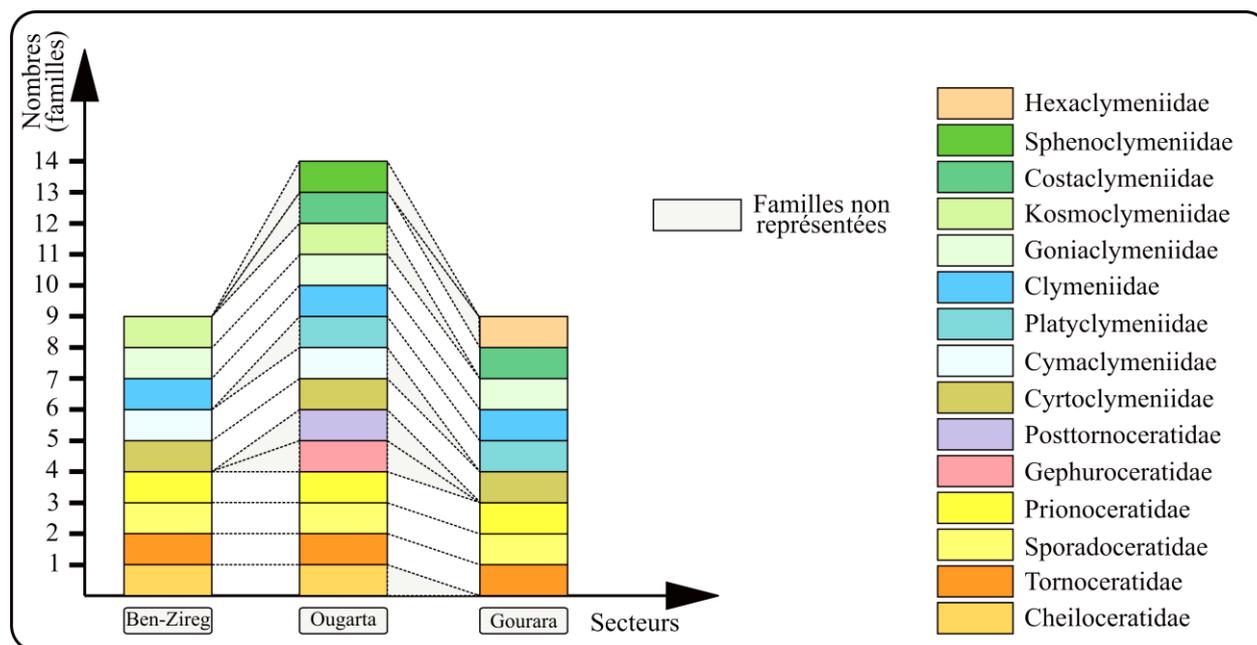


Figure 1 : Répartition des familles des ammonoïdes dans les trois secteurs d'étude (Ben-Zireg, Ougarta, Gourara).

2.2. Les genres des ammonoïdes :

Les 15 familles des ammonoïdes présentes dans les secteurs d'étude sont représentées par 33 genres (Figure 2) : 13 genres sont présents dans le secteur de Ben-Zireg, 27 genres dans le secteur d'Ougarta et 15 genres dans le secteur de Gourara. La distribution de ces genres est variable d'un secteur à un autre.

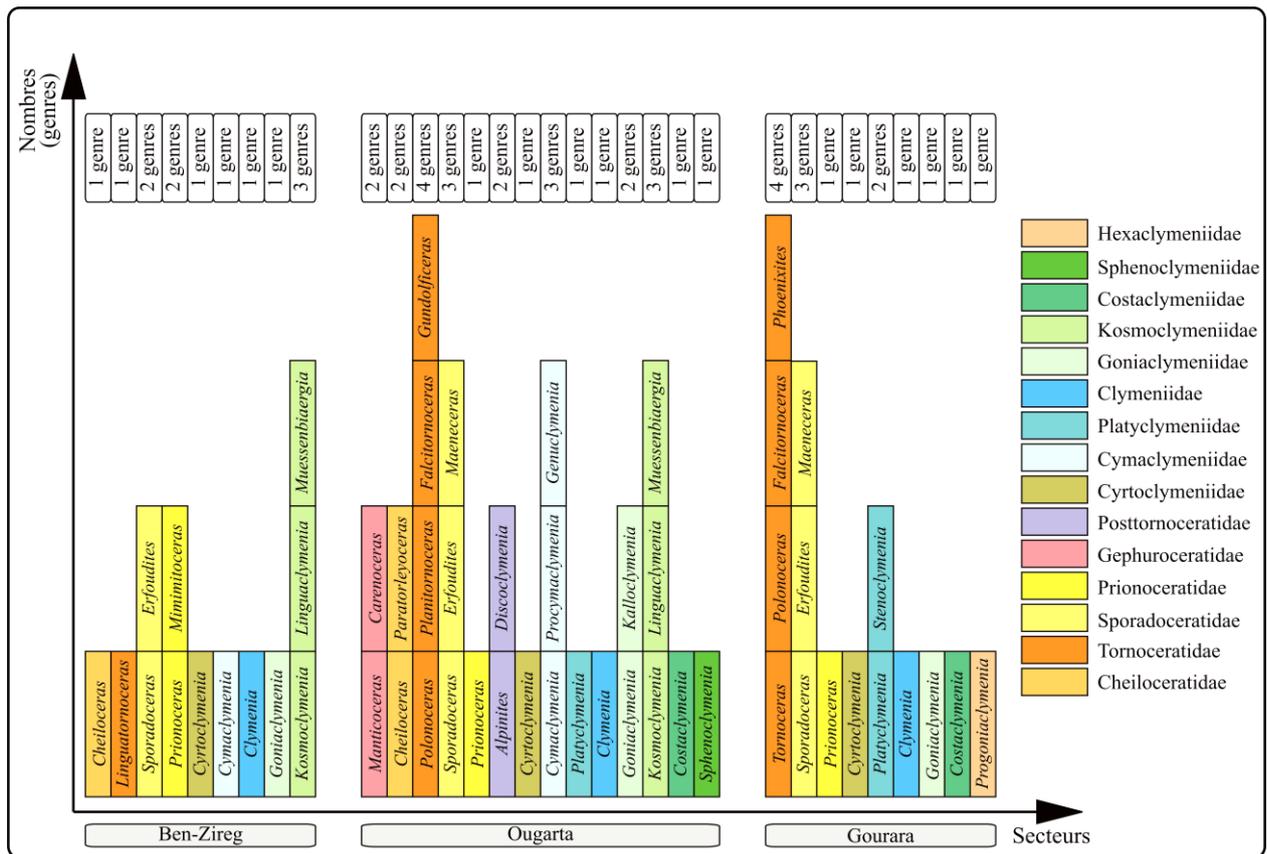


Figure 2 : Répartition des genres des ammonoïdes dans les trois secteurs d'étude (Ben-Zireg, Ougarta, Gourara).

2.3. Les espèces des ammonoïdes :

Les 15 familles des ammonoïdes avec les 33 genres représentés dans les secteurs d'étude sont représentées par 76 espèces (Figure 3) : 16 espèces sont présentes dans le secteur de Ben-Zireg, 58 espèces dans le secteur d'Ougarta et 22 espèces dans le secteur de Gourara. La distribution de ces espèces est variable d'un secteur à un autre.

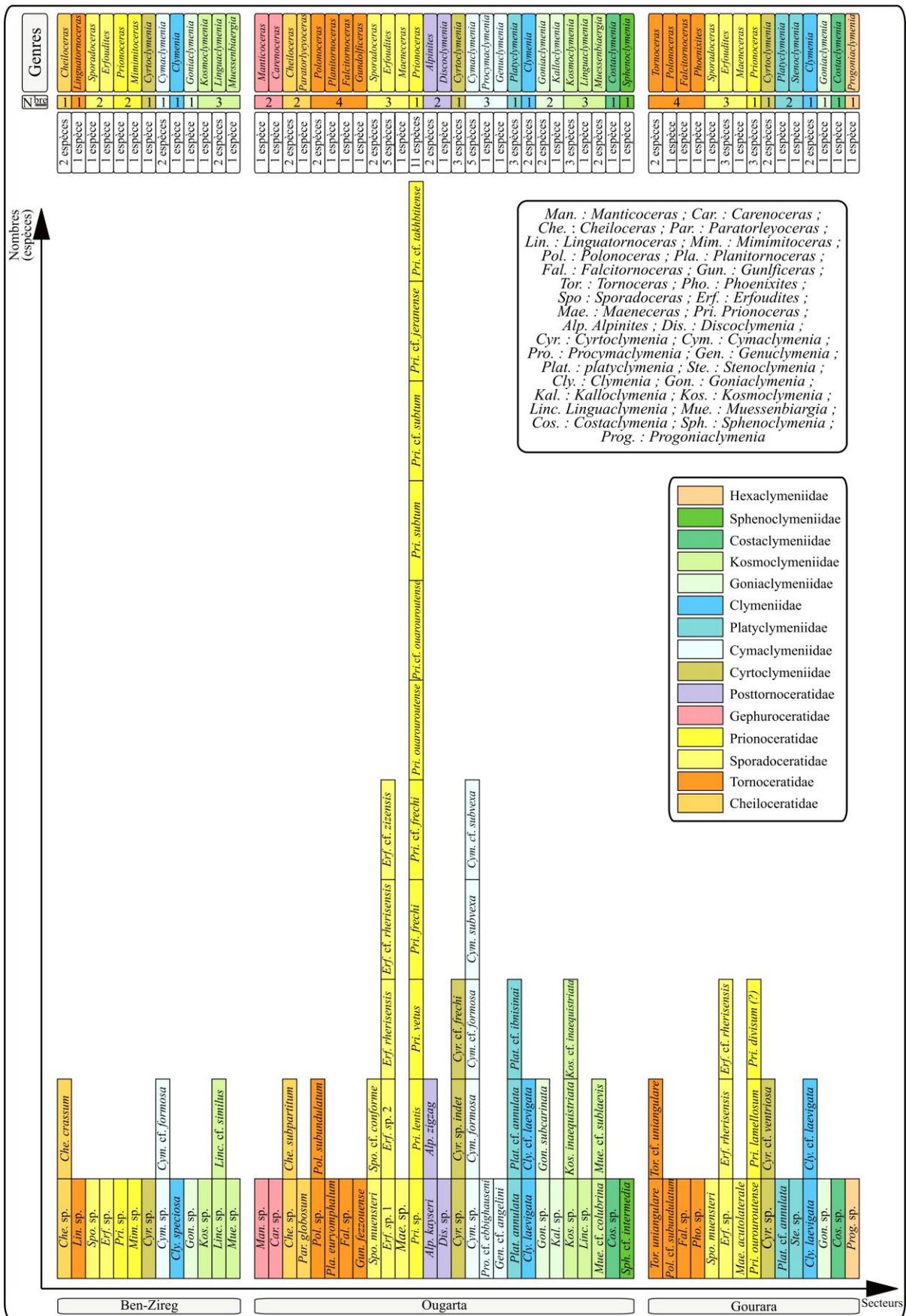


Figure 3 : Répartition des espèces des ammonoïdes dans les trois secteurs d'étude (Ben-Zireg, Ougarta, Gourara).

3. Interprétation :

L'étude qualitative et quantitative des groupements fauniques et particulièrement les ammonoïdes dans les trois régions montre des variations dans l'état de la conservation ainsi que dans l'abondance relative (Tableau 1). Ces variations diffèrent d'un niveau à autre et d'une région à une autre (Tableau 2). Elles peuvent être liées aux conditions de la sédimentation et l'agitation du milieu ainsi que les conditions de l'enfouissement (taphonomie).

La répartition spatiale des ammonoïdes (familles, genres et espèces) est caractérisée aussi par une certaine différenciation dans le taux d'abondance (Figures 1, 2, 3). Le secteur d'Ougarta est marqué par une nette abondance spécifique d'ammonoïde par rapport au secteur de Ben-Zireg et de Gourara. Cette différenciation est contrôlée par les conditions environnementales de dépôts qui sont plus favorable dans l'Ougarta (rampe proximale à médiane) et plus ou moins défavorable dans les secteurs de Ben-Zireg et Gourara (Rampe distale à bassin).

4. Influence des biais et courbe de raréfaction :

La diversité au niveau du genre et de l'espèce semble être plus élevée dans le Sahara NW de l'Algérie, et en particulier dans le secteur de l'Ougarta (Figures 4, 5). Toutefois, les taxons ne sont pas tous également bien représentés dans chaque niveau (Tableau 2). L'analyse globale des courbes de raréfaction des trois secteurs (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara) indique que certains secteurs sont sous-échantillonnés et qu'un nombre plus élevé des taxons semble fondamental pour une bonne représentation. Cette analyse de rareté montre :

4.1. Au niveau spécifique (Figure 4) :

La biodiversité dans le secteur d'Ougarta (« Formation de Cheffar El Ahmar » et « Formation des argiles de Marhouma ») est très élevée. Les valeurs largement élevées pour les indices de diversité (L et H') et les indices de richesse (R et M) indiquent une forte diversité de taxons. Ces valeurs sont concordantes avec l'analyse de raréfaction.

Dans le secteur de Ben-Zireg (« Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg ») et le secteur de Gourara (« Formation des argiles de Kahla »), la faune devient légèrement moins diversifiée que celle de secteur de l'Ougarta. La biodiversité dans les deux secteurs est relativement forte. Les valeurs des indices de diversité (L et H') et les indices de richesse (R et M) sont sensiblement proches indiquant partiellement une grande variété de taxons et montre une certaine similitude avec l'analyse de raréfaction.

D'après cette variation dans la biodiversité, on peut déduire que les secteurs de Ben-Zireg et Gourara sont probablement sous-échantillonné par rapport à l'Ougarta.

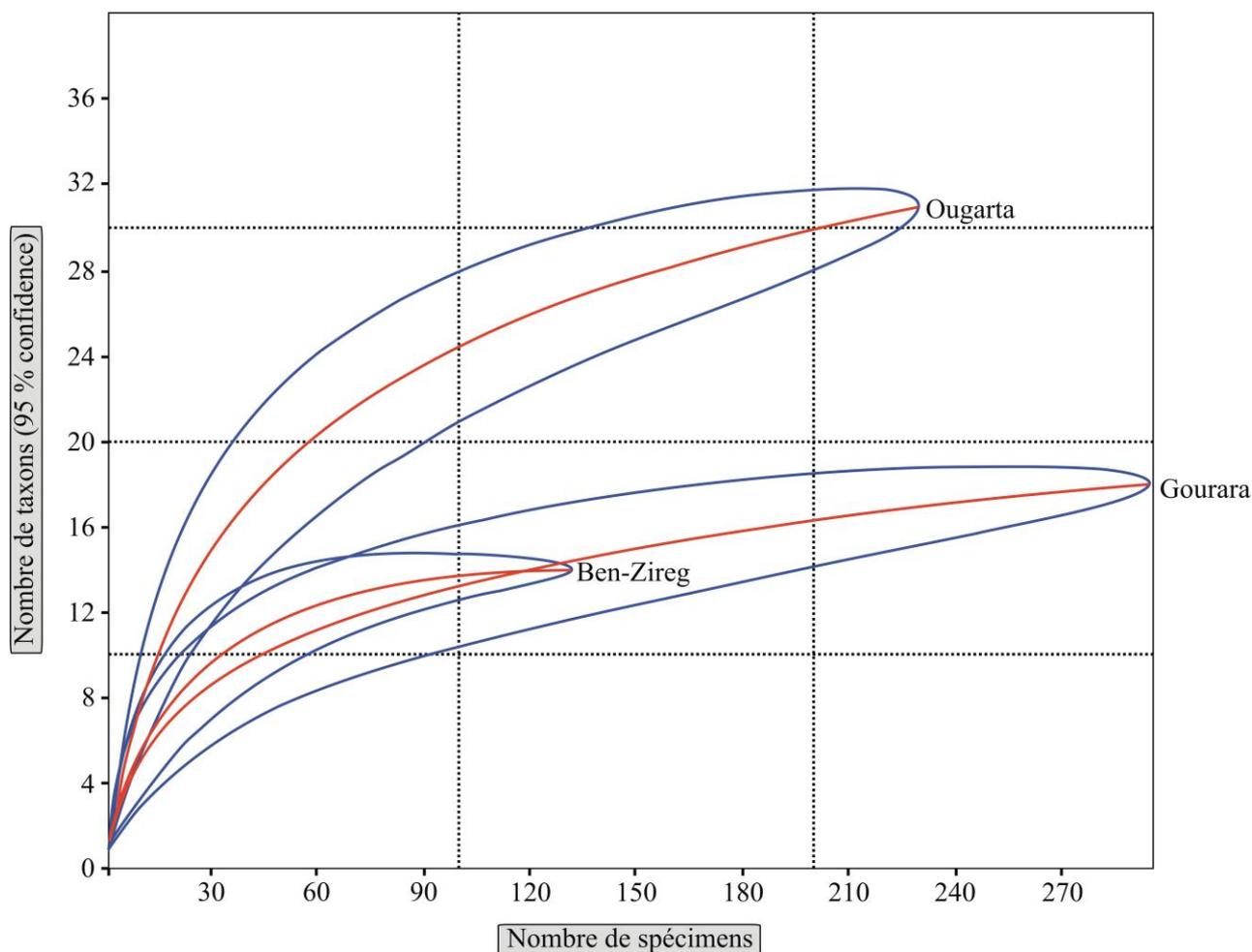


Figure 4 : Courbe de raréfaction au niveau spécifique

4.2. Au niveau générique (Figure 5) :

La biodiversité dans la « Formation de Cheffar El Ahmar » et la « Formation des argiles de Marhouma » (secteur d'Ougarta) est largement élevée. Les grandes valeurs pour les indices de diversité (L et H') et les indices de richesse (R et M) indiquent une vigoureuse diversité de taxons. Ces valeurs sont concordantes avec l'analyse de raréfaction.

Dans le secteur de Gourara (« Formation des argiles de Kahla »), la biodiversité est relativement forte. Les valeurs des indices de diversité (L et H') et les indices de richesse (R et M) sont plus ou moins élevées indiquant partiellement une assez grande variété de taxons et montre une certaine analogie avec l'analyse de raréfaction.

A Ben-Zireg, et dans la (« Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg »), la biodiversité est moyennement élevée. Les valeurs des indices de diversité (L et H') et les indices de richesse (R et M) sensiblement proches à ceux de Gourara indiquent relativement une grande variété de taxons et montre une certaine ressemblance avec l'analyse de raréfaction.

On peut déduire d'après la courbe de raréfaction, que le secteur de Ben-Zireg est apparemment sous-échantillonné par rapport à Gourara et l'Ougarta et les deux secteurs (Ben-Zireg et Gourara) sont possiblement sous-échantillonnés par rapport à l'Ougarta.

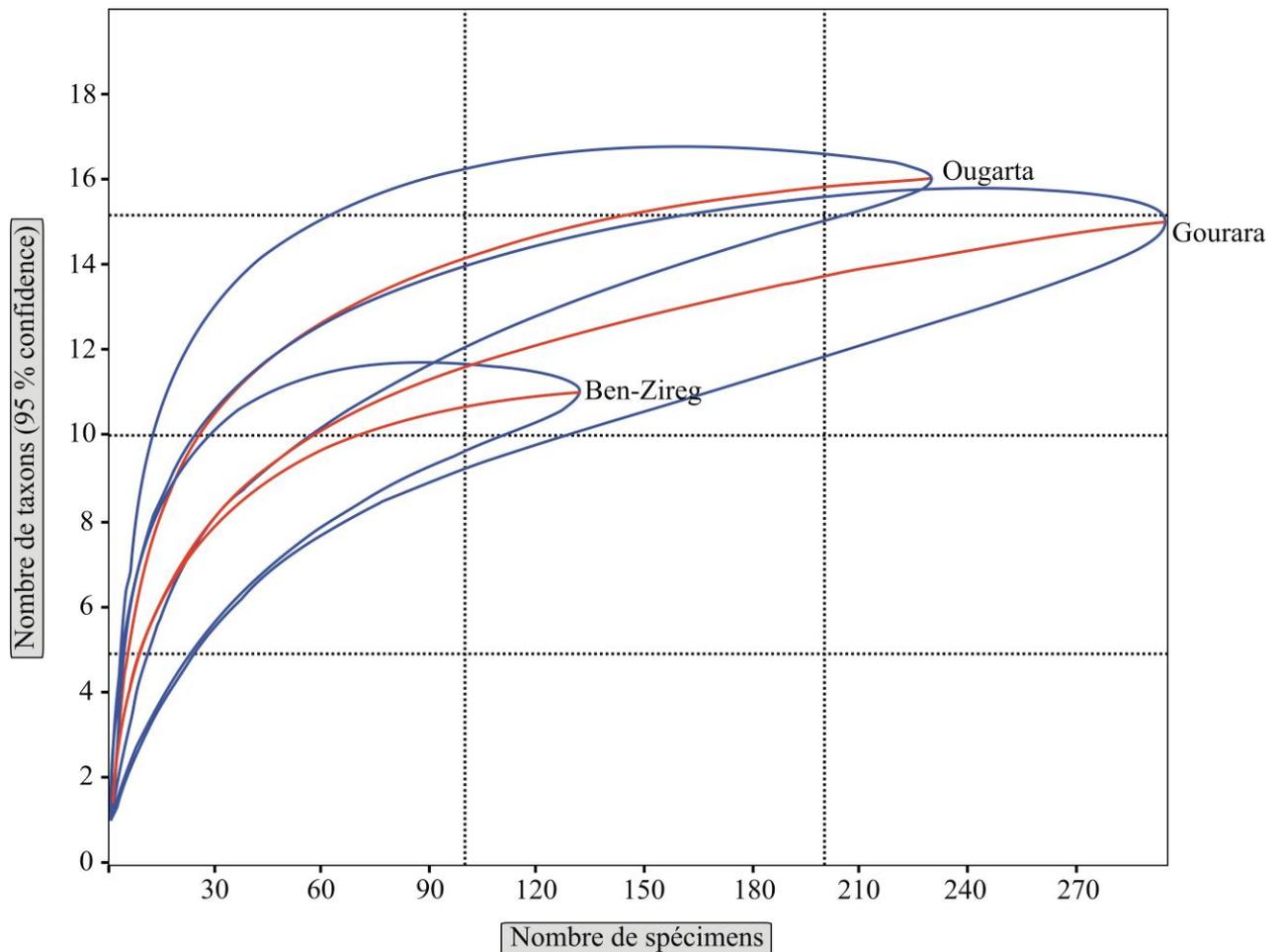


Figure 5 : Courbe de raréfaction au niveau générique

5. Richesse taxonomique, dominance et abondance :

5.1. Secteur de Ben-Zireg :

Dans le secteur de Ben-Zireg (**Tableau 3, Figure 6, 7**), en terme de richesse spécifique (**S**), **132 individus (N)** sont répartis dans **14 espèces (S)**.

Au niveau spécifique, deux espèces sont dominantes : *Cheiloceras* sp. (29,54 %, soit 39 individus sur 132) et *Kosmoclymenia* sp. (25,75 %).

Au niveau génétique, trois genres sont dominants : *Cheiloceras* (31,81 %), *Kosmoclymenia* (25,75 %) et *Cymaclymenia* (15,90 %).

Nombre d'individus (N)	Espèces (S)	Fréquence relative des espèces	Genres	Fréquence relative des genres
39	<i>Cheiloceras</i> sp.	29,54 %	<i>Cheiloceras</i>	31,81 %
3	<i>Cheiloceras crassum</i>	2,27 %		
2	<i>Erfoudites</i> sp.	1,51 %	<i>Erfoudites</i>	1,51 %
3	<i>Sporadoceras</i> sp.	2,27 %	<i>Sporadoceras</i>	2,27 %
3	<i>Prionoceras</i> sp.	2,27 %	<i>Prionoceras</i>	2,27 %
3	<i>Mimimitoceras</i> sp.	2,27 %	<i>Mimimitoceras</i>	2,27 %
1	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.	0,75 %	<i>Cyrtoclymenia</i>	0,75 %
6	<i>Linguatornoceras</i> sp.	4,54 %	<i>Linguatornoceras</i>	4,54 %
8	<i>Cymaclymenia</i> cf. <i>formosa</i>	6,06 %	<i>Cymaclymenia</i>	15,90 %
13	<i>Cymaclymenia</i> sp.	9,84 %		
9	<i>Goniacyclymenia</i> sp.	6,81 %	<i>Goniacyclymenia</i>	6,81 %
34	<i>Kosmoclymenia</i> sp.	25,75 %	<i>Kosmoclymenia</i>	25,75 %
5	<i>Linguacyclymenia similus</i>	3,78 %	<i>Linguacyclymenia</i>	6,05 %
3	<i>Linguacyclymenia</i> sp.	2,27 %		
132	14	100 %	11	100 %

Tableau 3 : Nombre des ammonoïdes avec la fréquence relative (espèce et genre) et l'indice de Diversité de Shannon (H') dans le secteur de Ben-Zireg.

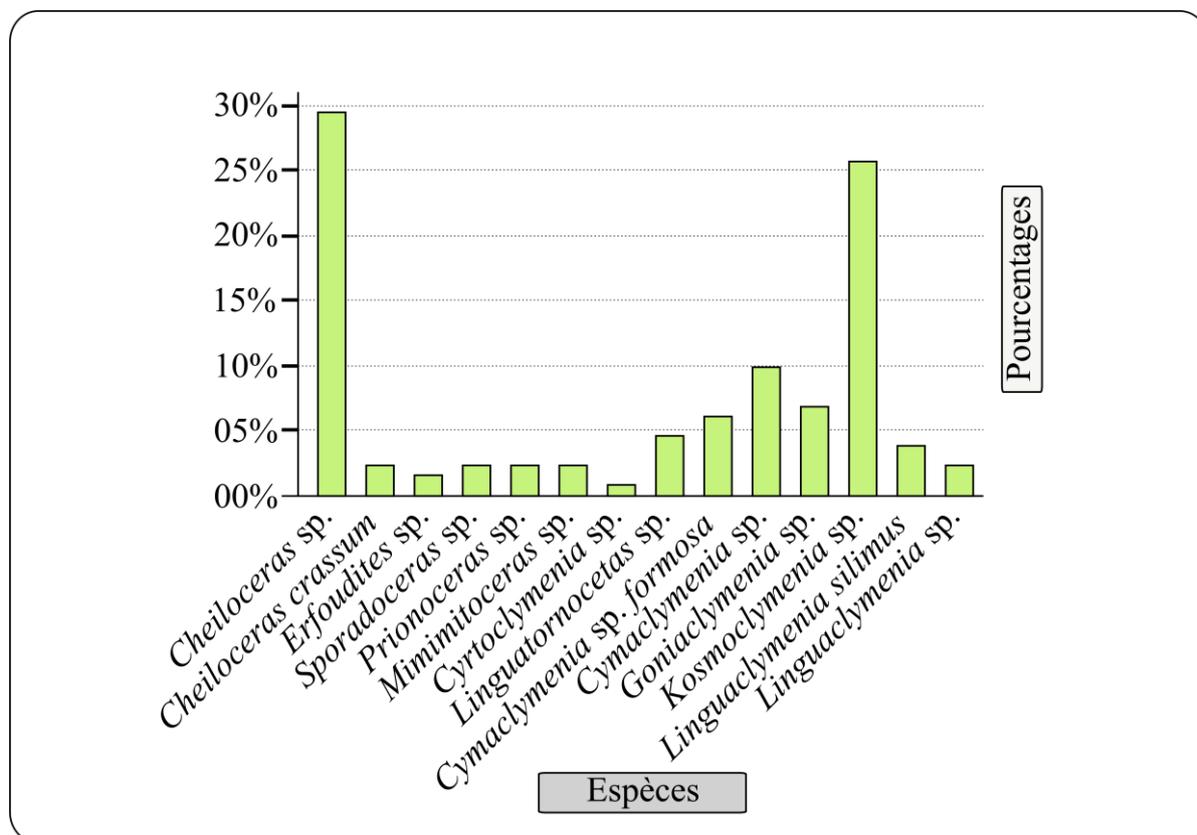


Figure 6 : Histogramme de fréquence relative des espèces dans le secteur de Ben-Zireg.

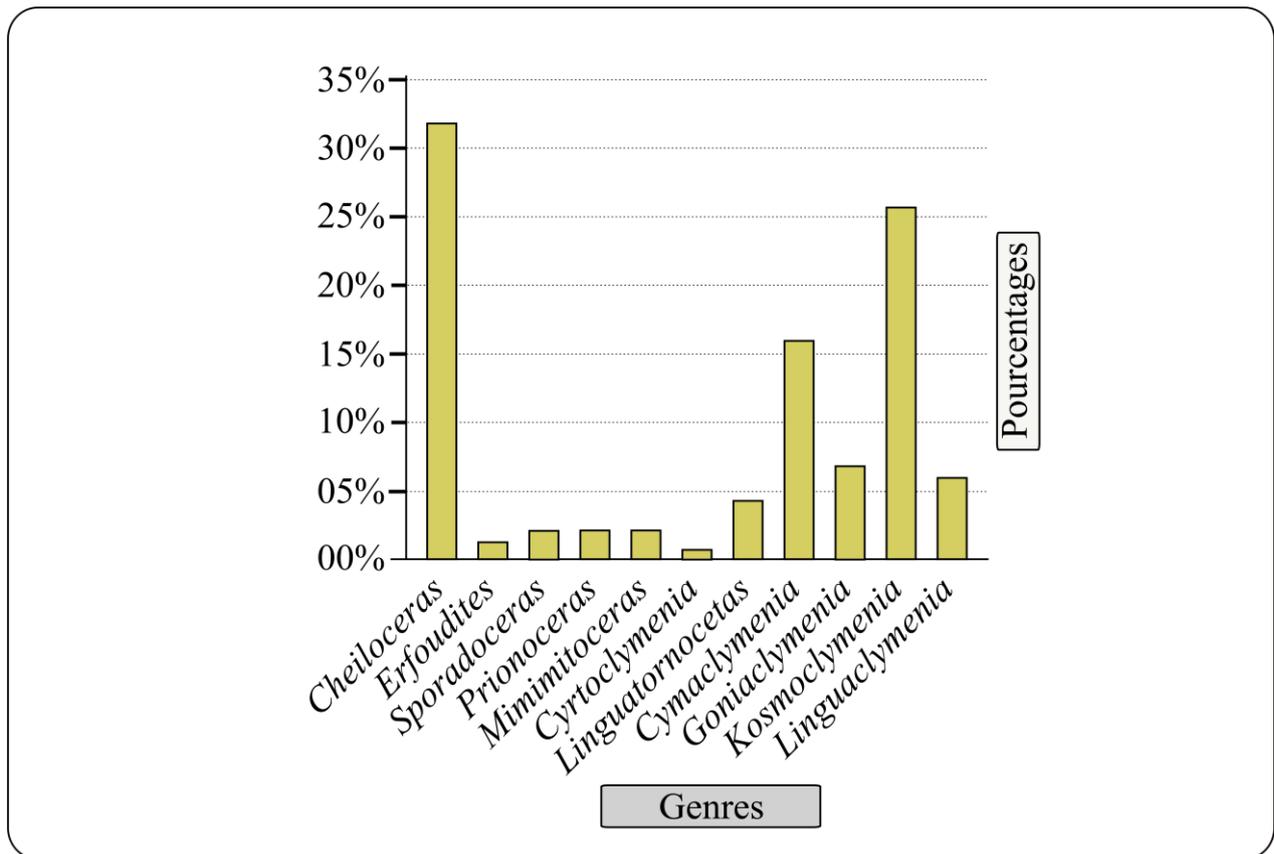


Figure 7 : Histogramme de la fréquence relative des genres dans le secteur de Ben-Zireg.

5.2. Secteur d'Ougarta (région de Ouaraourout) :

Dans le secteur de l'Ougarta (**Tableau 4, Figure 8, 9**), en terme de richesse spécifique (**S**), **230 individus (N) sont répartis dans 31 espèces (S)**.

Au niveau spécifique, les espèces suivantes sont présentes : *Platyclymenia annulata* (15,65%), *Cheiloceras rherisensis* (9,13 %), *Prionoceras* sp. (8,69 %), *Planetronoceras euryomphalum* (8,69 %), *Kosmoclymenia inaequistriata* (8,26 %), et *Cyrtoclymenia* sp. (7,82 %) ; *Platyclymenia annulata* étant l'espèce la plus représentée (15,65 %, soit 36 individus sur 230).

Au niveau générique, les genres suivants sont présents : *Prionoceras* (18,21 %), *Platyclymenia* (15,65 %), *Kosmoclymenia* (10,43 %), *Cyrtoclymenia* (9,55 %), *Cheiloceras* (9,13 %), *Cymaclymenia* (9,12 %), et *Planetronoceras* (8,69 %) ; *Platyclymenia* étant le genre le plus représenté (15,65 %, soit 36 individus sur 230).

Nombre d'individus (N)	Espèces (S)	Fréquence relative des espèces	Genres	Fréquence relative des genres		
21	<i>Cheiloceras rherisensis</i>	9,13 %	<i>Cheiloceras</i>	9,13 %		
3	<i>Erfoudites</i> sp.	1,30 %	<i>Erfoudites</i>	1,30 %		
6	<i>Clymenia laevigata</i>	2,60 %	<i>Clymenia</i>	7,81 %		
12	<i>Clymenia</i> sp.	5,21 %				
10	<i>Prionoceras ouarouroutens</i>	4,34 %	<i>Prionoceras</i>	18,21 %		
20	<i>Prionoceras</i> sp.	8,69 %				
4	<i>Prionoceras frechi</i>	1,73 %				
3	<i>Prionoceras lentis</i>	1,30 %				
1	<i>Prionoceras ibnissinai</i>	0,43 %				
1	<i>Prionoceras vetus</i>	0,43 %				
1	<i>Prionoceras</i> cf. <i>takhbitense</i>	0,43 %				
1	<i>Prionoceras</i> cf. <i>subtum</i>	0,43 %				
1	<i>Prionoceras</i> cf. <i>jarensese</i>	0,43 %				
3	<i>Sporadoceras muensteri</i>	1,30 %			<i>Sporadoceras</i>	2,16 %
2	<i>Sporadoceras</i> cf. <i>conforme</i>	0,86 %				
4	<i>Cyrtoclymenia</i> sp. <i>frechi</i>	1,73 %	<i>Cyrtoclymenia</i>	9,55 %		
18	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.	7,82 %				
36	<i>Platyclymenia annulata</i>	15,65 %	<i>Platyclymenia</i>	15,65 %		
2	<i>Stenoclymenia</i> cf. <i>intermedia</i>	0,86 %	<i>Stenoclymenia</i>	0,86 %		
2	<i>Gundolficeras fezzouense</i>	0,86 %	<i>Gundolficeras</i>	0,86 %		
20	<i>Planitorno. euryomphalum</i>	8,69 %	<i>Planitornoceras</i>	8,69 %		
3	<i>Cymaclymenia formosa</i>	1,30 %	<i>Cymaclymenia</i>	9,12 %		
7	<i>Cymaclymenia subvexa</i>	3,04 %				
11	<i>Cymaclymenia</i> sp.	4,78 %				
6	<i>Procymacly.</i> cf. <i>ebbighauseni</i>	2,60 %	<i>Procymaclymenia</i>	2,60 %		
1	<i>Genuclymenia</i> cf. <i>angelini</i>	0,43 %	<i>Genuclymenia</i>	0,43 %		
5	<i>Goniacyclymenia subcarinata</i>	2,17 %	<i>Goniacyclymenia</i>	2,17 %		
19	<i>Kosmocly. inaequistriata</i>	8,26 %	<i>Kosmoclymenia</i>	10,43 %		
5	<i>Kosmoclymenia</i> sp.	2,17 %				
1	<i>Muessenbiargia</i> cf. <i>colubrina</i>	0,43 %	<i>Muessenbiargia</i>	0,86 %		
1	<i>Muessenbiargia</i> cf. <i>sublaevis</i>	0,43 %				
230	31	100 %	16	100 %		

Kosmocly. : *Kosmoclymenia*
Procymacly. : *Procymaclymenia*
Planitorno. : *Planitornoceras*

Tableau 4 : Nombre des ammonoïdes avec la fréquence relative (espèce et genre) et l'indice de Diversité de Shannon (H') dans le secteur de Ouarourout (Ougarta).

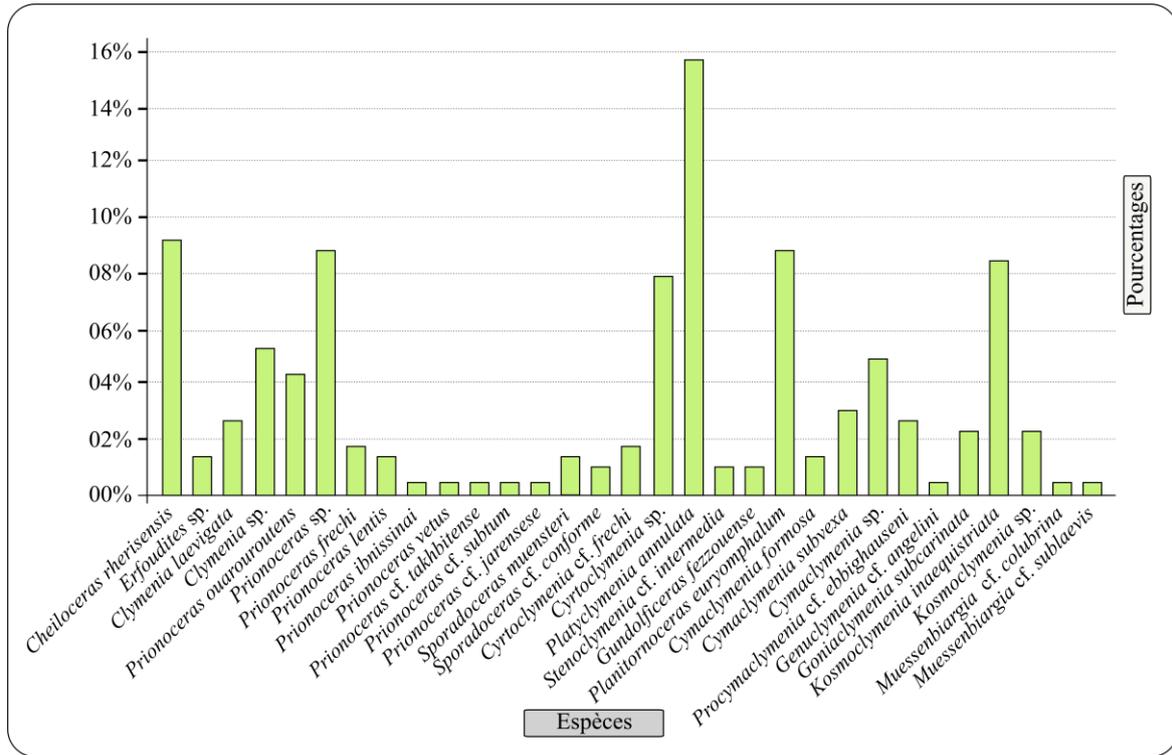


Figure 8 : Histogramme de fréquence relative des espèces dans le secteur de Ouaraourout.

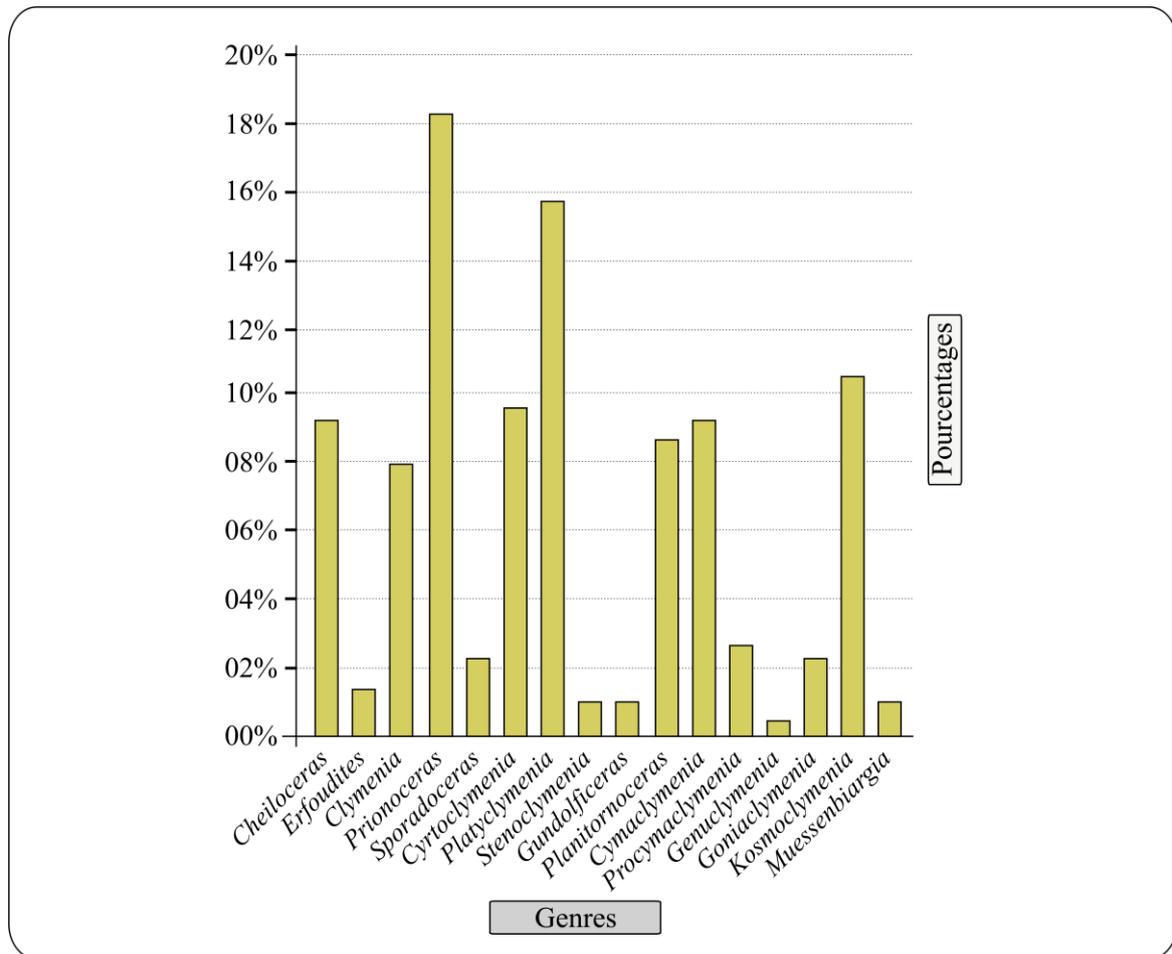


Figure 9 : Histogramme de fréquence relative des genres dans le secteur de Ouaraourout.

5.3. Secteur de Gourara (région de Charouine) :

Dans la région de Charouine, secteur de Gourara (**Tableau 5, Figure 10, 11**), en terme de richesse spécifique (**S**), **295 individus (N) sont répartis dans 18 espèces (S)**.

Au niveau spécifique, les espèces suivantes sont présentes : *Cheiloceras rherisensis* (36,61%), *Clymenia laevigata* (22,37 %), *Prionoceras cf. lamellosum* (13,22 %), et *Sporadoceras muensteri* (6,44 %) ; *Cheiloceras rherisensis* étant l'espèce la plus représentée (36.61%, soit 108 individus sur 295).

Au niveau générique, les genres suivants sont présents : *Cheiloceras* (36,61 %), *Clymenia* (22,37 %), *Prionoceras* (14,23 %), et *Sporadoceras* (7,11 %) ; *Cheiloceras* étant le genre le plus représenté (36.61%, soit 108 individus sur 295).

Nombre d'individus (N)	Espèces (S)	Fréquence relative des espèces	Genres	Fréquence relative des genres
108	<i>Cheiloceras rherisensis</i>	36,61 %	<i>Cheiloceras</i>	36,61 %
11	<i>Erfoudites</i> sp.	3,72 %	<i>Erfoudites</i>	3,72 %
66	<i>Clymenia laevigata</i>	22,37 %	<i>Clymenia</i>	22,37 %
11	<i>Tornoceras uniangulare</i>	3,72 %	<i>Tornoceras</i>	3,72 %
39	<i>Prionoceras cf. lamellosum</i>	13,22 %	<i>Prionoceras</i>	14,23 %
3	<i>Prionoceras ouarouroutens</i>	1,01 %		
19	<i>Sporadoceras muensteri</i>	6,44 %	<i>Sporadoceras</i>	7,11 %
2	<i>Sporadoceras cf. conforme</i>	0,67 %		
1	<i>Cyrtoclymenia sp. ventriosa</i>	0,33 %	<i>Cyrtoclymenia</i>	4,05 %
11	<i>Cyrtoclymenia</i> sp.	3,72 %		
8	<i>Platyclymenia cf. annulata</i>	2,71 %	<i>Platyclymenia</i>	2,71 %
2	<i>Stenoclymenia</i> sp.	0,67 %	<i>Stenoclymenia</i>	0,67 %
2	<i>Costaclymenia</i> sp.	0,67 %	<i>Costaclymenia</i>	0,67 %
2	<i>Progoniaclymenia</i> sp.	0,67 %	<i>Progoniaclymenia</i>	0,67 %
7	<i>Polonoceras subundulatum</i>	2,37 %	<i>Polonoceras</i>	2,37 %
1	<i>Falcitornoceras</i> sp.	0,33 %	<i>Falcitornoceras</i>	0,33 %
1	<i>Maeneceras acutolaterale</i>	0,33 %	<i>Maeneceras</i>	0,33 %
1	<i>Phoenixites</i> sp.	0,33 %	<i>Phoenixites</i>	0,33 %
295	18	100 %	15	100 %

Tableau 5 : Nombre des ammonoïdes (Gourara) avec la fréquence relative (espèce et genre) et l'indice de Diversité de Shannon (H') dans le secteur de Charouine.

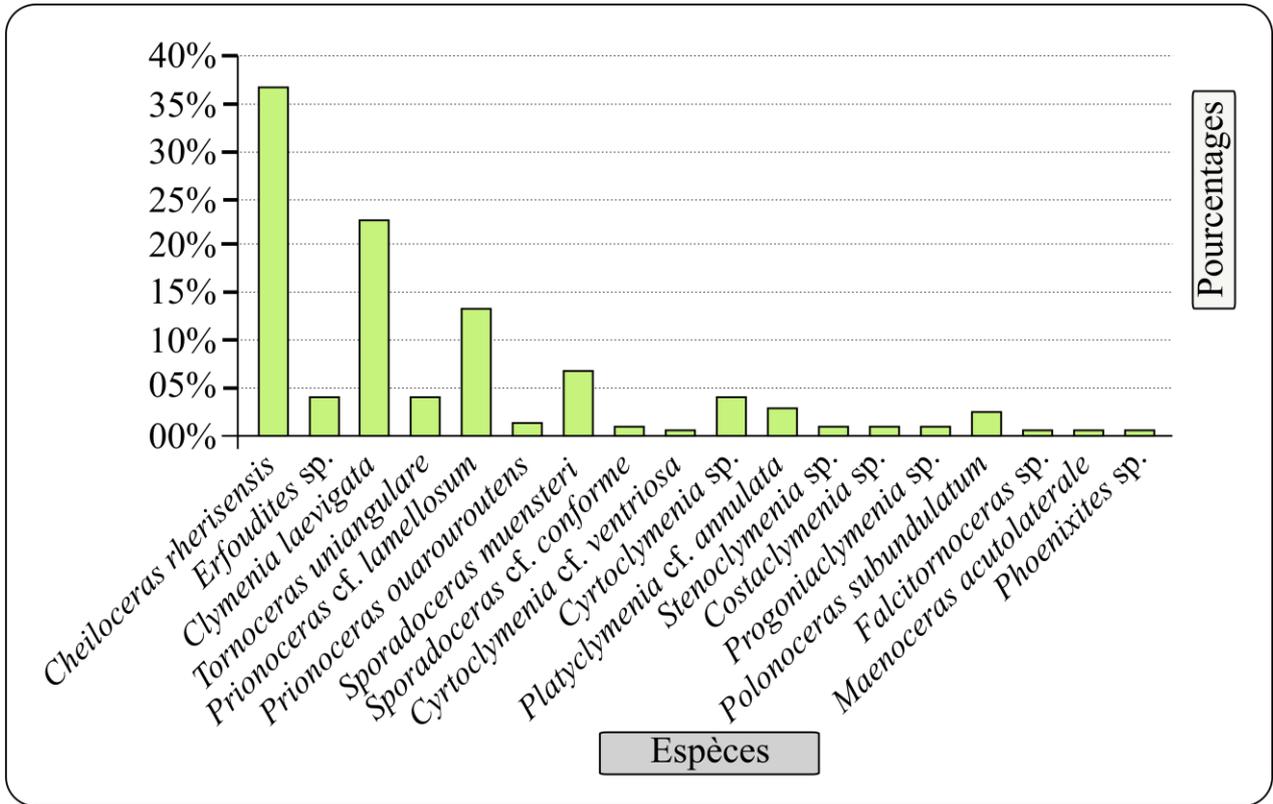


Figure 10 : Histogramme de fréquence relative des espèces dans le secteur de Charouine.

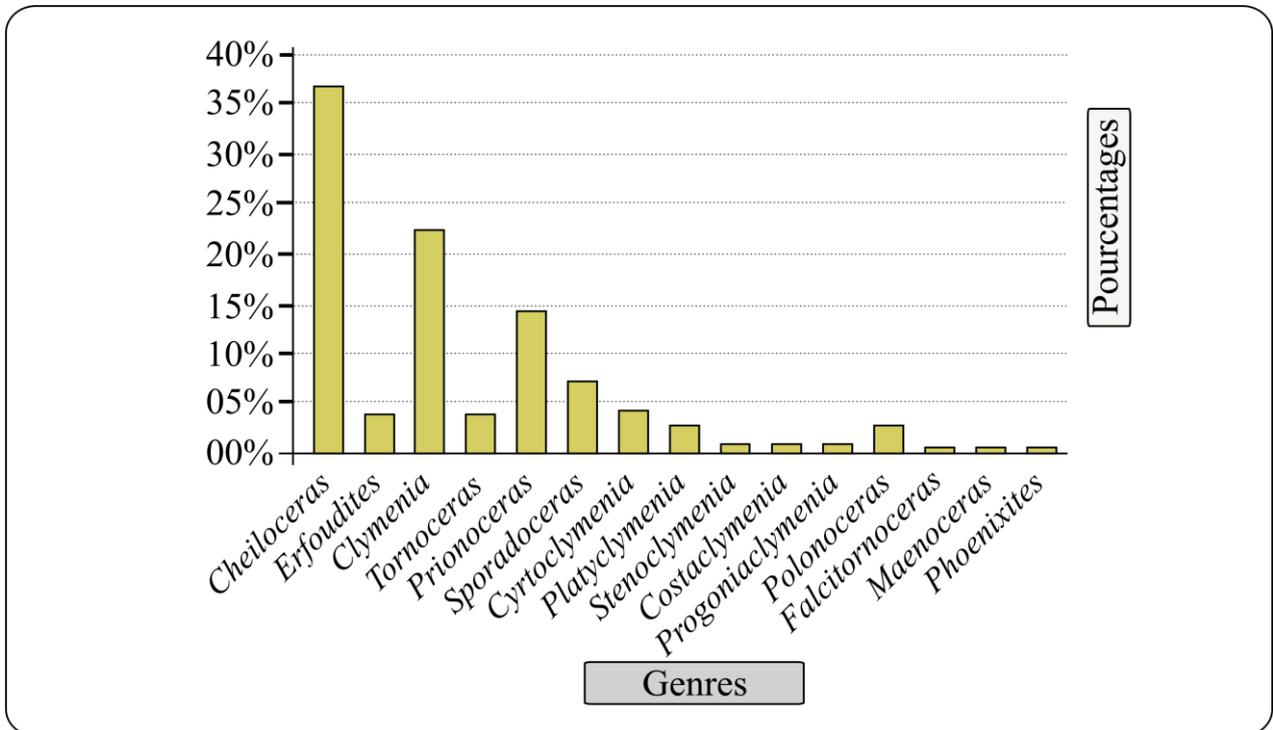


Figure 11 : Histogramme de fréquence relative des genres dans le secteur de Charouine.

5.4. Comparaison des trois secteurs d'études

La richesse spécifique (S) est très importante dans la région d'Ougarta (Ouarourout) avec 58 espèces. Elle devient plus faible dans le Gourara avec 22 espèces à très faible dans la région de Ben-Zireg avec 16 espèces seulement.

Entre les trois secteurs d'étude dans le Sahara NW de l'Algérie, la comparaison entre les taxons (espèces et genres) montrent une certaines similitudes et des affinités proches.

A. Répartition des espèces (Figure 12) :

Comme la répartition des genres au sein des familles, aussi les espèces sont réparties inégalement (variations dans le nombre d'espèces et d'individus) au sein des genres. Comme exemple pour cette distribution :

- Le genre *Erfoudites* est représenté par deux espèces *Erfoudites rherisensis* et *Erfoudites* sp. Dans le secteur de Ben-Zireg, le genre *Erfoudites* est représenté par l'espèce *Erfoudites* sp. avec 2 individus. Par contre dans les secteurs de l'Ougarta et de Gourara, il est représenté par deux espèces (*Erfoudites rherisensis* et *Erfoudites* sp.) mais avec une abondance variable. Cette variation est caractérisée par : (i) dans le secteur de Gourara avec forte dominance de *Erfoudites rherisensis* (108 individus) et une abondance relative de *Erfoudites* sp. (11 individus) ; (ii) (i) dans le secteur de l'Ougarta avec dominance de *Erfoudites rherisensis* (21 individus) et une faible abondance de *Erfoudites* sp. (3 individus).

- Le genre *Prionoceras* est représenté par le maximum d'espèces dans le secteur de l'Ougarta avec 9 espèces (*Prionoceras* sp., *Prionoceras ouarouroutense*, *Prionoceras frechi*, *Prionoceras lentis*, *Prionoceras ibnisinai*, *Prionoceras vetus*, *Prionoceras* cf. *takhbitense*, *Prionoceras* cf. *subtum*, *Prionoceras* cf. *jarensese*) avec une relative dominance de *Prionoceras* sp. (20 individus) et *Prionoceras ouarouroutense* (10 individus). Il est représenté dans le secteur de Gourara par trois espèces (*Prionoceras ouarouroutense*, *Prionoceras divisium*, *Prionoceras* cf. *lamellosum*) avec une forte abondance de l'espèce de *Prionoceras* cf. *lamellosum* (39 individus). Dans le secteur de Ben-Zireg, ce genre de *Prionoceras* est représenté que par l'espèce *Prionoceras* sp. avec 3 individus.

- Le genre *Sporadoceras* est représenté dans les secteurs de l'Ougarta et de Gourara par deux espèces (*Sporadoceras muensteri* et *Sporadoceras* cf. *conforme*) avec une abondance relative de l'espèce *Sporadoceras muensteri*. Dans le secteur de Gourara avec *Sporadoceras muensteri* (19 individus) et *Sporadoceras* cf. *conforme* (2 individus). Dans l'Ougarta avec *Sporadoceras muensteri* (3 individus) *Sporadoceras* cf. *conforme* (2 individus). A Ben-Zireg ce genre de *Sporadoceras* est représenté par une seule espèce de *Sporadoceras* sp. (3 individus).

- Le genre *Clymenia* est représenté dans le secteur de l'Ougarta par deux espèces (*Clymenia* sp. avec 12 individus et *Clymenia laevigata* avec 6 individus) et dans secteur de Gourara par une seule espèce (*Clymenia laevigata* avec 56 individus) aussi dans le secteur de Ben-Zireg par une espèce unique (*Clymenia speciosa* avec 7 individus). L'espèce la plus dominante entre les trois secteurs et celle de *Clymenia laevigata* dans le secteur de Gourara.

- Le genre *Cymaclymenia* est représenté dans le secteur de l'Ougarta par trois espèces (*Cymaclymenia* sp. avec 11 individus, *Cymaclymenia subvexa* avec 7 individus et *Cymaclymenia formosa* avec 3 individus) et dans secteur de Ben-Zireg par deux espèces (*Cymaclymenia* sp. avec 12 individus et *Cymaclymenia formosa* avec 8 individus).

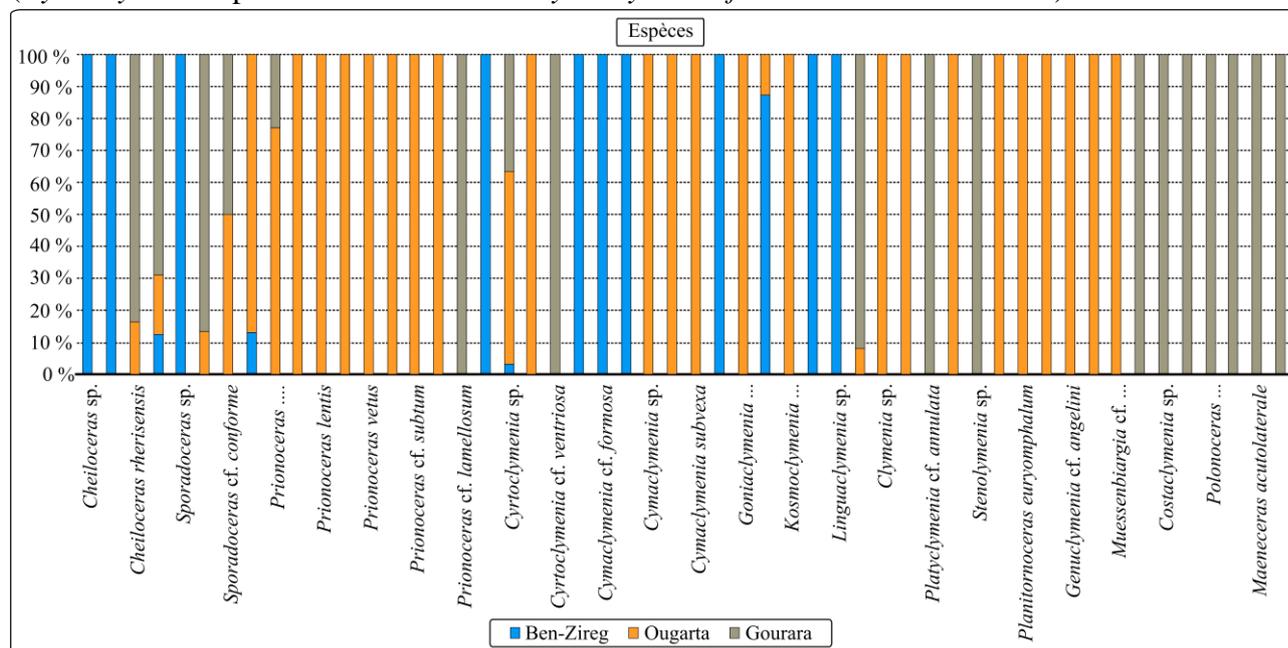


Figure 12 : Histogramme de comparaison des trois secteurs ou niveau d'espèces

B. Répartition des genres (Figure 13) :

La répartition des genres au sein des familles est inéquitable. Elle est représentée comme suivante :

- Les genres *Erfoudites* et *Clymenia* sont très abondant dans les secteurs de Gourara et d'Ougarta. Ils sont représentés successivement par : (i) A Gourara par 119 individus (*Erfoudites*) et 56 (*Clymenia*). (ii) A l'Ougarta par 24 individus (*Erfoudites*) et 18 individus (*Clymenia*). Ces deux genres sont moins fréquents dans le secteur de Ben-Zireg avec 2 individus (*Erfoudites*) et 7 individus (*Clymenia*).

- Le genre *Prionoceras* est bien marqué dans les secteurs d'Ougarta et de Gourara. Il est représenté par 45 individus (Ougarta) et 43 individus (Gourara). Ce genre est moins abondants dans le secteur de Ben-Zireg est représenté que par 3 individus.

- Le genre *Sporadoceras* est bien marqué dans le secteur de Gourara avec 21 individus. Il est moins présents dans le secteur de d'Ougarta avec 5 individus et dans le secteur de Ben-Zireg avec 3 individus.

- Le genre *Cyrtoclymenia* est plus ou moins abondant dans le secteur d'Ougarta avec 22 individus. Ce genre est relativement moins abondant dans et secteur de Gourara avec 11 individus et rare dans le secteur de Ben-Zireg avec 1 individus.

- Le genre *Goniacyclymenia* est moins abondant dans les trois secteurs d'étude. Il est représenté par une relative abondance dans le secteur de Ben-Zireg avec 9 individus et une faible tendance dans le secteur d'Ougarta avec 5 individus et rareté dans le secteur de Gourara avec 1 individu.

- Le genre *Kosmoclymenia* est abondant dans le secteur de Ben-Zireg avec 34 individus et dans le secteur de d'Ougarta avec 24 individus. Dans le secteur de Gourara, ce genre de *Kosmoclymenia* n'est signalé.

- Le genre *Cymaclymenia* est relativement abondant dans le secteur de Ben-Zireg avec 21 individus aussi dans le secteur de l'Ougarta avec 21 individus et non représenté dans le secteur de Gourara.

- Le genre *Platyclymenia* est bien caractérisé dans le secteur de l'Ougarta avec 36 individus. Il est moins représenté dans le secteur de Gourara avec 8 individus et absent dans le secteur de Ben-Zireg.

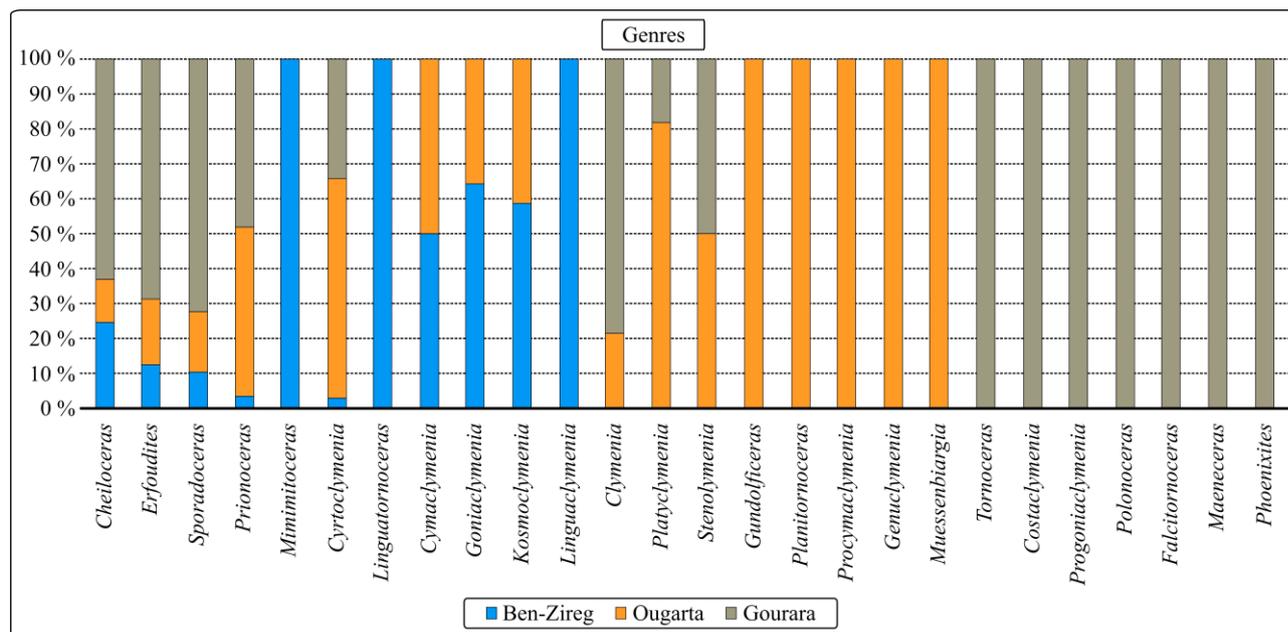


Figure 13 : Histogramme de comparaison des trois secteurs ou niveau de genres

D'après cette étude, on peut déduire que les plus pertinents de ces taxons sont :

- Dans le secteur de Gourara, successivement les taxons les plus dominants sont ceux de *Erfoudites* avec l'espèce *Erfoudites rherisensis*, *Clymenia* avec l'espèce *Clymenia laevigata* et *Prionoceras* avec l'espèce *Prionoceras cf. lamellosum*.

- Dans le secteur d'Ougarta les taxons les plus abondants sont : le genre de *Prionoceras* avec l'espèce de *Prionoceras sp.*, le genre de *Erfoudites* avec l'espèce *Erfoudites rherisensis* et *Cymaclymenia* avec l'espèce *Cymaclymenia sp.*

- Dans le secteur de Ben-Zireg les taxons les plus représentés sont : *Cheiloceras* avec l'espèce *Cheiloceras sp.*, *Kosmoclymenia* avec l'espèce *Kosmoclymenia sp.* et *Cymaclymenia* avec l'espèce *Cymaclymenia sp.*

6. Indices paléoécologiques :

Les différents indices paléoécologiques (indices de la richesse, indices de la diversité, indice de la dominance et indice de l'équitabilité) montrent les résultats suivants (Tableau 6).

Secteurs Indices	Ben-Zireg espèces	Ouarourout espèces	Gourara espèces	Ben-Zireg genres	Ouarourout genres	Gourara genres
Taxons	14	31	18	11	16	15
Individus	132	230	295	132	230	295
Dominance (D)	0,178	0,0727	0,2115	0,2051	0,1103	0,2153
Simpson (L)	0,822	0,9273	0,7885	0,7949	0,8897	0,7847
Shannon (H')	2,086	2,918	1,961	1,858	2,376	1,89
Evenness	0,5751	0,5969	0,3947	0,5829	0,6723	0,4413
Brillouin	1,922	2,711	1,864	1,728	2,253	1,805
Menhinick (R)	1,219	2,044	1,048	0,9574	1,055	0,8733
Margalef (M)	2,662	5,517	2,989	2,048	2,758	2,462
Equitabilité (J')	0,7904	0,8497	0,6784	0,7749	0,8568	0,6979
Ficher_alpha	3,959	9,651	4,225	2,853	3,911	3,339
Berger-Parker	0,2955	0,1565	0,3661	0,3182	0,1826	0,3661
Chao-1	14	38	19,2	11	16	15,75

Tableau 6 : Tableau montre les valeurs des différents indices de la biodiversité (espèces et genres)

6.1. Au niveau d'espèce :

Les résultats des indices de Diversité sont donnés (Tableau 6).

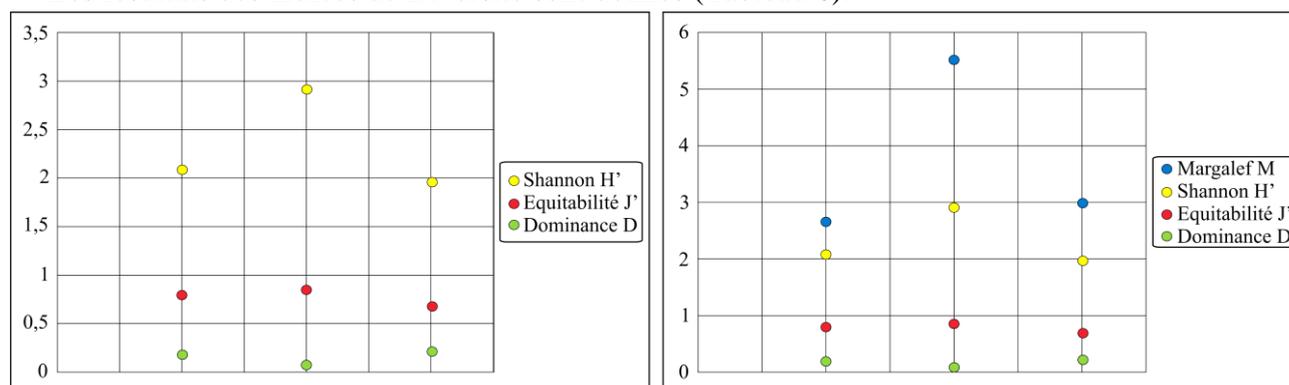


Figure 14 : Comparaison au niveau spécifique respectivement pour Ben-Zireg, Ouarourout et Gourara [(M), (J'), (D), (H')]

(i) Les indices de la richesse spécifique sont représentés par des valeurs plus élevées dans le secteur de Ouarourout avec : 5,517 (Indice de Margalef « M ») et 2,044 (Indice de Menhinick « R ») indiquant une diversité forte. Ces indices montrent des valeurs moyennes dans la région de Gourara avec : 2,989 (« M ») et 1,048 (« R ») et des indices faibles dans la région de Ben-Zireg avec ; 2,662 (« M ») et 1,219 (« R ») indiquant une faible diversité.

(ii) Les indices de la diversité montrent des valeurs plus élevées dans le secteur de Ouarourout avec : 2,918 (Indice de Shannon « H' ») et 0,9273 (Indice de Simpson « L »). Ces indices montrent des valeurs moyennes sensiblement proches entre le secteur de Ben-Zireg avec : 2,086 (« H' ») et 0,822 (« L ») et le secteur de Gourara avec : 1,961 (« H' ») et 0,7885 (« L »). Ils correspondent à une diversité maximum avec de nombreux taxons.

(iii) L'indice de la dominance (D) est marqué par des faibles valeurs allant vers 0. Les valeurs minimales sont représentées par : 0,2115 dans le secteur de Gourara, 0,178 dans le secteur de Ben-Zireg et 0,0727 dans le secteur de Ouarourout. Les faibles valeurs indiquent que les espèces sont plus ou moins régulièrement représentées.

(iv) L'indice de l'équitabilité (J'), à l'inverse de la dominance, est caractérisé par des valeurs maximales allant vers 1. Ces valeurs supérieures sont représentées par : 0,8497 dans le secteur de Ouarourout, 0,7904 dans le secteur de Ben-Zireg et 0,6784 dans le secteur de Gourara. Ils indiquent que les taxons sont assez bien représentés avec un nombre similaire d'individus.

6.2. Au niveau du genre :

Les résultats des indices de Diversité sont donnés (Tableau 6).

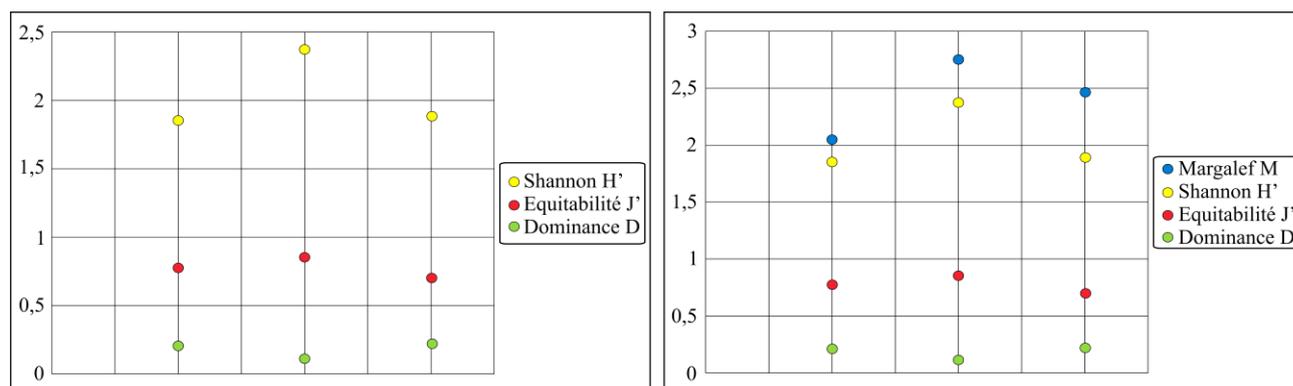


Figure 15 : Comparaison au niveau générique respectivement pour Ben-Zireg, Ouarourout et Gourara [(M), (J'), (D), (H')]

(i) Les indices de la richesse spécifique sont représentés par des valeurs plus élevées dans le secteur de Ouarourout avec : 2,758 (Indice de Margalef « M ») et 1,055 (Indice de Menhinick « R ») indiquant une diversité forte. Ces indices montrent des valeurs moyennes dans la région de Gourara avec : 2,462 (« M ») et 0,8733 (« R ») et des indices faibles dans la région de Ben-Zireg avec ; 2,048 (« M ») et 0,9574 (« R ») indiquant une faible diversité.

(ii) Les indices de la diversité montrent des valeurs plus élevées dans le secteur de Ouarourout avec : 2,376 (Indice de Shannon « H' ») et 0,8897 (Indice de Simpson « L »). Ces indices montrent des valeurs moyennes dans la région de Gourara avec : 1,89 (« H' ») et 0,7847 (« L ») et des indices faibles dans la région de Ben-Zireg avec : 1,858 (« H' ») et 0,7949 (« L »). Ils correspondent à une diversité maximum avec de nombreux taxons.

(iii) L'indice de la dominance (**D**) est marqué par des valeurs minimales allant vers 0. Les valeurs faibles sont représentées par : 0,2153 dans le secteur de Gourara, 0,2051 dans le secteur de Ben-Zireg et 0,1103 dans le secteur de Ouarourout. Les faibles valeurs indiquent que les espèces sont plus ou moins régulièrement représentées.

(iv) L'indice de l'équitabilité (**J'**), à l'opposé de la dominance, est marqué par des valeurs maximales allant vers 1. Ces valeurs élevées sont représentées par : 0,8568 dans le secteur de Ouarourout, 0,7749 dans le secteur de Ben-Zireg et 0,6979 dans le secteur de Gourara. Ils indiquent que les taxons sont assez bien représentés avec un nombre similaire d'individus.

III. Conclusion :

Dans le Sahara NW de l'Algérie (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara), la paléobiodiversité des ammonoïdes n'est pas particulièrement élevée, comparée au record mondial. Les ammonoïdes semblent être relativement peu diversifiés en tant que constituants macrofauniques principaux du Dévonien supérieur (notamment le Famennien) du Sahara NW de l'Algérie, contrairement à leur diversité globale (d'après une synthèse des travaux de : Becker, 2000, 2002 ; Becker *et al.*, 2004, 2012; Korn, 1994; Korn & Klug, 2002 ; Korn *et al.*, 2000, 2014, 2015).

Le Dévonien supérieur (Cependant, le Famennien semble être légèrement plus riche en ammonoïdes que le Frasnien) est caractérisé par deux ordres (Goniatitida et Clymeniida) avec sept superfamilles (Tornocerataceae, Prionocerataceae, Gephurocerataceae, Clymeniaceae, Cyrtoclymeniaceae, Platyclymeniaceae et Goniacycleniaceae) regroupés dans 15 familles (Tornoceratidae, Posttornoceratidae, Prionoceratidae, Cheiloceratidae, Sporadoceratidae, Gephuroceratidae, Clymeniidae, Kosmoclymeniidae, Cyrtoclymeniidae, Cymaclymeniidae, Hexacycleniidae, Platyclymeniidae, Goniacycleniidae, Costacycleniidae et Sphenoclymeniidae). Ces familles sont représentées avec 33 genres parfois représentés que quelques taxons uniquement.

La répartition des genres au sein des familles est inéquitable. Elle est représentée comme suivante : (i) la famille de Cheiloceratidae est représentée dans le secteur de l'Ougarta par les genres de *Cheiloceras* et *Paratorelyoceras* et dans le secteur de Ben-Zireg par le genre de *Cheiloceras* ; (ii) la famille de Tornoceratidae est représentée dans le secteur de Ben-Zireg par un seul genre (*Linguatornoceras*), à l'Ougarta par quatre genres (*Polonoceras*, *Planitornoceras*, *Falcitornoceras* et *Gundolficeras*) et au Gourara par les quatre genres (*Tornoceras*, *Polonoceras*, *Falcitornoceras* et *Phoenixites*) ; (iii) la famille de Sporadoceratidae est représentée dans les secteurs de l'Ougarta et de Gourara par trois genres (*Sporadoceras*, *Erfoudites* et *Maenceras*) et dans le secteur de Ben-Zireg par deux genres (*Sporadoceras* et *Erfoudites*) ; (iv) la famille de Prionoceratidae est représentée dans le secteur de Ben-Zireg par deux genres (*Prionoceras* et *Mimimitoceras*) et dans les secteurs de l'Ougarta et de Gourara un seul genre (*Prionoceras*) ; (v) la famille de Cymaclymeniidae est représentée dans le secteur de Ben-Zireg par un seul genre (*Cymaclymenia*) et dans les secteurs de l'Ougarta par trois genres (*Cymaclymenia*, *Procymaclymenia* et *Genuclymenia*) ; (vi) la famille de Platyclymeniidae est représentée dans le secteur d'Ougarta par un seul genre (*Platyclymenia*) et dans le secteur de Gourara par deux genres (*Platyclymenia* et *Stenoclymenia*) ; (vii) la famille de Goniacycleniidae est représentée dans les secteurs de Ben-Zireg et de Gourara par un seul genre (*Goniacyclenia*) et dans le secteur de l'Ougarta par deux genres (*Goniacyclenia* et *Kalloclymenia*).

A l'échelle mondiale, l'élévation du niveau marin relatif (montée eustatique) après la crise Frasnien/Famennien (F/F) (Jonhson *et al.*, 1985) et le réchauffement climatique (Joachimski *et al.*, 2009) ont probablement contribué à l'élargissement des domaines carbonatés peu profonds à profonds favorables au développement des ammonoïdes.

A l'échelle régionale, la transgression marine s'est généralisée sur toute la plate-forme saharienne occidentale (du Tassili au Bassin de Tindouf et de Taoudenni à Ben-Zireg vers le Nord) durant le Dévonien supérieur avec pour conséquence des passages (parfois bien localisés) à des sédimentations carbonatées (faciès condensés de types griottes) favorables à la bonne conservation des macrofaunes comme les ammonoïdes et le maintien de la diversité au niveau de la famille, qui a duré jusqu'au Famennien terminal (Fabre, 2005).

Dans le détail, la diversité au niveau du genre et de l'espèce semble être plus élevée dans le secteur de l'Ougarta (Saoura) par rapport au secteur de Ben-Zireg au Nord et le secteur de Gourara plus au Sud, et en particulier dans les zones II, III, IV et V du Famennien (Voir Partie B ; Chapitre 1 ; Attribution stratigraphique).

Finalement, à l'échelle mondiale, la faune des ammonoïdes du Dévonien supérieur (particulièrement le Famennien) dans le Sahara NW et sur la marge Nord gondwanienne est plus ou moins comparable à celle retrouvée ailleurs dans le Famennien (d'après une synthèse des travaux de : Becker, 2000, 2002 ; Becker *et al.*, 1993, 2002, 2004, 2012, 2016 ; Korn, 1994, 1999 ; Korn & Klug, 2002 ; Korn & Wever, 2003 ; Korn *et al.*, 2000, 2014, 2015 ; Zong *et al.*, 2015), caractérisée par une diversité et une homogénéité relativement modérées avec une dominance relativement faible et une équitabilité légèrement forte.

PARTIE « C »
CONCLUSION GENERALE

PARTIE « C ». CONCLUSION GENERALE

I. Conclusion de l'étude classique (faciologie et géodynamique) = Paléogéographie

Dans le Dévonien supérieur du Sahara Nord Ouest de l'Algérie, les séries étudiées dans des milieux peu profonds et profonds notamment à la limite Frasnien/Famennien (F/F) coïncident avec une des 5 extinctions massives du Phanérozoïque.

Depuis l'amorçement transgressif à la fin du Dévonien inférieur, l'approfondissement du milieu avec la tendance d'enfoncement se développe jusqu'au Dévonien supérieur. Au Nord de l'Afrique, tandis que la mer s'étale sur le Sahara des fosses se creusent non loin de ce qui avait été la Flexure Sud atlasique « FSA » (Fosse de Ben-Zireg) et la zone de suture panafricaine (sillons Ougarta - Gourara) (Figure 1). Il en est même en Eurasie où le niveau maximum des mers est atteint vers la limite Frasnien Famennien. Le sillon de la Saoura (Ougarta) est nettement marqué du fait de l'épaisseur du Dévonien supérieur. On remarquera que ce sillon surimpose grossièrement à la zone de suture panafricaine dans l'Ougarta et l'Anti-Atlas mais non au Sud à Reggane, Ahnet et Mouydir.

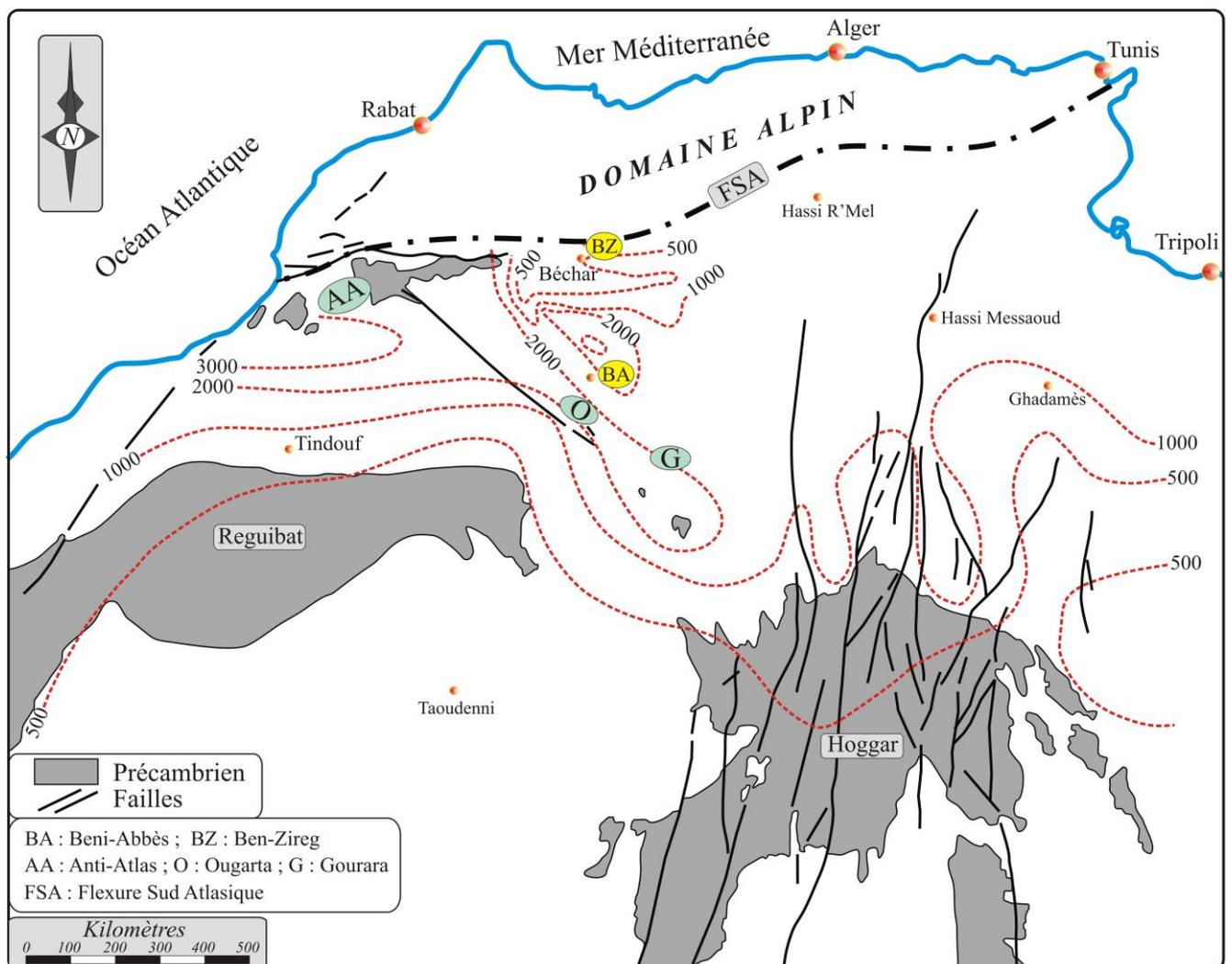


Figure 1 : Isopaches du Dévonien total dans le Nord Ouest de l'Afrique (In : Fabre, 1988 ; Modifiée)

1. Sur le plan lithostratigraphique :

Dans des vastes zones plissées, la succession des dépôts du Dévonien supérieur correspondent à des couches plissées de différentes directions et de pentages variés de 25° à 35° dans l'Ougarta et Gourara jusqu'au 85° à Ben-Zireg. Selon les secteurs, cette succession est caractérisée à l'échelle des affleurements et des bancs par :

1.1. Une alternance des argiles et des calcaires griottes avec :

○ *Une dominance des calcaires griottes* dans la région de Ben-Zireg ; (Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg), dans la partie supérieure du Frasnien Ib de la (Formation de Cheffar El Ahmar) et dans la partie médiane « Argilo-calcaires » du Famennien III, IV et V de la (Formation des argiles de Marhouma). Il s'agit des alternances ocre de niveaux de calcaires noduleux centimétriques et décimétriques parfois métriques (dans la région de Ben-Zireg) avec des passées argileuses feuilletées.

○ *Une dominance des argiles* dans la région d'Ougarta. Cette dominance est bien représentée dans la partie inférieure du Frasnien Ia de la (Formation de Cheffar El Ahmar) et la partie inférieure du Famennien II de la (Formation des argiles de Marhouma). Dans l'ensemble, ces vastes combes d'argiles verdâtres souvent à nodules stratifiés sont intercalés par des passées centimétriques de calcaires noduleux.

1.2. Une alternance des argiles et des grès selon les secteurs avec :

A. Dans l'Ougarta :

A.1. Une dominance des argiles dans la partie sommitale « Argilo-gréseuse » de la Formation des argiles de Marhouma. Elle est représentée par des argiles alternant avec des passées centimétriques de grès fins. Ces derniers montrent des termes de séquences de Bouma, des traces d'activités organiques et des figures sédimentaires.

A.2. Une dominance des grès dans l'ensemble de la Formation des grès de Ouarourout. Elle correspond à des barres gréseuses centimétriques à métriques à rides et figures sédimentaires intercalées par des minces passées argileuses.

B. Dans le Gourara :

Une dominance des argiles dans la majorité de la Formation des argiles des Kahla. Ces argiles souvent slumpées correspondent à des vastes étendus plats à quelques passées de grès fins à figures de laminations et de grès en plaquettes et de rares niveaux lenticulaires de calcaires bioclastiques.

2. Sur le plan Biostratigraphique :

Cette partie synthétique est basée sur la nouvelle détermination des ammonoïdes du Dévonien supérieur dans les trois secteurs d'étude (Allaire *et al.*, 2016) et sur les données bibliographiques de (Menchikoff, 1936 ; Paryen, 1961 ; Massa *et al.*, 1965) pour le secteur de Ben-Zireg, Petter (1959, 1960) pour la région de la Saoura et enfin (Gautier, 1906 ; Meyendorff, 1939) pour le secteur de Gourara. L'étude des ammonoïdes dans cette zone du Sahara montre deux ordres (Goniatitida et Clymeniida) et sept superfamilles regroupées dans 15 familles. Ces dernières sont représentées par 33 genres et 76 espèces.

Plusieurs biozones à ammonoïdes ont été confirmés par la nouvelle détermination. Ces biozones sont résumés dans la figure suivante (Tableau 1).

Etage	Zone	Sahara NW de l'Algérie				Standard (Allemagne)	
		Le présent travail			Ougarta (Saoura)	Becker, 1993; House, 1996; Walliser, 1996	
		Ben-Zireg	Ougarta	Gourara	Petter (1959-1960)		
Famennien	VI	<i>Linguacyclymenia similus</i>	<i>Linguacyclymenia similus</i>	<i>Wocklumeria</i>		- <i>Wocklumeria</i> - <i>Kalloclymenia</i>	- <i>Wocklumeria</i> - <i>Kalloclymenia</i>
			<i>Kalloclymenia subarmata</i>				
	V		<i>Goniacyclymenia subcarinata</i>		<i>Goniacyclymenia subcarinata</i>	<i>Goniacyclymenia</i>	- <i>Goniacyclymenia</i> - <i>Clymenia</i>
	IV		<i>Platyacyclymenia annulata</i>		<i>Platyacyclymenia annulata</i>	<i>Platyacyclymenia</i>	<i>Platyacyclymenia</i>
	III		<i>Planitornoceras euryomphalum</i>			- <i>Protornoceras planidorsatum</i> - <i>Pseudoclymenia sandbergeri</i> - <i>Prolobites</i> - <i>Cyrtoclymenia</i> - <i>Rectoclymenia kayseri</i>	- <i>Protornoceras planidorsatum</i> - <i>Pseudoclymenia sandbergeri</i> - <i>Prolobites</i> - <i>Cyrtoclymenia</i> - <i>Rectoclymenia kayseri</i>
II	<i>Cheiloceras</i>	<i>Cheiloceras</i>		<i>Cheiloceras subpartitum</i>	<i>Cheiloceras</i>	<i>Cheiloceras</i>	
				<i>Paratorleyoceras globulosum</i>			
Frasnien	Ib		<i>Beloceras</i>	<i>Manticoceras</i>		<i>Manticoceras</i>	
	Ia		<i>Koenenites</i>				

Tableau 1 : Tableau montrant les zones à ammonoïdes dans le Sahara NW de l'Algérie (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara) et comparaison avec les travaux de : Petter (1959, 1960) dans la Saoura et de Becker (1993), House (1996), Walliser (1996 a,b) en Allemagne

3. Sur le plan sédimentologique :

L'étude sédimentologique microscopique (microfaciès, microfaunes, indices de diagenèse, etc.) et macroscopique (macrofaunes, traces fossiles, figures de dépôt, etc.) analysée sur toutes les coupes des trois secteurs (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara), permet de mettre en évidence trois pôles faciologiques avec 18 faciès et 15 sous faciès. Selon une polarité proximal/distal ou amont/aval, ces faciès ont été inventoriés et rapportés à huit milieux de dépôts, développés au sein d'un environnement marin plus ou moins restreint généralement peu profond à profond.

Les dépôts détritiques (argiles et grès) caractérisent des environnements sédimentaires différents. Ils sont développés soit :

3.1. Dans des plateformes détritiques peu profondes avec des :

A. Plateformes détritiques à influences de tempêtes (cas de la partie sommitale « argilo-gréseuse » de la Formation des argiles de Marhouma et des argiles de la Formation des argiles de Kahla) attestées par la présence des tempestites entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps (ZAVBT) et la zone d'action des vagues de tempête (ZAVT).

B. Plateformes détritiques à influence deltaïque (ensemble supérieur de la Formation des grès de Ouarourout) attestées par l'influence des vagues et des courants. Ces dernières confirment l'agitation du milieu par la présence des chenaux ainsi que les traces d'activités organiques.

3.2. Dans des environnements de type pente (cas de l'ensemble inférieur de la Formation des grès de Ouarourout) attestés par la présence des indices de plissements et des slumps. Ces caractères témoignent des dépôts liés à des instabilités tectoniques de la partie proximale de pente.

3.3. Dans des environnements de type bassin :

A. Environnement bassin de type sillon turbiditique (cas de l'alternance argilo-gréseuses « partie sommitale » de la Formation des argiles de Marhouma) attesté par la présence des termes de séquences de Bouma (Ta, Tb, Tc, Td). Cet environnement profond qu'atteste la rareté de la faune et les traces de la bioturbation est affecté par des courants de turbidité de faible densité.

B. Environnement bassin de type ombilic (cas des argiles à grumeaux « partie basale » de la Formation des argiles de Marhouma et les argiles de Erg El Djamel) témoigné par la dominance argileuse et l'abondance de faunes pyriteuses naines.

3.4. Dans des environnements de plateformes carbonatées de type rampe (Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg, Formation de Cheffar El Ahmar et Formation des argiles de Marhouma « partie médiane »).

Les intervalles carbonatés du Dévonien supérieur sont représentés par le développement de faciès particulier de type griottes qui caractérise des époques particulières de l'histoire d'un bassin et qui correspond à des dépôts condensés indiquant un ralentissement de sédimentation.

Dans ces environnements de plateformes carbonatées de types rampes, le dépôt des griottes correspond à un milieu marin peu profond à profond (tranche pélagique) soumis à des restrictions de la circulation des eaux comme semble le montrer les organismes pyritisés et les formes naines. Dans des cas particuliers, ce faciès peut se développer aussi bien sur les hauts fonds que sur les pentes. La valeur géodynamique des « griottes » est liée à des phases de vacuité qui impliquent une activité tectonique particulière et contemporaine d'une phase distensive Wendt (1985) qui la relie à l'effritement de la marge nord-ouest du Gondwana .

Le faciès griottes du Dévonien supérieur, et dans un transect NW-SE, est apparaît dominant plus au NW dans le bassin de Béchar (secteur de Ben-Zireg) depuis le Frasnien jusqu'au Famennien. Il est relativement abondant dans l'Ougarta (bassin de la Saoura) et occupe des intervalles au cours de l'évolution du bassin (Frasnien Ib et Famennien III, IV et V). Plus au Sud dans le Bassin de Gourara, ce faciès est apparaît très localisés avec une faible extension latérale durant le Famennien III et IV.

4. Sur le plan paléogéographique :

Le Dévonien du Sahara nord-ouest de l'Algérie est marqué par des périodes d'instabilités tectoniques (orogénèse varisque). Il est marqué, après l'installation d'un régime franchement marin soumis à des influences prodeltaïques, par des épaisses séries durant le Dévonien inférieur indiquant une forte phase de subsidence. Au Dévonien moyen, la subsidence continue avec un maximum d'approfondissement et un considérable ralentissement de sédimentation dans un environnement profond. Durant le Dévonien supérieur, la subsidence s'affirme au le Frasnien pour s'accroître au Famennien et au Strunien (passage Dévono-Carbonifère).

Dans cette région du Sahara, le Dévonien supérieur qui fait l'objet de notre étude est marqué selon les secteurs par :

Au Nord, environ 100 m de sédiments à dominance carbonatés de type griottes vient s'accumuler dans la fosse de Ben-Zireg durant le Frasnien et le Famennien.

Dans l'Ougarta, à proximité de 740 m des dépôts mixtes sont réunis dans le sillon de la Saoura. La sédimentation à dominance argilo-calcaires, avec le développement des griottes dans la partie basale (Frasnien Ib), représente une tendance transgressive avec un approfondissement du milieu. Dans la partie médiane, l'alternance des grès fins et des argiles avec la fréquence des termes de séquence de Bouma atteste un milieu profond (bassin turbiditique) ; alors que les dépôts, dans la partie supérieure avec la succession des grès fins et des argiles, caractérisent un environnement marin peu profond (front d'un delta) et marquent une phase régressive avec le comblement du sillon.

Plus au SE, dans le Gourara, la sédimentation est à dominance silici-clastiques (675 m) avec quelques passées lenticulaires carbonatées de types griottes témoigne une tendance de comblement avec une baisse du niveau marin relatif. Cette chute est analogue à celle qui à enregistré dans de la plate-forme russe, en Europe ou en Amérique du Nord (Johnson *et al.*, 1985).

La bathymétrie de ces sédiments argilo-carbonatés et argilo-gréseux est souvent attribué à des dépôts d'une mer ouverte peu profonde à profonde.

Dans les trois secteurs d'étude, le Frasnien qui est marqué particulièrement par le développement des faciès griottes et en raison de sa faible épaisseur est souvent réuni au Famennien dans le Dévonien supérieur. Le Famennien avec sa puissance sédimentation est représenté par : (Figure 2).

- Des dépôts à dominance de griottes dans le secteur de Ben-Zireg ;
- Des faciès commun avec des calcaires griottes, des grès et des argiles dans l'Ougarta ;
- Des dépôts à prédominance silici-clastique avec des argiles, des grès et quelques lentilles de calcaires.

Les faciès griottes qui indique des phases de ralentissement de la sédimentation est souvent riches en faunes d'ammonoïdes avec des faunes associées de bivalves, de brachiopodes et d'orthocères. L'analyse sédimentologique des milieux pélagiques à abondance d'ammonoïdes dans les faciès griottes montre l'extrême condensation des séries argilo-carbonatées. Malgré la forte condensation, l'abondance des surfaces sculptées avec l'évolution des microfaciès nous a permis d'établir la succession de plusieurs cortèges sédimentaires.

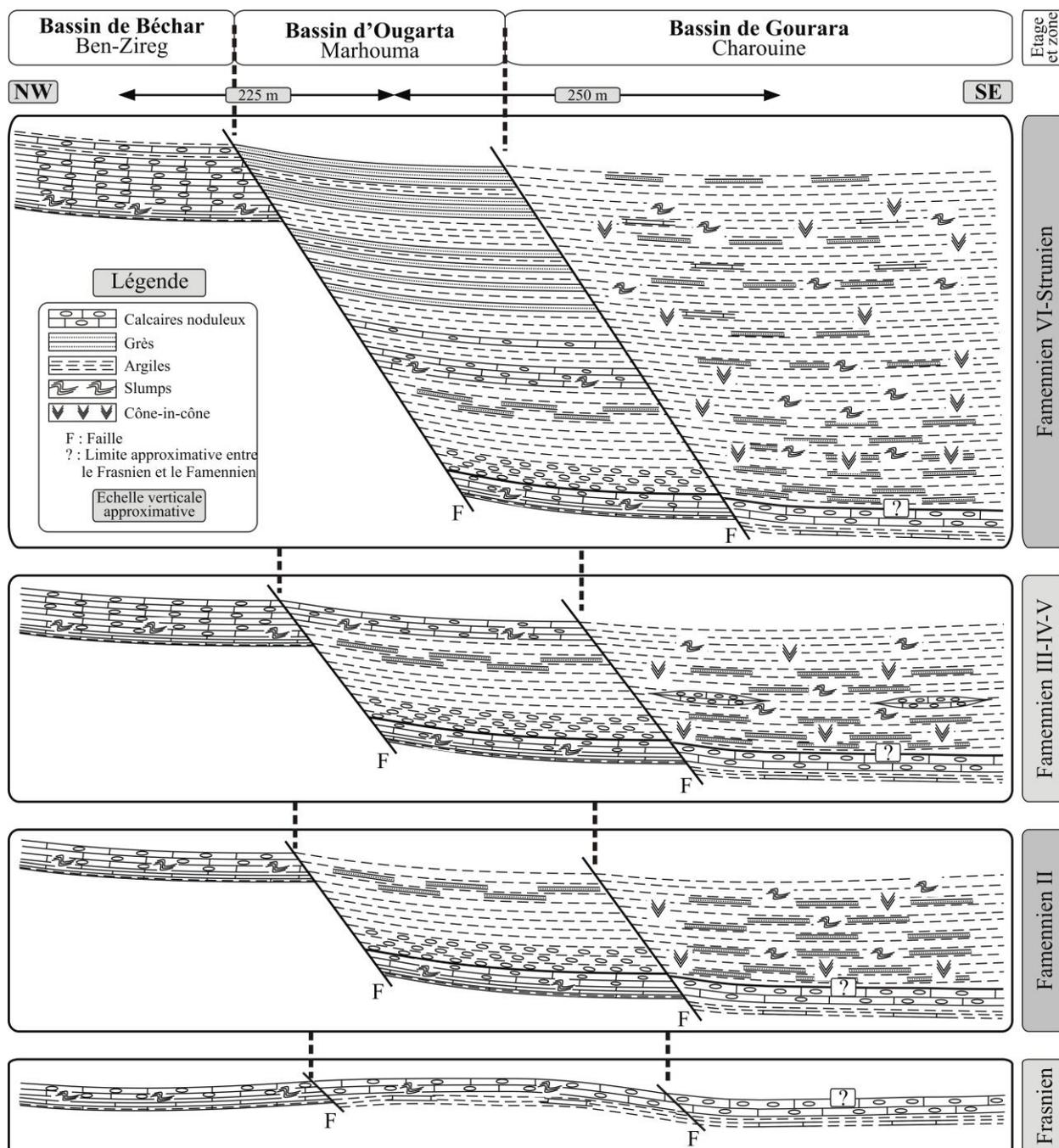


Figure 2 : Evolution tectono-sédimentaire du Dévonien supérieur dans les secteurs d'étude (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara)

5. Sur le plan tectono-sédimentaire :

Au Dévonien supérieur, les larges variations de faciès (calcaires, argiles et grès) verticalement et horizontalement entre les trois bassins étudiés ainsi que les marqueurs de manifestations tectono-sédimentaires (griottes, slumps) témoignent des épisodes d'instabilité tectonique. Cette alternance de phases (approfondissement et soulèvement) a permis le maintien des conditions bathymétrique à des profondeurs allant des plates-formes peu profondes jusqu'aux bassins. Ce qui a favorisé le développement au Dévonien supérieur, de vastes plates-formes carbonatées de type rampe avec l'apparition de faciès noduleux de type griottes.

Les manifestations tectoniques ont différencié les principaux domaines suivants : (i) domaine moins subsident (secteur de Ben-Zireg) qui est caractérisé par des dépôts à dominance carbonatée (faciès griottes) correspondant à un environnement de plate-forme pélagique (type rampe distale) durant tous le Dévonien supérieur ; (ii) domaine fortement subsident et instable interrompu par des épisodes de soulèvement des substrats et/ou des bombements du fonds (secteur d'Ougarta). Ce domaine est marqué, depuis le Frasnien inférieur jusqu'au Famennien terminal, par des alternances des phases de subsidences dans un environnement profond de type bassin (faciès argileux du Famennien II et faciès argilo-gréseux fins du Famennien VI) et des phases de soulèvements dans un milieu de plate forme type rampe proximale et distale (Faciès griottes du Famennien III, IV et V) ; (iii) domaine subsident (secteur de Gourara) avec la dominance de faciès argileux interrompu par l'apparition de faciès noduleux à extension limitée. Cette répartition faciologique est contrôlée par les conditions de sédimentation, la subsidence et/ou bombement des fonds, la paléotopographie et les enjeux de la tectonique locale (failles synsédimentaires) et régionale.

II. Conclusion et hypothèse d'un phénomène de type « gazo-hydrothermalisme » :

1. Biodiversité :

La biodiversité n'est pas élevée (moyenne à faible), dominance faible mais l'abondance est relativement importante (ammonoïdes) comparée aux assises contemporaines (Reggane, Ahnet, Mouydir) et celles sous et sus-jacentes (Dévonien moyen et Carbonifère basal). Cette caractéristique est largement répandue dans les « oasis » fauniques (Campbell *et al.*, 2006).

2. Géochimie (Ben-Zireg) :

Les données géochimiques (δC_{13} et δO_{18}) des cinq échantillons (A4, A11, A16, A25 et A49), localisées au niveau de la coupe III de Ben-Zireg (**voir page 73**) montrent des valeurs fluctuantes (Figure 3).

La comparaison de ces valeurs avec divers travaux et interprétations des différents indices géochimiques nous rapprochent du domaine hydrothermale (δC_{13} - 4,86‰ à - 0,31‰ PDB ; δO_{18} - 0,73‰ à 0,97‰ PDB pour Aloisi *et al.*, 2000 ; δC_{13} - 9,0 ‰ à -2,6 ‰ et δO_{18} - 4,4 à 12,3‰ pour la source hydrothermale actuelle des carbonates - calcite- de la « Butte » dans le Montana, (Stevenson, 2015). certaines valeurs traduisent aussi le domaine de l'altération diagénétique par les eaux météoriques (Aloisi *et al.*, 2000 ; δC_{13} - 4,86‰ à - 0,31‰ et δO_{18} - 0,73‰ à 0,97‰) mais aussi la possibilité de mélange (*admixture*) de carbonates provenant de matière organique sédimentaire ou de l'oxydation du méthane.

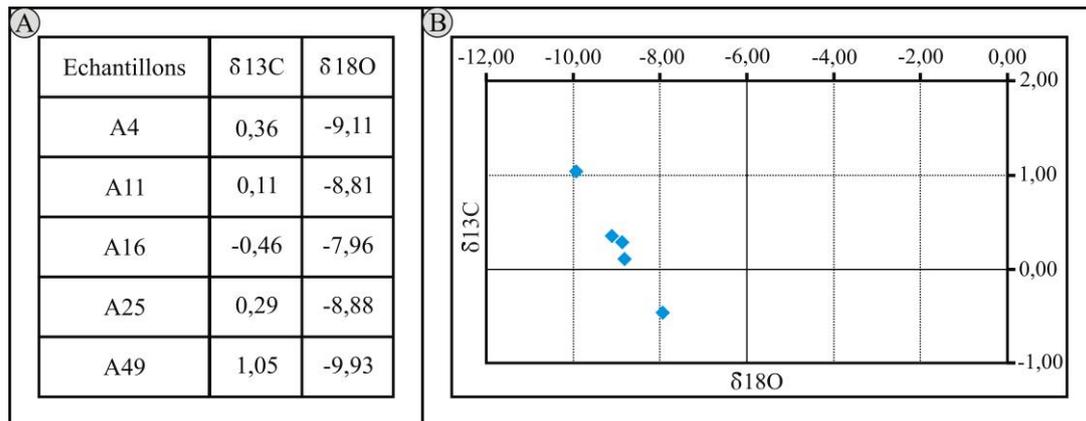


Figure 3 : Analyses géochimiques des δC_{13} et δO_{18} dans les calcaires griottes de Ben-Zireg : A- Tableau montre les valeurs de δC_{13} et δO_{18} ; B- les fluctuations des valeurs de δC_{13} et δO_{18}

3. Caractéristiques de l'hydrothermalisme :

L'environnement hydrothermal marin a été signalé aussi bien dans l'actuel que dans le fossile, en milieu peu profond (0 à 200 m) qu'en milieu profond (> 1000 m) où les suintements hydrothermaux sont caractérisés par une masse macrofaunale plus importante que les aires avoisinantes (à faune benthique) formant des « oasis » (Carney, 1994 ; Forrest & Creese, 2006).

La ventilation hydrothermale peut se produire à toutes les profondeurs marines en fonction de la source (magmatiques, météoriques, métamorphiques...) et des réseaux structuraux (failles) ou des systèmes de circulation des fluides.

Dans les systèmes hydrothermaux de faible profondeur (< 100 m), les venues hydrothermales se produisent dans la zone euphotique où la photosynthèse domine mais les tapis bactériens sont présents (sources additionnelles) pour les organismes, et souvent à faible profondeur, on remarque un « gazo-hydrothermalisme » où les gaz sont expulsés discrètement avec les fluides (Dando *et al.*, 1995 ; Forrest & Creese, 2006).

La coloration rouge des faciès « Rosso Ammonitico » et « griottes » fut étudiée en détail par Baccelle & Nardi (1991), Mamet *et al.*, (1997) et Préat *et al.*, (1999), et références bibliographiques citées). L'origine bactérienne et cyanobactérienne des microstromatolithes et divers biofilms est associée à des teneurs en fer et en manganèse. Cette activité microbienne est bien développée actuellement dans les dépôts profonds liés aux venues hydrothermales. Les faciès de plateforme proximale montrent de fréquentes surfaces d'arrêts sédimentaires (Hard grounds). Dans les divers environnements, le mécanisme est le même : oxydation du fer (et manganèse) par des micro-organismes, sous des taux de sédimentation faibles, par micro bioaccumulation ou biominéralisation.

Dans le Golf de la Californie (Bassin de Gaymas), des suintements de fluides ont été détectés, constitués par un mélange de fluides à deux phases, (i) gaz hydrate (clathrates) et (ii) méthane en bulles, contaminés par des hydrocarbures denses. Le fond est composé de carbonates. Les mesures acoustiques ont montré des vides (pores, galeries) qui devraient être des drainages locaux de gaz piégés dans des sédiments meubles (non lithifiés), stratifiés, interprétés par Lonsdale (1985) comme des strates asphaltiques alors que Hovland & Judd (1988) suggèrent comme probablement des croûtes calcaires méthanogéniques, ou des communautés de mollusques, ou encore les deux (Hovland & Judd, 1988, p. 172).

En outre, les argiles (actuelles) montrent une porosité de 75 à 80 % et une teneur en eau jusqu'à 140 %, et les silts une teneur de moins de 30 %. Cette différence énorme permet une migration des fluides moins denses et donc la rétention de gaz ou liquide dans les sédiments, avec expansion, migration et drainage (Hovland & Judd, 1988) assurant une mobilité de ces fluides qui vont perturber les sédiments et induire des structures de déformations (glissements, slumps, effondrements...), des structures d'échappements de fluides (Hovland & Gudmestad, 2001), fracturations hydrauliques et même des explosions sous-marines (exemple du conglomérat en puzzle que nous interprétons par expulsion instantanée des fluides = cataclastites), séismes (Hovland *et al.*, 2001 ; Hovland *et al.*, 2015).

4. Relation hydrothermalisme – carbonates – faune :

Fabre (2005, p. 294) signale l'existence d'un phénomène thermique au Dévonien moyen qui serait à l'origine de cristallisations de minéraux de l'anchi-métamorphisme. Le sommet de la formation du Dkhissa est à montmorillonite et sa base à allevardite. Le sommet de la formation de Saheb El Djir est à pyrophyllite.

La montmorillonite n'apparaît qu'à 200°C, l'allevardite vers 320°C et la pyrophyllite vers 420°C. Un événement thermique est donc présent dans l'Ougarta.

Un magmatisme au Silurien terminal –Dévonien inférieur a été signalé : Lochkovien de Hamar Laghdad (Tafilalt), au Sud et à l'Est du bouclier Touareg (Iforas et Aïr), dans le Tadrart et Tafassasset, et l'Illumeden (*in* Fabre, 2005).

Quant aux basaltes de Damrane, les datations relatives établies par la géologie sont plus ou moins confirmées par cet âge absolu de 390 Ma (Dévonien). Les rapports isotopiques initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont compris entre 0.70611 et 0.70724 et ϵNd variant entre - 2.43 et - 5.16 (Mekkaoui *et al.*, 2017).

Zielinski (2012) signale, dans l'Ahnet et le Mouydir, sur la base du CAI des conodontes (valeurs de 2 à 3) une nette influence hydrothermale combinée à l'effet d'enfouissement. Cet événement thermal est attesté par la décoloration des conodontes, élevée le long des zones fracturées (failles du Pcb). La forme euhédrale des cristaux d'apatite (et de la scheelite) qui se développent sur les conodontes indique une cristallisation à partir de fluides hydrothermaux supersaturés.

La pyrite framboïdale se développe aussi dans les conditions anoxiques mais aussi dans les minéralisations liées à l'hydrothermalisme.

La présence de matière organique dans les intervalles boueux (argiles noires du Frasnien et Famennien) est capable d'engendrer durant la diagenèse précoce des phénomènes d'oxydation anaérobique du méthane biogénique. L'évènement thermique dévonien (Fabre, 1976 ; 2005) serait-il lié à un des épisodes hydrothermaux signalés aussi dans l'Ahnet et le Mouydir (Zielinski, 2012) et à Ben-Zireg.

La présence de suintements d'hydrocarbures denses (de type imponite) dans le Famennien VI indique une maturité de la matière organique qui serait accélérée par les venues hydrothermales.

L'hydrothermalisme du Dévonien supérieur serait contrôlé soit par un épisode volcanique dans l'Anti-Atlas (Jakubowicz *et al.*, 2014), dans l'Ougarta (Fabre, 2005 ; Mekkaoui *et al.*, 2017) ou encore dans l'Ahnet-Mouydir (Zielinski, 2012). Cet épisode hydrothermal a-t-il profité de la suture panafricaine qui assure sa circulation ? En effet, les faciès griottes sont alignés selon la partie septentrionale de cette suture mais disparaissent vers le sud.

Les suintements hydrothermaux associés aux hydrocarbures denses furent aussi signalés par Keke *et al.*, (2016) dans le Permien du bassin de Sichuan (en Chine) donnant des valeurs isotopiques proches des valeurs des calcaires griottes de Ben-Zireg ; L'effet thermique réduit la composition isotopique en oxygène des carbonates. La température élevée force la maturité de la matière organique rapidement et le CO₂ libéré à partir de l'évolution thermique entre dans les carbonates conduisant à une chute des valeurs du δC_{13} .

Les suintements de méthane, en milieu profond (à partir de 600 m de profondeur) se font par des clathrates (méthane hydrates à basse température et haute pression). Ce méthane « glace » permet le développement d'une chaîne alimentaire chimiosynthétique et modification de la composition de l'eau marine. La faune pélagique voulant profiter de cette source alimentaire succombe aux variations chimiques induites par les interactions géochimiques des fluides (libération d'eau et variations rapides de salinité, chimisme de l'eau, pH et acidité...). Les coquilles des ammonoides accumulées sur le fond sont soudées et cimentées par ce méthane de glace (clathrates), et qui après enfouissement va permettre la précipitation de carbonates.

5. Le scénario et résumé :

Sédimentation en eau profonde (> 600 m) au niveau d'un tablier de talus (slope apron), développement de clathrates, oasis faunique, cimentation des carbonates et des coquilles de mollusques (ammonoïdes) associés aux tapis algaux, enfouissement, venues hydrothermales, déséquilibre des clathrates (fontes) et déformations synsédimentaires (slumps fréquents, fractures) par expulsions du méthane issu des clathrates (1 m³ de clathrates donne, 187 m³ de méthane gazeux) associé aux eaux hydrothermales, et enfin pigmentation des calcaires riches en mollusques.

III. Conclusion :

Le Dévonien est une période charnière de l'ère Paléozoïque par ces grands changements (environnementaux, climatiques et atmosphériques). Il représente l'un des cinq majeures crises biologiques de Phanérozoïque.

Durant le Dévonien supérieur et à la limite Frasnien – Famennien (F/F), la crise biologique qui coïncide avec une chute eustatique globale à pour conséquence la disparition des grandes groupes fauniques (chute de la biodiversité). Cette crise concorde avec le maximum de l'augmentation de CO₂ et de diminution de O₂.

Sur les bordures de la Paléotéthys, la crise (F/F = *Kellwasser*) est localisée dans le Sahara NW de l'Algérie sur la marge Nord du Gondwana comme dans l'Anti-Atlas marocain et même dans des différentes régions à l'échelle mondiale comme sur la marge Sud de Laurasia (France Allemagne) à base des conodontes. La limite F/F est placée au sommet du Frasnien supérieur (zone à *linguiformis*) et à la base du Famennien inférieur (zone à *triangularis*).

Au Dévonien supérieur, les deux paléo-continents (Gondwana au Sud et la Laurasia au Nord) sont entrés en collision et ne sont plus séparés que par des mers épicontinentales (Averbuch *et al.*, 2005). Cette collision a pour conséquence la remontée des substrats et l'extension des plates formes carbonatées avec le développement des faciès griottes.

Après la transgression majeure qui aura lieu au début du Frasnien, les plates-formes carbonatées du Dévonien moyen sont inondées. Par conséquent, la sédimentation en milieu marin ouvert redevient majoritairement détritique. Ces conditions sur les plates-formes continentales conduiront notamment aux événements *Kellwasser*, connus mondialement (House, 2002 ; Sintubin, 2008).

Dans les régions d'étude, (Ben-Zireg, Ougarta et Gourara), cette période dévonienne est marquée par une sédimentation mixte (argilo-gréso-calcaires) contrôlée par les enjeux de la tectonique (subsidence et résistance) et déposée dans des différents environnements sédimentaires allant d'une plate-forme peu profonde jusqu'au bassin subsident profond selon les secteurs. Ces régions se situaient dans une position subéquatoriale et probablement plus proches du tropique du Capricorne, entre 20° et 40° de latitude Sud comme les régions marocaines (Anti-Atlas et Meseta Occidentale). Par contre et plus au Nord, les régions des Montagnes du Harz et celle du Massif Schisteux Rhénan devaient se situer vraisemblablement entre 0° et 15° de latitude Sud (cf. Maillet 2013).

L'époque du Dévonien supérieur est marqué aussi par le développement d'un faciès particulier noduleux de type griottes. Ce dernier indique une période de ralentissement de la sédimentation (phase de vacuité) attesté par la richesse faunique pélagiques en particulier les ammonoïdes et la fréquence des surfaces d'arrêt de sédimentation et des surfaces de bioturbation.

La répartition spatiale de ce faciès est peu être contrôlé par les conditions paléoclimatiques. Car ce faciès est plus fréquent au Nord (zone chaude proche à l'équateur) à Ben-Zireg (100 % sédimentation de griottes au Dévonien supérieur) et rares plus au Sud (zone plus ou moins modérée et loin de l'équateur) à Gourara (6,5 % de griottes et 93,5 dépôts silici-clastiques). Entre les deux localités citées ci-dessus et dans le secteur de l'Ougarta, ce faciès griottes qui caractérise le Frasnien Ib et le Famennien (zone III, IV et V) représente qu'un taux de 11,5 % avec 88,5 % des dépôts silici-clastiques.

On conclut que le faciès varisque de type « griottes » ou « Goniatico-Rosso » apparaisse pendant la réalisation de la physiographie des bassins et disparaisse avec les contraintes hercyniennes (Benhamou *et al.*, 2000). Il est lié à des marges en extension lors de l'orogénèse hercynienne et occupe pour cette période du Dévonien la même place que « l'Ammonitico-Rosso » pour le secondaire lors de la phase orogénique alpine. Ces faciès noduleux « Griottes » et « Ammonitico-Rosso » hétérochrones (Cecca *et al.*, 1992) sont typiques d'un stade d'évolution et de constitution d'une marge en distension par comparaison avec l'actuel de type Atlasique (Bourrouilh, 1981).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

Abbache A. (2001) – Etude sédimentologique des « calcaires griottes » et faciès associés (Givetien – Dévonien supérieur) des environs d'Ougarta (Béni-Abbès, Sahara occidental). *Mém. Magister. Univ. Oran.* 11 pl. 48 fig., 154 p. inédit.

Abed A. M. & Schneider W. (1982) - The Cenomanian nodular limestone member of Jordan from subtidal to supratidal environments. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1982**, pp. 513-522.

Adolphe J.P. (1981) - Exemples de contribution microorganiques dans les constructions carbonatées continentales. In : *Actes du colloque de l'agf. Formation carbonatées externes, tufs et travertins. Paris.* pp. 15-30.

Agirrezabala, L. M., & Garcia-Mondejar, J. (1994) - A coarse grained turbidite system with morphotectonic control (Middle Albian, Ondarroa, northern Iberia). *Sedimentology*, **41** (3), pp. 383-407.

Ahr W. M. (1973) - The carbonate ramp : an alternative to the shelf model.

Aigner T. (1982) - Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In *Cyclic and event stratification*. Springer, Berlin, Heidelberg. pp. 180-198.

Aigner T. (1984) - Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muschelkalk (M. Triassic), South-German Basin. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **169** (2).

Aigner T. (1985) - Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations. *Journal of Sedimentary Research*, **55** (1).

Aigner T. & Reineck H.E. (1982) - Proximal trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana maritima*, **14** (5-6), pp. 183-215.

Aït Malek Z., Racheboeuf P. R. & Lazreq N. (2000) - Nouveaux brachiopodes strophomenata du Dévonien inférieur de l'anti-atlas Occidental, Maroc. *Geobios*, **33** (3), pp. 309-318.

Aït Ouali R. & Nedjari A. (2006) - Le bassin d'Ougarta: Une mobilité permanente au Paléozoïque. *Mémoire du Service Géologique National*, **13**, pp. 23-40.

Ait-Kaci A. (1990) - Evolution lithostratigraphique et sédimentologique du Cambrien des Monts d'Ougarta (Sahara Algérien nord-occidental), *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle U.S.T.H.B.*, Alger.

Alberti G. K. B. (1980) - Neue Daten zur Grenze Unter/Mittel-Devon, vornehmlich aufgrund der Tentaculiten und Trilobiten im Tafilalt (SE-Marokko). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **10**, pp. 581-594.

Alberti G. K. B. (1981) - Zur Biostratigraphie und fauna (Tentaculiten, Trilobiten, Graptolithen) des Unter- und Mittel-Devon von Ben Zireg (Becker von Bechar, SW Algerien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, **11**, pp. 641-650.

Algeo T. J., Berner R. A., Maynard J. B. & Scheckler S. E. (1995) - Late Devonian oceanic anoxic events and biotic crises : « rooted » in the evolution of vascular land plants. *GSA today*, **5** (3), 45p.

Algeo T. J., Scheckler S. E. & Maynard J. B. (2001) - Effects of the Middle to Late Devonian spread of vascular land plants on weathering regimes, marine biotas, and global climate. *Plants invade the land: evolutionary and environmental perspectives*. Columbia University Press, New York, pp. 213-236.

Algeo T. J., Heckel P. H., Maynard J. B., Blakey R. C., Rowe H., Pratt B. R. & Holmden C. (2008) - Modern and ancient epeiric seas and the super-estuarine circulation model of marine anoxia. *Dynamics of Epeiric Seas: Sedimentological, Paleontological and Geochemical Perspectives: Geological Association Canada Special Paper, 48*, pp. 7-38.

Aliev M. (1971) - Geological structures and estimation of oil and gas in the Sahara in Algeria. SONATRACH.

Alimen M. H., Le Maitre D., Menchikoff N., Petter G. & Poueyto A. (1952). - Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. *Impr. la Typo-litho et J. Carbonel réunies*.

Allaire N., Monnet C., Abbache A. & Crônier C. (2016) - Upper Famennian ammonoids from the Ougarta Basin (Saoura Valley, Algeria). The 60th. Palaeontological Association Annual Meeting, Décembre, Lyon, France (Poster).

Allen J. R. L. (1984) - Sedimentary structures : Their character and physical basis. *Developments in sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, **30** (1) : 592 p.

Allen J. R. L. (1985) - Principe of physical sedimentology. *Allen et Unwin Ltd*, London, 272 p.

Aloisi G., Pierre C., Rouchy J. M., Foucher J. P. & Woodside J. (2000) - Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation. *Earth and Planetary Science Letters*, **184** (1), pp. 321-338.

Ameur M. (1988) - Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-téthysienne : autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. *Thèse Doctorat es-Sciences*, Université Claude Bernard, Lyon, 551 p. (inééd.).

Ameur M. & Elmi S. (1980) - Relations spatio-temporelles entre « Ammonitico Rosso », calcaires à *Zoophycos* et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts des Traras, Djebel Fillaoussène, Algérie NW). *In* : A. Farinacci et S. Elmi éd., *Rosso Ammonitico Symposium, Prod.*, Ediz. Tecnoscienza, Roma. 3 fig. 1 pl., pp. 9-25.

Arbey F. (1962) - Données nouvelles sur la sédimentation au Combro-ordovicien dans les Monts d'Ougarta (Sahara algérien). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 266, D, 2 fig. 2 pl., pp. 76-78.

Arbey F. (1968) - Structures et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 268, pp. 76-78.

Aubouin J. (1964) - Réflexions sur les faciès « Ammonitico Rosso ». *Bull. Soc. Géol. France*, S. 7, VI, 10 fig., Paris. pp. 475-501

Averbuch O., Tribovillard N., Devleeschouwer X., Riquier L., Mistiaen B. & Vliet-Lanoe V. (2005) - Mountain building-enhanced continental weathering and organic carbon burial as major causes for climatic cooling at the Frasnian–Famennian boundary (c. 376 Ma)?. *Terra Nova*, **17**(1), pp. 25-34.

Azéma J. C. G., Chauve P. & Fourcade E. (1979) - Nouvelles données stratigraphiques sur le Jurassique et le Crétacé du Nord-Ouest d'Ibiza (Baléares, Espagne). *Geologica Romana*, **18**, pp. 1-21.

Baccelle L. S. & Nardi S. (1991) - Interaction between calcium carbonate and organic matter: An example from the Rosso Ammonitico Veronese (Veneto, north Italy). *Chemical geology*, 93 (3-4), pp. 303-311.

Balinski A., Olempska E. & Racki G. (2002) - Biotic responses to the Late Devonian global events: Introductory remarks. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47 (2).

Balseiro D., Xaisfeld B. G. & Buatois L. A. (2010) - Unusual trilobite biofacies from the Lower Ordovician of the Argentine Cordillera Oriental: new insights into olenid palaeoecology. *Lethaia*, 44, pp. 58-75.

Barrouquere G., Deramond J. & Majeste-Menjoulas C. (1969) - Interprétation microtectonique de la structure griotte. *C. R. Académie des sciences de Paris*, D. 269, (4), pp. 413-433.

Bastien C. (1967) - Essai d'étude sédimentologique des grès de Dkhissa (région d'Ougarta – Dévonien inférieur). *Publications du service géologique d'Algérie*, 35, pp. 81-88.

Bastien C., Chennaux G., Mazelet P., Umbach P. & Bascone-Lehmann J.P. (1965) - Dévonien de l'Ougarta, étude sédimentologique. *SN-REPAL, rapport interne (inédit)*.

Bathurst R. G. (1971) - Carbonate Sediments and Their Diagenesis. *Developments in Sedimentology* 12. Elsevier, Amsterdam.

Bathurst R. G. (1987) - Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones : stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, 34, pp. 749-778.

Becker R. T. (1993) - Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lower-most Carboniferous global ammonoid diversity. *Systematics Association Special Volume*, 47, pp. 115-115.

Becker R. T. (2000) - Taxonomy, evolutionary history and distribution of the middle to late Famennian Wocklumeriina (Ammonoidea, Clymeniida). *Fossil Record*, 3 (1), pp. 27-75.

Becker R. T. (2002) - Alpinites and other Posttornoceratidae (Goniatitida, Famennian). *Fossil Record*, 5 (1), pp. 51-73.

Becker R. T. & House M. R. (1994) - Kellwasser Events and goniatite successions in the Devonian of the Montagne Noire with comments on possible causations. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, 169, pp. 45-77.

Becker R. T., Feist R., Flajs G., House M. R. & Klapper G. (1989) - Frasnian-Famennian extinction events in the Devonian at Coumiac, southern France. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 309 (2), pp. 259-266.

Becker R. T., House M. R. & Kirchgasser W. T. (1993) - Devonian goniatite biostratigraphy and timing of facies movements in the Frasnian of the Canning Basin, Western Australia. *Geological Society, London, Special Publications*, 70 (1), pp. 293-321.

Becker R. T., House M. R., Bockwinkel J., Ebbighausen V. & Aboussalam Z. S. (2002) - Famennian ammonoid zones of the eastern Anti-Atlas (southern Morocco). – *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 93, pp. 159-205.

Becker R. T., Ashouri A. R. & Yazdi M. (2004) - The Upper Devonian Annulata Event in the Shotori Range (eastern Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, pp. 119-143.

Becker R. T., Gradstein F. M. & Hammer O. (2012) - The Devonian period. In: *The geologic time scale*. pp. 559-601.

Becker R. T., Hartenfels S., Aboussalam Z. S., Tragelehn H., Brice D. & El Hassani A. (2013) - The Devonian–Carboniferous boundary at Lalla Mimouna (northern Maider)—a progress report. *Documents de l'Institut scientifique de Rabat*, 27, pp. 109-117.

Becker R. T., Königshof P. & Brett C. E. (2016) - Devonian climate, sea level and evolutionary events: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 423 (1), pp. 1-10.

Ben Saou M. (1990) - Le Protérozoïque terminal - Cambrien inférieur de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : Un rift intra continental établi au voisinage d'une zone de suture panafricaine, *Thèse de spécialité de 3^{ème} cycle, Université Mohammed-V, Rabat*, 246 p.

Ben Saou M & Hamoumi N. (2001) - L'Anti Atlas occidental du Maroc : Etude sédimentologique et reconstitutions paléogéographiques au Cambrien inférieur. *Journal of African Earth Sciences*, vol. 32, pp. 351-372.

Benachour H. B. (2000) - Modalité de la transgression du Dévonien moyen à partir des coupes du Km 30 (Vallée de la Soura) et d'Ain Cheikh (Bassin de Reggane). *Mémoire de Magister, Université d'Oran*, 2000. P. 69.

Bendella M. (2012) - Évolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie occidentale : inventaire et mise en évidence des événements anoxiques. *Thèse Doctorat, Université d'Oran*, 161 p.

Bendella M. & Ouali-Mehadji A. (2014) - Depositional environment and Ichnology (Nereites ichnofacies) of the Late Devonian Sahara region (SW Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 8 (8), pp. 5303-5316.

Benhamou M., Elmi S., Abbache A., Ouali-Méhadli A., Malti F. Z. & Mekkaoui A. (2000) - The « griottes » nodular facies of the Western Saharian Frasnian (Ougarta through, Algeria). *First International Conference on Geology Africa, Assiut-Egypt*. 41 p.

Benhamou M., Abbache A., Elmi S., Mekahli L., Ouali-Mehadji A., Racheboeuf P. & Boumendjel K. (2004) - Les « calcaires griottes » et faciès associés du Dévonien supérieur des environs de Beni-Abbès et Djebel Hèche (Saoura, Algérie). *Bull. Serv. Géol. d'Algérie*, 15, 1, pp. 27-49.

Benton M. J. & Twitchett R. J. (2003) - How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event. *Trends in Ecology and Evolution*, 18 (7), pp. 358-365.

Benyoucef M., Malti F. Z., Adaci M., Fellah A. H., Abbache A., Cherif A., Sidhoum R. & Bensalah M. (2015) - Évolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et paléogéographique du flysch de Ben-Zireg (Viséen inférieur, Algérie). *Geodiversitas* 37 (1) : pp. 5-29.

Benziane F. & Yazidi A. (1992) - Corrélations des formations du Protérozoïque supérieur. *Notes et Mémoires Service Géologique du Maroc*, 366, pp. 147-157.

Benziane F., Yazidi A. & Prost A. E. (1983) - Le passage du Précambrien, le Cambrien précoce volcanique et sédimentaire de l'anti-atlas oriental, comparaisons avec l'anti-atlas occidental. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (4), pp. 549-556.

Berger W. H. (1974) - Deep-sea sedimentation. In : *The geology of continental margins*. Springer Berlin Heidelberg. pp. 213-241.

Berner R. A. (1991) - A model for atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 291 (4), pp. 339-376.

- Berner R. A. (1994)** - A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, GEOCARB II. 294 (1), pp. 56-91.
- Berner R. A. (1998)** - The carbon cycle and carbon dioxide over Phanerozoic time : the role of land plants. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B : Biological Sciences*, 353 (1365), pp. 75-82.
- Berner R. A. (2001)** - Modeling atmospheric O₂ over Phanerozoic time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 (5), pp. 685-694.
- Berner R. A. & Kothavala Z. (2001)** - GEOCARB III : a revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 301 (2), pp. 182-204.
- Berner R. A., Beerling D. J., Dudley R., Robinson J. M. & Wildman Jr. R. A. (2003)** - Phanerozoic atmospheric oxygen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31 (1), pp. 105-134.
- Bernoulli D. (1964)** - Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, pp.118-134.
- Bernoulli D. (1972)** - North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies : A comparaison. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*, XI, pp. 801-871.
- Beuf S., Biju-Duval B., De Charpal O. & Gariel O. (1969)** - Homogénéité des directions des paléocourants du Dévonien inférieur au Sahara central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D*, 268, pp. 2026-2029.
- Beuf S., Biju-Duval B., Rognon O., Gariel O. & Bennacef A. (1971)** - Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Publ. I F. P. Coll. « Sciences et Techniques du Pétrole »*, 18, 357 fig., 30 pl., 1 carte h. t., pp. 1-464.
- Bignot G. (1972)** - Les microfaciès et leur utilisation stratigraphique. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min*, 77, pp. 93-107.
- Biju-Duval B. (1999)** - Géologie sédimentaire. *Editions OPHRYS*.
- Black R., Ba H., Ball E., Bertrand J. M., Boullier A. M., Caby R. & Wright L. I. (1979)** - Outline of the Pan-African geology of Adrar des Iforas (Republic of Mali). *Geologische Rundschau*, 68 (2), pp. 543-564.
- Blakey R. C. (2007)** - Global palaeogeography - Mollewide Plate Tectonic Maps. *Palaeobotanical research group, Dept. of Geology, Northern Arizona Univ., Flagstaff, University Münster.* Accessible en ligne : <http://www.uni-muenster.de/geopalaeontologie/palaeo/palbot/seite15.html>
- Blatt H., Middleton G. & Murray R. (1980)** - Origin of sedimentary rocks. *Second édition. Prentice. Hall, Englewood cliffs*, New Jersey, 782 p.
- Blès J. L. (1969)** - Les relations des microfractures avec le plissement dans la région du Djebel Ben Tadjine et au « km 30 » (Chaînes d'Ougarta-Sahara occidental, Algérie). *Publication Service Géologique Algérie*, 39, pp. 193-204.
- Bond D. P. & Wignall P. B. (2008)** - The role of sea-level change and marine anoxia in the Frasnian–Famennian (Late Devonian) mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 263 (3), pp. 107-118.
- Boreen T. D. & James N. P. (1995)** - Stratigraphic sedimentology of Tertiary cool-water limestones, SE Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 65 (1).

Borre M. & Fabricius I. L. (1998) - Chemical and mechanical processes during burial diagenesis of chalk : an interpretation based on specific surface data of deep-sea sediments. *Sedimentology* 45, pp. 755-769.

Botquelen A., Loi A., Gourvenec R., Leone F. & Dabard M. P. (2004) - Formation et signification paléo-environnementale des concentrations coquillières: exemples de l'Ordovicien de Sardaigne et du Dévonien du Massif armoricain. *Comptes Rendus Palevol*, 3 (5), pp.353-360.

Boucot A. J. (1975) - Standing diversity of fossil groups in successive intervals of geologic time viewed in the light of changing levels of provincialism. *Journal of Paleontology*, pp. 1105-1111.

Bouima T. (1986) - Le gîte de Rahmani (monts d'Ougarta, Algérie), sédimentologie du Cambrien inférieur et étude des minéralisations stratiformes cuprifères associées: mise en évidence d'un processus de remobilisation de type Roll (Doctoral dissertation). Paris 11.

Boulvain F. (1993) - Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques du Frasnien de l'Ardenne. *Professional Paper Belgian Geological Survey*, 260 (1 et 2), pp. 1-427.

Boulvain F., Mabile C., Poulain G. & Da Silva A. C. (2009) - Towards a palaeogeographical and sequential framework for the Givetian of Belgium. *Geologica Belgica*, 12, pp. 161-178.

Bouma A. H. (1962) - Sedimentology of some flysch deposits : A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Pub. Amsterdam* : pp. 1-168.

Boumendjel K., Loboziak S., Paris F., Steemans P. & Strel M. (1988) - Biostratigraphie des Miospores et des Chitinozoaires du Silurien supérieur et du Dévonien dans le bassin d'Illizi (SE du Sahara algérien). *Geobios*, 21 (3), pp. 329-357.

Boumendjel K., Morzadec P., Paris F., Plusquellec Y., Brice D., Copper P., Gourvenec R., Jahnke H., Lardeux H., Le Menn J., Melou M. & Racheboeuf P. (1997) - Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 5 (2^{ème} série), pp. 89-116.

Bourbon M. (1982) - La genèse des calcaires noduleux en Biaconnais (Haute-Alpes) : une conséquence de l'instabilité tectonique de ce domaine au Malm inférieur. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 7, pp. 129-138.

Bourgeois J. (1980) - A Transgressive Shelf Sequence Exhibiting Hummocky Stratification : the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), Southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Research*, 50 (3).

Bourquin S. & Durand M. (2007) - International Field Workshop on 'The Triassic of eastern France - Livret d'excursion - *Mémoires Géosciences Rennes*, hors-série n° 5, 80 p.

Bourrouilh R. (1981) - « Orthoceratitico-Rosso » et « Goniaticitico-Rosso » : Faciès marqueurs de la naissance et de l'évolution de paléomarges au Paléozoïque. In : *Rosso Ammonitico Symposium Proc.* (Ed. by A. Farinacci A. & Elmi S.), Tecnoscienza, Roma. pp. 39-59.

Bourrouilh R., Bourque P. A., Dansereau P., Bourrouilh-Le Jan F. & Weyant P. (1998) - Synsedimentary tectonics, mud-mounds and sea-level changes on a Palaeozoic carbonate platform margin : a Devonian Montagne Noire example (France). *Sedimentary geology*, 118 (1), pp. 95-118.

- Bouyx E., Blaise J., Brice D., Gourvenec R., Lardeux H. & Le Menn J. (1992)** - Implications paléogéographiques des affinités nord-gondwaniennes et rhénanes des faunes dévoniennes de la zone de Meguma (Appalaches septentrionales). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 315 (3), pp. 337-343.
- Boyer F., Krylatov S., Le Fievre J. & Stoppel D. (1968)** - Le Dévonien supérieur et la limite dévono-carbonifère en Montagne Noire (France). Lithostratigraphie - biostratigraphie (Conodontes). *Bulletin du Centre de Recherche de Pau-SNPA*, 2 (I), pp. 5-33.
- Braga J. C., Cmas M. C., Delgado F., Garcia-Hernandez M., Jimenez A. P. Rivas P. & Vera J. A. (1980)** - The liassic Rosso Ammoniticofacies in the subbetic zone (Spain). Genetic considerations. *Rosso Ammonitico Symposium*, Rome.
- Brasier M. D. (1988)** - Foraminiferid extinction and ecological collapse during global biological events. *Extinction and survival in the fossil record*, 34, pp. 37-64.
- Breda A., Mellere D. & Massari F. (2007)** - Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy). *Sedimentary geology*, 200 (1), pp. 31-55.
- Brenchley P. J. (1985)** - Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9 (4), pp. 369-396.
- Brenchley P. J. & Harper D. A. T. (1998)** - *Palaeoecology. Ecosystems, Environments and Evolution*. London Chapman & Hall, 407 pp.
- Brice D. (1997)** - Brachiopodes Pentameridea, Rhynchonelloidea, Athyroidea, Retzoidea, Atrypoida et Terebratuloida. In : Boumendjel *et al.* Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 5 (2^{ème} série), pp. 105-107.
- Briggs D. E., Bottrell S. H. & Raiswell R. (1991)** - Pyritization of soft-bodied fossils: Beecher's Trilobite Bed, Upper Ordovician, New York State. *Geology*, 19 (12), pp. 1221-1224.
- Bromley R. G. (1996)** - Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications. *Second edition*. Chapman & Hall, London, 361 p.
- Brown C. B. (1943)** - Discussion of sedimentation in reservoirs by J. Witzig. In : *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*. Vol. 69, No. 6, pp. 1493-1500.
- Brown Jr. L. F. & Fischer W. L. (1977)** - Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration : American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 26, pp. 213-248.
- Buatois L. A., Mángano M. G., Fregenal-Martínez M. A. & Gibert J. M. (2000)** - Short-term colonization trace-fossil assemblages in a carbonate lacustrine Konservat-Lagerstätte (Las Hoyas fossil site, Lower Cretaceous, Cuenca, Central Spain). *Facies*, 43 (1), pp. 145-156.
- Buggisch W. (1991)** - The global Frasnian-Famennian « Kellwasser Event ». *Geologische Rundschau*, 80 (1), pp. 49-72.
- Bultynck P. & Walliser O. H. (2000)** - Emsian to Middle Frasnian sections in the northern Tafilalt. *Notes et Mémoires du Service géologique Maroc*, 399, pp. 11-20.
- Burchette T. P. & Wright V. P. (1992)** - Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79 (1-4), pp. 3-57.

Burkhard M. (1990) - Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-350 °C). In : Knipe R.J. & Rutter E.H. (eds.) : Deformation mechanisms, rheology and tectonics. *Spec. Publ., Geol. Soc. London*, pp. 241-257.

Caby R. (1963) - Etude géologique et métallogénique du bord interne de la zone houillère et de la bordure des schistes lustrés entre Modane et la vallée étroite (Savoie, Haut Val de Susa) (*Doctoral dissertation, Université de Paris*).

Caby R. (1967) - Existence du Cambrien à faciès continental (« série pourprée », « Nigritien ») et importance du volcanisme et du magmatisme de cet âge au Sahara central (Algérie), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, pp.1386-1389.

Caby R. (1970) - La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central Algérie). Sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Th. Doct. Etat, Montpellier : Univ. Sci. Techn. Languedoc et Publ. Sous-Dir. Géol., Alger, 1983, N^{elle} sér.*, 47, 290 p.

Caby R. (1983) - Les molasses pan-africaines en Afrique occidentale: synthèse des données stratigraphiques, paléogéographiques et géochronologiques. *Bassins sédimentaires en Afrique. Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, 15*, pp. 11-12.

Campbell I. C., Poole C., Giesen W. & Valbo-Jorgensen J. (2006) - Species diversity and ecology of the Tonle Sap Great Lake, Cambodia. *Aquatic Sciences* **69 (3)**: pp. 355-373.

Canfield D. E., Raiswell R. & Bottrell S. H. (1992) - The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *American Journal of Science*, 292 (9), pp. 659-683.

Caputo M. V. (1985) - Late Devonian glaciation in South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51 (1), pp.291-317.

Caputo M. V. & Crowell J. C. (1985) - Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society of America Bulletin*, 96 (8), pp. 1020-1036.

Carney R. S. (1994) - Consideration of the oasis analogy for chemosynthetic communities at Gulf of Mexico hydrocarbon vents. *Geo-Marine Letters*, 14 (2-3), pp. 149-159.

Casier J. G. (1982) - Les ostracodes du Frasnien et de la base du Famennien de la coupe du Km 30 (Saoura, Sahara algérien). *Bulletin de la Société Belge de Géologie, Bruxelles*, **91** (4) : pp. 195-207.

Casier J. G. (1985) - Les ostracodes de la partie supérieure de la Formation de Teferguenite (Givétien) et de la Formation de Marhouma (Givétien-Famennien) de la coupe du Km 30 (Saoura, Sahara algérien). *Geobios, Lyon*, **18** (6) : pp. 833-846.

Casier J. G. (1986) - Les ostracodes de la partie supérieure de la Formation de Teferguenite : erratum. *Geobios*, **19** (2), 266.

Casier J. G. (2004) - The mode of life of Devonian entomozocean ostracods and the Myodocopid Mega-Assemblage proxy for hypoxic events. *Bulletin de L'Istitut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 74, pp. 73-80.

Casier J. G. & Lethiers F. (1998 a) - Ostracods Late Devonian mass extinction: the Schmidt quarry parastratotype (Kellerwald, Germany). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Séries II A, Earth and Planetary Science*, 326 (1), pp. 71-78.

Casier J. G. & Lethiers F. (1998 b) - Les Ostracodes du Frasnien terminal (Zone à linguiformis des Conodontes) de la coupe du col de Devils Gate (Nevada, USA). *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique, Sci. de la terre*, 66, pp. 77-95.

Casier J. G., Lethiers F. & Claeys P. (1996) - Ostracod evidence for an abrupt mass extinction at the Frasnian/Famennian boundary. *Comptes rendus Acad. Sci. Paris. Serie 2, Sciences de la Terre et des planetes, fascicule A*, 322, pp. 415-422.

Casier J. G., Lethiers F. & Preat A. (2002) - Ostracods and sedimentology of the Devonian-Carboniferous stratotype section (La Serre, Montagne Noire, France). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 72, pp. 43-68.

Catuneanu O. (2002) - Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35 (1), pp. 1-43.

Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J. P., Blum M. D., Dalrymple R. W., Eriksson P. G., Fielding C. R., Fisher W. L., Galloway W. E., Gibling M. R., Holbrook J. M., Jordan R., Kendall C. G. S. C., Macurda B., Martinsen O. J., Miall A. D., Neal J. E., Nummedal D., Power L., Posamentier H. W., Pratt B. R., Sarg J. F., Shanley K. W., Steel R. J., Strasser A., Tucker M. E., Winker C. & Giles K. A. (2009) - Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92 (1), pp. 1-33.

Catuneanu O., Galloway W. E., Kendall C. G. S. C., Miall A. D., Posamentier H. W., Strasser A. & Tucker M. E. (2011) - Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on stratigraphy*, 44 (3), pp. 173-245.

Cecca F., Fourcarde E. & Azema J. (1992) - The disappearance of the « Ammonitico-Rosso ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99, pp. 55-70.

Chamley H. (1987) - *Sédimentologie*. Editions Dunod, Paris, 175 p.

Chamley H. (2000) - Bases de sédimentologie. Dunod, Paris, 2^{ème} édition, 178 p.

Cheel R. J. & Leckie D. A. (1993) - Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Revue*, 1, pp. 103-122.

Chen D. & Tucker M. E. (2003) - The Frasnian-Famennian mass extinction : insights from high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy in South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193 (1), pp. 87-111.

Chikhaoui M. (1974) - Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta (Saoura). *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Fac. Sci. Alger*, 2 vol. t1, 13 fig., 11 tabl., t2, 22 pl., 114 p.

Chikhaoui M. (1981) - Les roches volcaniques du protérozoïque supérieur de la chaîne pan-africaine dans le NW de l'Afrique (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas): caractérisation géochimique et minéralogique, implications géodynamiques (*Doctoral dissertation, Université des sciences et techniques du Languedoc*).

Chikhaoui N. & Donzeau M. (1972) - Le passage Précambrien-Cambrien dans les monts d'Ougarta : Le conglomérat du Djebel Ben Tadjine (Saoura-Sahara algérien nord-occidental). *Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*.

Choubert G. (1950) - Réflexions au sujet du Pliocène continental. *Notes Serv. Géol. Maroc*, 3, pp. 13-91.

Choubert G. (1952) - Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. *In : Géologie du Maroc. Notes et mém. Serv. Géol. Maroc*, 100, pp. 1-77.

Choubert G. (1963) - Essai de mise au point du problème des « ignimbrites ». *Bulletin Volcanologique*, 25 (1), pp. 123-140.

Choubert G. & Jacquemont P. (1952) - Nouvelles mesures des épaisseurs des séries paléozoïques de l'Anti-Atlas. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 95, pp. 19-25.

Claeys P., Casier J. G. & Margolis S. V. (1992) - Microtektites and mass extinctions. Evidence for a late Devonian asteroid impact. *Science*, 257 (5073), pp. 1102-1104.

Claeys P., Kyte F. T. & Casier J. G. (1994) - Frasnian-Famennian Boundary: Mass Extinctions, Anoxic Oceans, Microtektite Layers, *But Not Much Iridium?*. *LPI Contributions*, pp. 825, 22.

Claoué-Long J. C., Jones P. J., Roberts J. & Maxwell S. (1992) - The numerical age of the Devonian-Carboniferous boundary. *Geological Magazine*, 129 (03), pp. 281-291.

Clariond L. (1932) - Sur l'extension des mouvements anté-viséens au Maroc. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris*, 195, pp. 717-718.

Clariond L. (1933) - Les terrains primaires et la Hamada de Taouz (Confins algéro-marocains du Sud). *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 1933 (2), pp. 47-48.

Clariond L. (1934 a) - Sur le Dévonien du Tafilalt et du Maroc. *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France 1934*, 5-11.

Clariond L. (1934 b) - A propos d'une coupe de la région d'Erfoud. *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France 1934*, pp. 223-224.

Clariond L. (1934 c) - La série paléozoïque des territoires du Tafilalt (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 198, pp. 2270-2272.

Clariond L. (1935) - Série primaire du Sarro, du Maïder et du Tafilalet. *Bull. Ass. Etudes géol. Méd. occ., Barcelone*, 5, 1.

Clariond L., Leca F. & Termier H. (1933) - Observations géologiques sur les terrains primaires de la bordure méridionale du Djebel Grouz (confins algéro-marocains du Sud). *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France*, 5, 148 p.

Cojan I. & Renard M. (1997) - Sédimentologie. Enseignement des Sciences de la terre. *Editions Masson*.

Collinson J. D. (1969) - The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Research*, 39 (1).

Collomb P. & Donzeau M. (1974) - Relations entre kink-bands décamétriques et fractures de socle dans l'Hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Tectonophysics*, 24 (3), pp. 213-242.

Comas M. C., Oloriz F. & Tavera J. M. (1980) - The red nodular limestones "Ammonitico Rosso" and associated facies : a key for settle slopes or swell areas in the subbetic upper Jurassic submarine topography (Southern Spain). *Rosso Ammonitico Symposium*, Rome.

Conrad G. (1970) - L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). *Éditions du Centre national de la recherche scientifique*.

Conrad J. (1984) - Les séries carbonifères du Sahara central algérien : stratigraphie, sédimentation, évolution structurale. *Thèse de Doctorat Es-Sciences, Université Aix-Marseille III*, France, 359 p.

Conrad J., Massa D. & Weyant M. (1986) - Late Devonian regression and early Carboniferous transgression on the northern African platform. *Annales de la Société géologique de Belgique* 109 ; pp. 113-122.

Copper P. (1977) - Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 21 (3), pp. 165-207.

Copper p. (1986) - Frasnian/Famennian mass extinction and cold-water oceans. *Geology*, 14 (10), pp. 835-839.

Copper P. (2002) - Reef development at the Frasnian/Famennian mass extinction boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181 (1), pp. 27-65.

Corcoran P. L. (2008) - Ordovician paleotopography as evidenced from original dips and differential compaction of dolostone and shale unconformably overlying Precambrian basement on Manitoulin Island, Canada. *Sedimentary Geology*, 207 (1), pp. 22-33.

Cornamusini G. (2004) - Sand-rich turbidite system of the Late Oligocene Northern Apennines foredeep : physical stratigraphy and architecture of the « Macigno costiero » (coastal Tuscany, Italy). *Geological Society, London, Special Publications*, 222 (1), pp. 261-283.

Coudray J. & Michel D. (1981) - Analyse sédimentologique des « calcaires noduleux » qui encadrent les radiolarites du Dinantien de la Montagne noire (France) et apport des données expérimentales à la compréhension de leur genèse. In : Farinacci A. et Elmi S. (Eds). Rosso Ammonitico, *Symp. Proc., Ediz., Tecnoscienza*, Roma, 1 fig., 1 tab., 3 pl, pp. 149-167

Cramez C. (1990) - Glossaire de stratigraphie séquentielle : *anglais-français*. Editions Technip.

Crilat S. (1983) - Le Devonien supérieur et le Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne Noire (Frasnien, Famennien, Tournaisien). *IGCP n 5, Newsletter*, 5, pp. 231-254.

Crônier C., Feist R. & Auffray J. C. (2004) - Variation in the eye of Acuticryphops (Phacopina, Trilobita) and its evolutionary significance : a biometric and morphometric approach. *Paleobiology*, 30 (03), pp. 471-481.

Cross T.A . (1988) - Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA.

Cuvillier J. (1952) - La notion de « microfaciès » et ses applications. In : *VIII Congresso Nazionale di Metano e Petroleo, sect. I*, pp. 1-7.

Dando P. R., Hughes J. A., Leahy Y., Niven S. J., Taylor L. J. & Smith C. (1995) - Gas venting rates from submarine hydrothermal areas around the island of Milos, Hellenic Volcanic Arc. *Continental Shelf Research*, 15 (8), pp. 913-929.

Debelmas J. & Mascle G. (2004) - les grandes structures géologiques. *Dunod*. 206 fig. 307 P.

Deleau P. (1951) - Les bassins houillers du Sud oranais dans la région de Colomb-Béchar, Abdala. Livre I: Stratigraphie, sédimentation, paléogéographie. *Bull. Serv. Carte géol.*, 20, 278.

Deleau P. (1952) - La région de Colomb-Béchar. *XIXe Congrès Géologique International*.

Delépine G. & Menchikoff N. (1937) - La faune des schistes carbonifères a Proshumardites de Haci-Diab (Confins algéro-marocains du Sud). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (5), 7.

Delgado F., Linares A., Sandoval J. & Vera J. A. (1981) - Contribution à l'étude de l'Ammonitico-Rosso du Dogger dans la zone sub-bétique. In A. Farinacci et S. Elmi, ed. Rosso Ammonitico, *Symp. Proc., Ediz., Tecnoscienza*, Roma, pp. 181-195, 5 fig.

Dercourt J. (2002) - Géologie et géodynamique de la France Outre-mer et européenne. *Dunod*, 3^{ème} édition, 336 p.

Deshayes G. P. (1865) - Note sur le genre *Trochotoma* et description d'une espèce nouvelle de sable de Bordeaux.

Destombes J. (1963) - Quelques nouveaux Phacopina (trilobites) de l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Maroc). *Notes du Service géologique du Maroc*, 23, pp. 47-64.

Destombes J., Hollard H. & Willefert S. (1985) - Lower Palaeozoic rocks of Morocco. *Lower Palaeozoic rocks of the world*, 4, pp. 157-184.

Dickins J. M. (1993) - Climate of the late Devonian to Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 100 (1-2), pp. 89-94.

Donzeau M. (1971) - Etude structurale dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta. *Th. Doct. 3^{ème} Cycle, Fac. Sci. Orsay, Univ. Paris – Sud*.

Donzeau M. (1974) - L'Arc de l'Anti-Atlas-Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie-Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris* 278, pp. 417-420.

Donzeau M. (1983) - Tectonique des monts d'Ougarta. In Fabre, J. (Ed.), *Afrique de l'Ouest. Introduction Géologique et termes stratigraphiques. Lexique stratigraphique international. Pergamon Press, Oxford*, pp. 118-120.

Donzeau M. & Zellouf K. (1973) - La jonction Ougarta-Anti-Atlas : Structure de la région de Tadaout El Berhil (Sahara occidental algérien).

Douvillé H. (1902) - Sur les analogies des faunes fossiles de la Perse avec celles de l'Europe et de l'Afrique. *Bull. Soc. Géol. France, sér. 4*.

Droser M. L., Bottjer D. J., Sheehan P. M. & McGhee G. R. (2000) - Decoupling of taxonomic and ecologic severity of Phanerozoic marine mass extinctions. *Geology*, 28 (8), pp. 675-678.

Ducrot J., De la Boisse H., Renaud U. & Lancelot J. (1979) - Synthèse géochronologique sur la succession des événements magmatiques pan-africains au Maroc, dans l'Adrar des Iforas et dans l'est du Hoggar. *Xe Coll. Afr. Géol., Montpellier, Abstr. vol.*, 40.

Dumas S. & Arnott R. W. C. (2013) - Origin of « Hummocky and swaley cross-stratification ». The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *The Geological Society of America*, 34, pp. 1073-1076.

Dunham R. J (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In : Classification of carbonate rocks (W.E. Ham. ed.). *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, Mém. 1, pp. 108-121.

Echarfaoui H., Hafid M. & Ôt Salem A. (2002) - Structure sismique du socle Paléozoïque du bassin des Doukkala, Mole côtier, Maroc occidental. Indication en faveur de l'existence d'une phase eovarisque. *Comptes Rendus Geosciences*, 334, pp. 13-20.

Eder W. (1982) - Diagenetic redistribution of carbonate, a process in forming limestone-marl alternations (Devonian and Carboniferous, Rheinisches Schiefergebirge, W. Germany). In : Einsele G., Seilacher A. (Eds.), *Cyclic and Event Stratification*. Springer, Berlin, pp. 98-112.

Einsele G. (1982) – Limestone-marl cycles (periodites): diagnosis, significance, causes - a review. In : Einsele G. & Seilacher A. (Eds.), *Cyclic and Event Stratification*. Springer, Berlin, pp. 8-53.

Einsele G. (1992) - *Sedimentary basins : evolution, facies, and sedimentary budget*. Springer-Verlag.

Einsele G. & Seilacher A. (1982) - Paleogeographic significance of tempestites and periodites. In : *Cyclic and Event Stratification*, Berlin, Heidelberg. pp. 531-536.

Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (1991) - Cycles and Events in Stratigraphy. Springer, Berlin.

Elf Aquitaine (1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Eléments d'interprétation. *Centre de Recherches de Baussens et de Pau*. 76 fig., 28 tabl., 17 pl., 231 p.

Eller M. G. (1981) - The red chalk of Eastern England : a Cretaceous analogue of Rosso Ammonitico. In : *Rosso Ammonitico symposium proceedings*. *Tecnoscienza, Rome*. pp. 207-231.

Elloy R. (1972) - Réflexions sur quelques environnements récifaux du Paléozoïque. *Bulletin du Centre de Recherches Pau, SNPA*, 6, pp. 1-105.

Elmi S. (1978 a) - Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCVII, Lille, 3 fig., pp. 315-323.

Elmi S. (1978 b) - Bioturbation et tri mécanique, facteurs déterminants dans la genèse des calcaires « noduleux » et des « Ammonitico-Rosso ». 6^{ème} Réunion ann. *Sc. Terre, Orsay, Soc. Géol. France*, 157, Paris.

Elmi S. (1981 a) - Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les Ammonitico-Rosso et les faciès associés au Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. In Farinacci A. & Elmi S. (Eds), Rosso Ammonitico Symp. *Proc. Tecnoscienza ed.*, Roma, 14 fig., 5pl., pp. 251-299.

Elmi S. (1981 b) - Classification typologique et génétique des Ammonitico-Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux: essai de synthèse. In Farinacci A. & Elmi S. (Eds) : Rosso Ammonitico Symp. *Proc., Ed. Tecnoscienza*, Roma., 1 fig., 3 pl., pp. 233-249.

Elmi S. (1984) - Tectonique et sédimentation jurassique. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France.-Mém. BRGM*, pp.166-175.

Elmi S. & Benest M. (1978) – Les « argiles de Saïda » : faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien) ; stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. *Livre jubilaire Jacques FLANDRIN. Documents du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, Villeurbanne, Hors Série, 4*, pp. 203-261.

Elmi S. & Ameer M. (1984) - Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens. *Estrato da Geo. Romana*, Vol. 23, 11 fig., pp. 13-22.

Elmi S., Dromart G., Galien F. & Talbi D. (1984) - Les contrôles de la structuration précoce de la bordure vivaro-cévenole (Hettangien à Oxfordien). *Bureau de recherche géologique et minière*.

Elrick M., Berkyová S., Klapper G., Sharp Z., Joachimski M. & Frýda J. (2009) - Stratigraphic and oxygen isotope evidence for My-scale glaciation driving eustasy in the Early–Middle Devonian greenhouse world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276 (1), pp. 170-181.

Embry A. F. (1993) - Transgressive-regressive (TR) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30 (2), pp. 301-320.

Embry A. F. (1995) - Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 5, pp. 1-11.

Embry A. F. (2001) - Sequence stratigraphy: what it is, why it works and how to use it. *Reservoir (Canadian Society of Petroleum Geologists)*, 28 (8), 15 p.

Embry A. F. & Klovan J. E. (1971) - A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 19 (4), pp. 730-781.

Ennih N. & Liégeois J. P. (2001) - The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research*, 112 (3), pp. 289-302.

Erwin D. H. (1993) - *The great Paleozoic crisis: life and death in the Permian*. Columbia University Press.

Fabre J. (1976) - Introduction à la géologie du Sahara Algérien. *Soc. Nat. Ed. et Diff., Alger*, pp. 1-422.

Fabre J. (1988) - Les séries paléozoïques d'Afrique : une approche. *Journal of African Earth Sciences*, 7, 1, pp. 1-40.

Fabre J. (2005) - Géologie du Sahara occidental et central. *Tervuren African Geoscience collection, Musée Royal de l'Afrique Centrale. Tervuren, Belgique*, 108, pp. 1-572.

Feist R. (1985) - Devonian stratigraphy of the southeastern Montagne Noire (France). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 75, pp. 331-352.

Feist R. (1991) - The late Devonian trilobite crises. *Historical Biology*, 5 (2-4), pp. 197-214.

Feist R. (2002) - The Palaeozoic of the Montagne Noire, southern France. *ECOS*, 8, 8th.

Feist R. & Schindler E. (1994) - Trilobites during the Frasnian Kellwasser crisis in European Late Devonian cephalopod limestones. *Forschungs Institut Senckenberg*.

Fekkak A., Pouclet A., Ouguir H., Badra L. & Gasquet D. (1999) - Le groupe du Néoprotérozoïque inférieur de Kelaat Mgouna (Saghro, Anti-Atlas, Maroc) ; témoin d'un stade précoce de l'extension pré-panafricaine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170 (6), pp.789-797.

Fekkak A., Boualoul M., Badra L., Amenzou M., Saquaque A. & El-Amrani I. E. (2000) - Origine et contexte géotectonique des dépôts détritiques du Groupe Néoprotérozoïque inférieur de Kelaat Mgouna (Anti-Atlas Oriental, Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 30 (2), pp. 295-311.

Fekkak A., Pouclet A. & Badra L. (2002) - The Pre-Pan-African rifting of Saghro (Anti-Atlas, Morocco) : example of the middle Neoproterozoic Basin of Boumalne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173 (1), pp. 25-35.

Fellah A. H. (2009) - L'anticlinal de Ben-Zireg : lithostratigraphie, évolution séquentielle et environnements de dépôt au Dévonien inférieur-moyen (Béchar, Sahara algérien nord-occidental). *Mémoire de magister, Université d'Oran*, 135 p.

Ferry S. (2008) - Sédimentologie de faciès. *Université de Claude-Bernard, Lyon1*. (Site Web, 2014). 70 p.

Ferry S. (2015) - Influence du cycle de marée sur les HCS littoraux. Données comparées de plages actuelles et de séquences côtières anciennes. *15^{ème} Congrès Français de Sédimentologie*, Chambéry, 13-15 octobre 2015, p. 177.

Field J. G., Clarke K. R. & Warwick R. M. (1982) - A practical strategy for analysing multispecies distribution patterns. *Marine ecology progress series*, pp. 37-52.

Fielding C. R., Stephens C. J. & Holcombe R. J. (1997) - Permian stratigraphy and palaeogeography of the eastern Bowen Basin, Gogango Overfolded Zone. *Tectonics and metallogenesis of the New England Orogen*, 80.

Fischer A. G. & Arthur M. A. (1977) - Deep-water carbonate environments. *SEPM Special Publication*, 25, pp. 19-50.

Flamand G. B. M. (1897) - Productions du Touat ; productions minérales. Aperçu général sur la géologie du Bassin de l'Oued Saoura et des régions limitrophes. In : Lacroix, N., de La Martinière, H.P. (Eds.), Documents pour servir à l'étude du Nord-Ouest africain. Gouvernement général de l'Algérie, service des affaires indigènes, Alger (III, 241-307, 473-540).

Flamand G. B. M. (1899) - Les pierres écrites (Hadjrat Mektoubat) du Sud Oranais. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Inscriptions et Belles-Lettres*, 43 (4), pp. 437-438.

Flamand G. B. M. (1900) - Une mission d'exploration scientifique au Tidikelt : aperçu général sur les régions traversées. In : *Annales de Géographie*. Vol. 9, No. 45, pp. 233-242.

Flamand G. B. M. (1902) - Sur la présence du terrain carbonifère dans le Tidikelt (archipel Touatien) Sahara.

Flamand G. B. M. (1905) - Sur l'existence de schistes à graptolites à Hacı-El-Khenig (Sahara central). *CR Acad. Sci., Paris*, 140, pp. 954-957.

Flamand G. B. M. (1911) - Recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). *Th. Sc. Univ. Lyon*, 47, pp. 1-1001.

Flügel E. (1982) - Evolution of Triassic reefs: current concepts and problems. *Facies*, 6 (1), pp. 297-327.

Flügel E. (2004) - Microfacies of carbonate rocks. *Analysis, interpretation and application*. 976 p.

Flügel E. (2010) - Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Verlag, Berlin*, 984 p.

Folk R. L. (1959) - Practical petrographic classification of limestone. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa, **43**, 1, 41 fig., pp. 1-38.

Follot F. (1952). Ahnet et Mouydir: XIX Congr. géol. Intern. Alger 1952. *Monogr. région., 1ere sér.: Algérie*, (0), 1.

Follot J. (1948) - Géologie - la série pourprée de l'Ahnet (Sahara central). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences*, 226 (24), pp. 1996-1997.

Follot J. (1950) - Sur l'existence de mouvements calédoniens au Mouydir (Sahara central). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences*, 230 (25), pp. 2217-2218.

Fordham B. G. (1992) - Chronometric calibration of mid-Ordovician to Tournaisian conodont zones: a compilation from recent graphic-correlation and isotope studies. *Geological Magazine*, 129 (06), pp. 709-721.

Forrest B. M. & Creese R. G. (2006) – Benthic impacts of intertidal oyster culture, with consideration of taxonomic sufficiency. *Environmental Monitoring and Assessment* 112: pp. 159-176.

Fournié D. (1973) - L'analyse séquentielle et la sédimentologie des roches carbonatées. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 7(1), pp. 147-169.

Frakes L. A., Francis J. E. & Syktus J. I. (1992) - Climate Modes of the Phanerozoic. *Cambridge University Press, Cambridge*.

Franke W. & Walliser O. H. (1983) – « Pelagic » carbonates in the Variscan Belt-their sedimentary and tectonic environments. In: *Intracontinental fold belts*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 77-92.

Freytet P. (1992) - Exemples de fossilisation de restes végétaux (Algues, feuilles) par de la calcite, en milieu fluviatile et lacustre. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 39, pp. 69-14.

Fürsich F. T. (1973) - *Thalassionides* and the origin of nodular limestone in the Corallian Bed (Upper Jurassic) of southern England. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, pp. 136-156.

Galloway W. E. (1989) - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG bulletin*, 73 (2), pp. 125-142.

Garcia-Alcalde J. L. & Racheboeuf P. R. (1978) - Nouveaux brachiopodes Chonetacea du Dévonien de la Cordillère cantabrique (Nord-Ouest de l'Espagne). *Geobios*, 11 (6), pp. 835-865.

García-Hernández M., López-Garrido A.C., Rivas P., Sanz de Galdeano C. & Vera J.A. (1980) - Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera.

Garisson R. E. & Fischer A. G. (1969) - Deep – water limestones and radiolarites of the alpine Jurassic. In: G. M. Friedman (ed). *Depositional environment in carbonate rocks*. Sp. Publ. S.E.P.M., 14, pp. 20-56.

- Gautier E. F. (1902)** - Sur les terrains paléozoïques de l'Oued Saoura et Gourara. *C. R. Acad. Sc.*, 125 (23), pp. 1071-1073.
- Gautier E. F. (1903)** - Le Sahara Oranais. *Ann. Géogr.*, 12, 235 p.
- Gautier E. F. (1906)** - Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura, Gourara, Touat). *Bull. Soc. Géol. France*, 6, pp. 729-767.
- Gawthorpe R. L. (1986)** - Sedimentation during carbonate ramp-to-slope evolution in a tectonically active area: Bowland Basin (Dinantian), northern England. *Sedimentology*, 33 (2), pp. 185-206.
- Geldsetzer H. H. J., Goodfellow W. D. & McLaren D. J. (1993)** - The Frasnian-Famennian extinction event in a stable cratonic shelf setting: Trout River, Northwest Territories, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104 (1-4), pp. 81-95.
- George T. N. (1970)** - British Regional Geology: *South Wales*. Hmsco Books.
- Gevin P. (1948)** - Serie Paleozoïque d'Aouinet Legra (Sahara occidental). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5 (6-7), pp. 369-381.
- Gevin P. (1952)** - Le projet de barrage sur l'oued Meffrouch, éléments de technologie des barrages Algériens et de quelques ouvrages annexes. *XIXème congrès géologique international, Alger*.
- Gevin P. (1960)** - Études et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires: Bordures sédimentaires. *Service de la carte géologique de l'Algérie*.
- Ghienne J. F., Boumendjel K., Paris F., Videt B., Racheboeuf P. & Salem H. A. (2007)** - The Cambrian–Ordovician succession in the Ougarta Range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, 82 (3), pp.183-214.
- Ghiorse W. C. (1984)** - Biology of iron-and manganese-depositing bacteria. *Annual reviews in microbiology*, 38 (1), pp. 515-550.
- Girard C., Robin E., Rocchia R., Froget L. & Feist R. (1997)** - Search for impact remains at the Frasnian–Famennian boundary in the stratotype area, southern France. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 132 (1), pp. 391-397.
- Gluyas J. G. (1984)** - Early carbonate diagenesis within Phanerozoic shales and sandstones of the NW European shelf. *Clay Minerals*, 19 (3), pp. 309-321.
- Göddertz B. (1987)** - Devonische Goniatiten aus SW – Algerien und ihre stratigraphische Einordnung in die Conodonten-Abfolge. *Palaeontographica*, 197 (4-6), pp. 127-220.
- Gomez Silva M., Pacaud M. & Wiel F. (1963)** - Contribution à l'étude du Cambro-Ordovician des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, pp. 134-141.
- Gonzalez R. (1993)** - Die Hauptrogenstein-Formation der Nordschweiz (mittleres Bajocien bis unteres Bathonien). *Ph. D Thesis, Veröff. Geol. Paläontol. Inst. Basel* 2, 378 p.
- Gonzalez R. (1996)** - Response of shallow-marine carbonate facies to third-order and high-frequency sea-level fluctuations: Hauptrogenstein Formation, northern Switzerland. *Sedimentary Geology*, 102 (1), pp. 111-130.

Gouvernec R. (1997) - Brachiopodes, Spiriferida. In Boumendjel et al. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 5 (2^{ème} série), pp.108-111.

Grad C. (1873) - Description des formations glaciaires de la chaîne des Vosges en Alsace et en Lorraine. *Savy, Barth, Perrin*.

Gradstein F. M. & Ogg J. (1996) - A Phanerozoic time scale. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, 19 (1), pp. 3-6.

Gradstein F. M., Ogg J. G., Smith A. G., Bleeker W. & Lourens L. J. (2004) - A new geologic time scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27 (2), pp. 83-100.

Gradstein F. M., Ogg J. G., Schmitz M. & Ogg G. (2012) - The geologic time scale, 2 volume set. Elsevier.

Grasby S. E., Sanei H. & Beauchamp B. (2011) - Catastrophic dispersion of coal fly ash into oceans during the latest Permian extinction. *Nature Geoscience*, 4 (2), pp. 104-107.

Gressly A. (1838) - Observations géologiques sur le Jura soleurois. *Nouveau Mémoire de la Société Helvétique des Sciences Naturelles*. Neuchâtel., II, 12 pl. 241 P.

Gründel J. & Rösler H. J. (1963) - Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. *Geologie*, 16, pp. 1009-1038.

Guillocheau F. & Hoffert M. (1988) - Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 307 (18), pp. 1909-1916.

Guillocheau F., Pautot G. & Auzende J. M. (1983) - Les canyons du Var et du Paillon (marge des Alpes méridionales-Méditerranée occidentale): une origine quaternaire par glissement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Série II*, 296 (1), pp 91-96.

Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G. & Grosdoy B. (1999) - Évolution géodynamique du bassin de Paris : apport d'une base de données stratigraphiques 3D. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36 (4), pp. 3-35.

Guiraud R., Bosworth W., Thierry J. & Delplanque A. (2005) - Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43 (1-3), pp. 83-143.

Halfar J., Godinez-Orta L., Goodfriend G. A., Mucciarone D. A., Ingle J. C. & Holden P. (2001) - Holocene-late Pleistocene non-tropical carbonate sediments and tectonic history of the western rift basin margin of the southern Gulf of California. *Sedimentary Geology*, 144 (1), pp. 149-178.

Halfar J., Ingle J. C. & Godinez-Orta L. (2004) - Modern non-tropical mixed carbonate-siliciclastic sediments and environments of the southwestern Gulf of California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 165 (1), pp. 93-115.

Hallam A. (1967) - Sedimentology and paleogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. *Scottish Journ. Geol.*, 3, part 2, 195-220, 5 fig., pl. 1-2.

Hallam A. (1986) - Origin of minor limestone-shale cycles : climatically induced or diagenetic? *Geology* 14, pp. 609-612.

Hamblin A. P. & Walker R. G. (1979) - Storm-dominated shallow marine deposits : the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16 (9), pp. 1673-1690.

Hamdidouche R. (2009) - Le bassin intra-cratonique de l'Ougarta (SW algérie) Evolution géodynamique au Paléozoïque. *Th., Doc. Univ. USTHB*, 175 P.

Hammer Ø. & Harper D. A. T. (2006) - *Paleontological Data Analysis*. Oxford: Wiley-Blackwell, 368 pp.

Hammer Ø., Harper D. A. T. & Ryan P. D. (2001) - PAST-palaeontological statistics, ver. 1.89. *Palaeontol electron*, (1), pp. 1-9.

Harland W. B., Armstrong R. L., Cox A. V., Craig L. E., Smith A. G. & Smith D. G. (1990) - A Geologic Timescale, 263 p.

Harms J. C. (1975) - Conglomerate: Sedimentary structures and facies models.

Harms J. C. & Fahnestock R. K. (1965) - Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). In : G. V. Middleton Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 12, pp. 84-115.

Haug E. (1903) - Deux horizons à Céphalopodes du Dévonien supérieur du Sud-Oranais. *Compte rendu Acad. Sci.*, t. 133, pp. 85-87.

Haug E. (1906) - Nouvelles données paléontologiques sur le Dévonien de l'Ahnet occidental. Mission Chudeau et Gautier. *C. R.*, 141, p. 732.

Haughton P. (2001) - Contained turbidites used to track sea bed deformation and basin migration, Sorbas Basin, south-east Spain. *Basin Research*, 13 (2), pp. 117-139.

Heim A. (1924) - Über submarine Denudation und chemische Sedimente. *Geologische Rundschau*, 15 (1), pp. 1-47.

Hervouet Y. & Duée G. (1996) - Analyse morphostructurale par imagerie satellitaire et coupes structurales modélisées des monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie) : une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 8, pp. 127-173.

Hillgärtner H. (1998) - Discontinuity surfaces on a shallow marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, 68, pp. 1093-1108.

Hladil J., Krejci Z., Kalvoda J., Ginter M., Galle A. & Berousek P. (1991) - Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval (Lesni lom, Moravia, Czechoslovakia). *Bulletin de la Société Belgique de Géologie*, 100, pp. 57-119.

Hladil J., Cejchan P., Gabasova A., Tdeaborsky Z. & Hladikova J. (1996) - Sedimentology and orientation of tentaculite shells in turbidite lime mudstone to packstone : Lower Devonian, Barrandian, Bohemia. *Journal of Sedimentary Research*, 66 (5).

Hladil J., Mazur S., Galle A. & Ebert J. R. (1999) - Revised age of the Maly Bozków limestone in the Klodzko metamorphic unit (early Givetian, late Middle Devonian) implications for the geology of the Sudetes, SW Poland. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaontologie-Abhandlungen*, 211 (3), pp. 329-353.

Hollard H. (1963) - Un tableau stratigraphique du Dévonien du Sud de l'Anti-Atlas. *Notes Serv. géol. Maroc*, 23 (172), pp. 131-136.

Hollard H. (1967) - Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. In : *Int. Symp. Devonian System I* (Ed. by D.H. Oswald). Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary. pp. 203-244

Hollard H. (1974) - Recherches sur la stratigraphie des formations du Dévonien moyen, de l'Emsien supérieur au Frasnien, dans le Sud du Tafilalt et dans le Maïder (Anti-Atlas oriental). *Notes du Service géologique du Maroc*, 36 (264), pp. 7-68.

Hollard H. (1981 a) - Principaux caractères des formations dévoniennes de l'Anti-Atlas. *Notes et Mémoires du service Géologique du Maroc*, 42, pp. 15-22.

Hollard H. (1981 b) - Tableaux de corrélations du Silurien et du Dévonien de l'Anti-Atlas. *Notes Serv. géol. Maroc*, 42 (23), 5 p.

Hollmann R. (1962) - Über subsolution und die « Knollenkalk » des calcaires Ammonitico-Rosso superiore im Monte Baldo (Malm, Norditalien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Stuttgart. 4, pp. 163-179.

Hollmann R. (1964) - Subsolutions – Fragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoidea im Malm des Monte Bald/Norditalien). *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, Stuttgart. 119, pp. 22-82.

Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. & Cross T. A. (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 16 (2), pp. 357-381.

Homewood P., Mauriaud, P. & Lafont F. (2000) - Best practices in sequence stratigraphy : for explorationists and reservoir engineers. Vol. 25. *Editions Technip*. 81 P.

Houari M. R. & Hoepffner C. (2003) - Late Carboniferous dextral wrench-dominated transpression along the North African craton margin (Eastern High-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 37 (1), pp. 11-24.

House M. R. (1983) - Devonian eustatic events. *Proceedings of the Ussher Society*, 5, pp. 396-405.

House M. R. (1985) - Correlation of mid-Paleozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature*, 313 : pp. 17-22.

House M. R. (1996) - Juvenile goniatite survival strategies following Devonian extinction events. *Geological Society, London, Special Publications*, 102 (1), pp. 163-185.

House M. R. (2002) - Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181 (1), pp. 5-25.

House M. R., Feist R., & Korn D. (2000) - The Middle/Upper Devonian boundary GSSP at Puech de la Suque, Southern France. *Courier-Forschungs Institut Senckenberg*. pp. 49-58.

Hovland M. & Judd A. (1988) - Seabed pockmarks and seepages: *impact on geology, biology, and the marine environment*. Springer.

Hovland M. & Gudmestad O. T. (2001) - Potential influence of gas hydrates on seabed installations. *Natural gas hydrates: occurrence, distribution, and detection*, pp. 307-315.

Hovland M., Orange D., Bjorkum P. A. & Gudmestad O. T. (2001) - Gas Hydrate And Seeps-Effects On Slope Stability: The "Hydraulic Model". In *The Eleventh International Offshore and Polar Engineering Conference*. International Society of Offshore and Polar Engineers. Stavanger Norway, pp. 17-22.

Hovland M., Rueslatten H. & Johnsen H. K. (2015) - Red Sea salt formations a result of hydrothermal processes. In *The Red Sea*. Springer, Berlin, Heidelberg. pp. 187-203.

Hudson J. D. & Jenkyns H. C. (1969) - Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the « Scheck ». *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 9 (552558), 2.

Hurlbert S. H. (1971) - The non concept of species diversity : a critique and alternative parameters. *Ecology*, 52 (4), pp. 577-586.

Jahnke H. (1971) - Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge und Harz). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, 9: pp. 1-105.

Jakubowicz M., Belka Z. & Berkowski B. (2014) - Frutexites encrustations on rugose corals (Middle Devonian, southern Morocco) complex growth of microbial microstromatolites. *Facies*, 60 (2), pp. 631-650.

Jeans C. U. (1980) - Early submarine lithification in the Red Chalk of Eastern England. A bacterial control model and its implications. *Proc. Yorkshire geol. Soc.*, 43, pp. 81-157.

Jenkyns H. C. (1974) - Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic : a diagenetic model. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 1, 8 fig. pp. 249-271.

Joachimski M. M., Van Geldern R., Breisig S., Buggisch W. & Day J. (2004) - Oxygen isotope evolution of biogenic calcite and apatite during the Middle and Late Devonian. *International Journal of Earth Sciences*, 93 (4), pp. 542-553.

Joachimski M. M., Breisig S., Buggisch W., Talent J. A., Mawson R., Gereke M. & Weddige K. (2009) - Devonian climate and reef evolution: insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 284 (3), pp. 599-609.

Johnson H. D. & Baldwin C. T. (1996) - Shallow clastic seas. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments : Processes in Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, pp. 232-280.

Johnson J. G., Klapper G. & Sandberg C. A. (1985) - Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 96 (5), pp. 567-587.

Kalvoda J. (1990) - Foraminiferal zonation of the upper Devonian and lower Carboniferous in : Moravia (Czechoslovakia). *Acta Musei Moraviae, scientiae naturales*, 75, pp. 71-93.

Kaufmann B. (2006) - Calibrating the Devonian time scale: a synthesis of U–Pb ID-TIMS ages and conodont stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 76 (3), pp. 175-190.

Kaufmann B., Trapp E. & Mezger K. (2004) - The Numerical Age of the Upper Frasnian (Upper Devonian) Kellwasser Horizons : A New U-Pb Zircon Date from Steinbruch Schmidt (Kellerwald, Germany). *The Journal of geology*, 112 (4), pp. 495-501.

Kazi Tani N. (1986) - Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : Le domaine intra-plaque Nord algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doct. Sc. Pau*, 59, 3 vol., 348 fig., 872 p.

Kazi-Tani N., Nedjari A. & Delfaud J. (1991) - Modalités de fonctionnement d'un bassin d'avant-fosse : l'exemple du Carbonifère de Béchar (Sud-Oranais, Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 313 (5), pp. 579-586.

Keke H., Yijiang Z., Xiaoning L. & Zuwei H. (2016) - Oxygen and Carbon Isotopic Composition of Carbonate Rocks of the Permian Qixia Formation, Sichuan Basin: Thermal Effects of Emeishan Basalt. *Earth Sciences Research Journal*, 20 (1), pp. 1-9.

Kiessling W., Flügel E. & Golonka J. (1999) - Paleoreef maps : evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs. *AAPG bulletin*, 83 (10), pp. 1552-1587.

Klapper G. (1988) - The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. In : McMillan N. J., Embry A. F., Glass D. J. (eds) Devonian of the World. *Canad. Soc. Petrol. Geol.* 14, 3, pp. 449–459.

Klapper G. (1995) - Preliminary analysis of Frasnian, Late Devonian conodont biogeography.

Klapper G. (1997) - Graphic correlation of Frasnian (Upper Devonian) sequences in Montagne Noire, France, and western Canada. *Special Papers-Geological Society of America*, pp. 113-130.

Klapper G. (2007) - Frasnian (Upper Devonian) conodont succession at Horse Spring and correlative sections, Canning Basin, Western Australia. *Journal of Paleontology*, 81 (03), pp. 513-537.

Klapper G. & Foster J. C. T. (1993) - Shape analysis of Frasnian species of the Late Devonian conodont genus *Palmatolepis*. *Memoir (The Paleontological Society)*, pp. 1-35.

Klug C. (2002) - Quantitative stratigraphy and taxonomy of late Emsian and-Eifelian ammonoids of the eastern Anti-Atlas (Morocco).

Korn D. (1994) - Devonische und karbonische Prionoceraten (Cephalopoda, Ammonoidea) aus dem Rheinischen Schiefergebirge. – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, 30, pp. 1-85.

Korn D. (1999) - Famennian ammonoid stratigraphy of the Maïder and Tafilalet (eastern Anti-Atlas, Morocco). na.

Korn D. (2002) - Historical subdivisions of the Middle and Late Devonian sedimentary rocks in the Rhenish Mountains by ammonoid faunas. *Senckenbergiana lethaea*, 82 (2), pp. 545-555.

Korn D. & Klug C. (2002) - Ammoneae Devonicae. – In RIEGRAF, W. (Ed.): Fossilium Catalogus, Animalia I, 138, Leiden (Backhuys), i-xviii, pp. 1-375.

Korn D. & Weyer D. (2003) - High resolution stratigraphy of the Devonian-Carboniferous transitional beds in the Rhenish Mountains. – *Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde in Berlin, Geowissenschaftliche Reihe*, 4, pp. 79-124.

Korn D., Klug C. & Reisdorf A. (2000) - Middle Famennian ammonoid stratigraphy in the Amessoui syncline (Late Devonian; eastern Anti-Atlas, Morocco). *Travaux de l'Institut Scientifique (Rabat), Série Géologie & Géographie Physique* 20, pp. 69-77.

Korn D., Ebbighausen V. & Bockwinkel J. (2010) - The ammonoids from the Grès du Kahla supérieur of Timimoun (Middle-early Late Tournaisian; Gourara, Algeria). *Fossil Record*, 13 (1), pp. 13-34.

Korn D., Bockwinkel J. & Ebbighausen V. (2014) - Middle Famennian (Late Devonian) ammonoids from the Anti- Atlas of Morocco. 1. *Prionoceras*. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Abhandlungen*, 272 (2), pp. 167-204.

Korn D., Bockwinkel J. & Ebbighausen V. (2015) - The Late Devonian ammonoid *Mimimitoceras* in the anti-atlas of Morocco. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 275 (2), pp. 125-150.

Kreisa D. R. (1981) - Storm generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia; *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, pp. 823-848.

Kukal Z. (1975) - On the origin of nodular limestones. *Casopis pro mineralogii a geologii*, 20, pp. 359-368.

Lanzoni E. & Magloire L. (1969) - Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur du Grand Erg occidental (Sahara algérien). *Rev. Inst. Fr. Pét.*, 24(4): 441-469.

Lapparent A. F. D. (1949) - Première description géologique de l'Edjeleh Tan In Azzaoua (NE de l'Ajjers, Sahara). *Ann. Soc. Géol. Du Nord*, 69, pp. 86-89.

Lapparent A. F. D. (1953) - Répartition des gisements de vertébrés et d'invertébrés actuellement connus dans le " continental intercalaire " du Sahara. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6 (4-6), pp. 451-456.

Le Fèvre J. (1963) - Microfaunes de l'Emsien et du Dévonien moyen de la région Ougarta – Saoura (Sahara). *Thèse, Université de Bordeaux et S.N.P.A.*, Direction Exploitation et Production, Centre de Recherches de Pau, 180 p.

Le Maître D. (1952) - La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg El Djamel (Sud oranais). *Matériaux pour la Carte Géologique de l'Algérie, Paléontologie*, Lille, 12, pp. 1-170.

Le Maître D. (1959). Les faciès hercyniens de la bordure sud-orientale du Massif armoricain. *Bulletin de la Société des Etudes Scientifiques de l'Anjou*, II, pp. 89-94.

Leblanc D. (1979) - Etude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). *Éditions du Service géologique du Maroc*. No. 281.

Leblanc D. (1980) - L'accident du Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc). *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, 22 (4-5), pp. 267-277.

Leblanc M. (1981) - The Late Proterozoic ophiolites of Bou Azzer (Morocco) : evidence for Pan-African plate-tectonics. In : *Kroner, A. (Ed.), Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp.435-451.

Leblanc M. & Lancelot J. (1972) - Sur le style disharmonique des plis hercyniens à la base de la couverture, dans l'Anti-Atlas central (Maroc). *Comptes Rendues Geoscience*, 275 (D), pp. 803-807.

Leblanc M. & Lancelot J. R. (1980) - Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal of Earth Science*. 17, pp. 142–155.

Leckie, D. A. & Walker R. G. (1982) - Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval-outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada. *AAPG Bulletin*, 66 (2), pp. 138-157.

Lecolle M., Derre C., Benkirane Y. & Nerci K. (1989) - Lithostratigraphie, magmatisme et métamorphisme des substratums des boutonnières de Sidi Fellah Bou Sekour et de Boumalne du Dades (Saghro, Anti Atlas oriental, Maroc). Conséquences sur l'âge des séries constitutives. *Sci. Géol., Mém., Strasbourg, France*. 83, pp. 27-46.

Lecolle M., Derre C., Rjimati E., Nerci K., Azza A. & Bennani A. (1991) - Les distensions et la tectonique biphasée du Panafricain de l'Anti Atlas oriental : dynamique de dépôt et de structuration des Précambriens II-2 et II-3 (Saghro, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 313, Série II*, pp. 1563-1568.

Legrand P. (1961) - Découverte de *Monograptus hercynicus* (Perner) dans les chaînes d'Ougarta (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (2), pp. 201-205.

Legrand P. (1962) - Comparaison des séries cambro-ordoviciennes reconnues en affleurement dans la région d'Amguid et en forage au centre du bassin saharien occidental. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (1), pp. 132-135.

Legrand P. (1967) - Nouvelles connaissances acquises sur les limites des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara algérien. *Mémoires du B.R.G.M.*, 33, pp. 119-137.

Legrand P. (1968) - Le Dévonien du Sahara algérien. In : Oswald O.H. Ed. International Symposium on the Devonian system. Calgary, 1967. *Alberta Society of Petroleum Geologists*. I. pp. 245-284.

Legrand P. (1969) - Découverte de graptolites entre Gara Djebilet et Aouinet Bel Egra, synéclyse de Tindouf, Sahara algérien. *Bull. Soc. Hist. Nat. Algérie*.

Legrand P. (1977) - Les chaînes d'Ougarta au Sahara algérien. In : Martinsson A. éd. The Silurian-Devonian Boundary. *IUGS Series A. 5, schweizerbart'sche ; Stuttgart*, pp. 195-202.

Legrand P. (1981) - Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. *Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mémoires*, 16, pp. 9-24.

Legrand P. (1983) - Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque : Le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. *Lexique Stratigraphique International, Nouvelle Série*, 1, pp. 96-108.

Legrand P. (1985 a) - Réflexions sur la transgression silurienne au Sahara algérien. *Actes 110^{ème} Congrès Nat. Soc. Savantes, Montpellier*, pp. 233-244.

Legrand P. (1985 b) - Lower Paleozoic rocks of Algeria. In : Hollard C.H. ed. Lower Paleozoic of north-western and west central Africa. *John Wiley & Sons Ltd*, pp. 5-89.

Legrand-Blain M. (2002) - Le Strunien et le Tournaisien au Sahara algérien: limites, échelles lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales. *Mém Serv Carte Géol Alger*, 11, pp. 61-85.

Lethiers F. & Casier J. G. (1995) - Les ostracodes du Frasnien terminal (« Kellwasser supérieur ») de Coumiac (Montagne Noire, France). *Revue de micropaléontologie*, 38 (1), pp. 63-77.

Lethiers F. & Casier J. G. (1996) - Les ostracodes qui disparaissent avec l'évènement Frasnien-Famennien au limitotype de Coumiac (Montagne Noire, France). *Bull. Inst. Rech. Sci. Nat. Belg.*, 66, pp. 73-91.

Lethiers F. & Crasquin-Soleau S. (1991) - Evolution différentielle et déplacements du benthos sur les marges : application aux ostracodes paléotéthysiens du Dévonien supérieur. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 50, pp. 21-30.

Lethiers F. & Raymond D. (1991) - Les crises du Dévonien supérieur par l'étude des faunes d'ostracodes dans leur cadre paléogéographique. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 88 (1-2), pp. 133-146.

Lethiers F., Baudin F. & Casier J. G. (1998) - Ostracodes de la limite Frasnien-Famennien en environnement anoxique (La Serre, Montagne Noire, France). *Revue de micropaléontologie*, 41 (4), pp. 321-336.

Lonsdale P. (1985) : A transform continental margin rich in hydrocarbon, Gulf of California, *AAPG Bulletin*, 69, pp. 1160-1180.

Loutit T. S. (1988) - Condensed sections : the key to age determination and correlation of continental margin sequences.

Lovejoy T. E. (1997) - Biodiversity: what is it. *Biodiversity II. Understanding and Protecting Our Biological Resources*, pp. 7-14.

Lowe D. R. (1982) - Sediment gravity flows : II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52 (1).

Lubeseder S., Redfern J. & Boutib L. (2009) - Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation - Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 215 (1), pp. 13-32.

Lucas G. (1955 a) - Caractères pétrographiques de calcaires noduleux, à faciès *Ammonitico Rosso*, de la région méditerranéenne. *C. R. Acad. Sc. Paris*. 240, pp. 1909-1911.

Lucas G. (1955 b) - Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès *Ammonitico-Rosso*. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 240, pp. 2000-2002.

Lucas G. (1955 c) - Signification paléogéographique des calcaires noduleux à faciès *Ammonitico-Rosso*. *C. R. Acad. Sc., Paris*. 240, pp. 2342-2344.

Lucas G. (1966) - Fonds durcis, lacunes sous marines, séries condensées et ondes marines séismiques ou "tsunami". *C. R. Acad. Sc., Paris*, 262, pp. 2141-2144.

Maâche N. (1987) - Etude sédimentologique : lithostratigraphie, diagenèse et paléogéographie des séries du Dévonien de la Saoura, Monts de l'Ougarta, (Sahara nord-occidental, Algérie). *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle Univ. Pris-Sud (Orsay)*, 1 vol., 65 fig., 10 pl. photo., 10 tabl. H. t., 6 tabl.. 176 p.

MacLeod N. (1998) - Impacts and marine invertebrate extinctions. *Geological Society, London, Special Publications*, 140 (1), pp. 217-246.

MacLeod N., Rawson P. F., Forey P. L., Banner F. T., Boudagher Fadel M. K., Bown P. R., Burnett J. A., Chambers P., Culver S., Evans S.E., Jeffery C., Kaminski M. A., Lord A. R., Milner A. C., Milner A. R., Morris N., Owen E., Rosen B. R., Smith A. B., Taylor P. D., Urquhart E. & Young J. R. (1997) - The Cretaceous–Tertiary biotic transition. *Journal of the Geological Society*, vol. 154, n 2, pp. 265-292.

Mahboubi A. (2015) - Microfaunes (conodontes, foraminifères) et environnement au Dévonien supérieur du Sahara algérien nord-occidental. Thèse Doctorat, Univ. Montpellier. 168 p., 35 Fig.

Mahboubi A. & Gatovsky Y. (2015) - Late Devonian conodonts and event stratigraphy in northwestern Algerian Sahara. *Journal of African Earth Sciences*, 101, pp. 322-332.

Mahboubi A., Feist R., Cornée J. J., Ouali Mehadji A. & Girard C. (2015) - Frasnian (Late Devonian) conodonts and environment at the northern margin of the Algerian Sahara platform : The Ben-Zireg section. *Geological Magazine*. pp. 1-14.

Maillet S. (2013) - Les ostracodes du Givétien (Dévonien moyen) de l'Ardenne Paléobiodiversité, paléoécologie et bioévénements : Réponse biotique face aux changements environnementaux d'une plate-forme carbonatée. *Thèse Doctorat Paléontologie, Univ. Lille I*, Tome I, 78 fig., 471 p.

Malti F. Z. (2012) - Passage Dévonien-Carbonifère dans l'Ougarta ; Sahara occidental, Algérie. *Thèse de Doctorat Sciences. Université Univ. Oran*, 49 fig., 19 tabl., 224 p.

Mamet B. & Boulvain F. (1988) - Remplissage bactériens de cavités biohermales frasnienne. *Bull. Soc. Géol.* 97, pp. 63-76.

Mamet B., Prétat A. & De Ridder C. (1997) - Bacterial origin of the red pigmentation in the Devonian Slivenec Limestone, Czech Republic. *Facies*, 36 (1), pp. 173-187.

Mángano M. G. & Buatois L. A. (1996) - Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting: the Ordovician Suri Formation, Famatina Range, northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 105 (1), pp. 63-90.

Mansy J. L. & Lacquement F. (2006) - Contexte géologique régional: l'Ardenne paléozoïque (Nord de la France et Sud de la Belgique). *Géologie de la France*, 1 (2), pp. 7-12.

Margalef R. (1958) - Information theory in ecology. *General Systematics* 3, pp. 36-71.

Massa D. (1965) - Observations sur les séries siluro-dévonniennes des confins algéro-marocains du Sud (1954-1955). *Notes Mém. Comp. Franc. Pétroles*, 8, 187 pp.

Massa D., Combaz A. & Manderscheid G. (1965) - Observations sur les séries siluro-dévonniennes des confins algéro-marocains du Sud. *Compagnie Française des Pétroles*, Paris, 15 fig., 152 p.

Mastbergen D. R. & Van Den Berg J. H. (2003) - Breaching in fine sands and the generation of sustained turbidity currents in submarine canyons. *Sedimentology*, 50 (4), pp. 625-637.

Mattauer M., Proust F. & Taponnier P. (1972) - Major strike-slip fault of late hercynien age in Morocco. *Nature*, 237, pp. 160-162

Matte P. (2001) - The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate : a review. *Terra nova*, 13 (2), pp. 122-128.

Matyszkiewicz J. (1994) - Remarks on the deposition and diagenesis of pseudonodular limestones in the Cracow area (Oxfordian, southern Poland). *Berliner gewissenschaftliche Abhandlungen*, E13, pp. 419-439.

Matyszkiewicz J. (1997) - Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf : a comparative study on the Lochen area (Schwäbische Alb) and the Cracow area (Cracow-Wielun Upland, Polen) (Vol. 21). *Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, FU*.

McGhee G. R. (1982) - The Frasnian-Famennian extinction event : A preliminary analysis of Appalachian marine ecosystems. *Geological Society of America Special Papers*, 190, pp. 491-500.

McGhee G. R. (1996) - The late Devonian mass extinction : the Frasnian/Famennian crisis. *Columbia University Press*.

McGhee G. R. & Bayer U. (1985) - The local signature of sea-level changes. In *Sedimentary and evolutionary cycles*. Springer Berlin Heidelberg. pp. 98-112.

McLaren D. J. (1970) - Time, life, and boundaries. *Journal of Paleontology*, pp. 801-815.

McLaren D. J. (1985) - Mass extinction and iridium anomaly in the Upper Devonian of Western Australia : A commentary. *Geology*, 13 (3), pp. 170-172.

Mekahli L. (1998) - Évolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle., *Documents Lyon*. 67 fig., 49 pl. 319 p.

Mekahli L., Benhamou M., Ouali Mehadji A., Malti F.Z. & Mekkaoui A. (2000) – Interprétation tectono-eustatique du Dévonien dans l'Ougarta (Nord Ouest du Sahara, Algérie). 4^{ème} Sém. Géol. Petr. Boumerdès, 13-15 novembre, 3 fig. 11 p.

Mekkaoui A. (2000) - Bordure du sillon atlasique et plate-forme Saharienne. Jurassique inférieur et moyen. (Grouz méridional, Charef-Fendi ; Algérie Sud Occidentale). *Mémoire de Magister, Université d'Oran*, 2000. P. 200.

Mekkaoui A., Remaci-Bénaouda N. & Graïne-Tazerout K. (2017) - Mafic dikes at Kahel Tabelbala (Daoura, Ougarta Range, south-western Algeria): New insights into the petrology, geochemistry and mantle source characteristics. *Comptes Rendus Geoscience*, 349 (5), pp. 202-211.

Menchikoff N. (1930) - Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Revue de Géographie physique et de géologie dynamique*, 3 (2), pp. 103-249.

Menchikoff N. (1932) - Sur le Dévonien à Céphalopodes de l'Oued Saoura et des chaînes d'Ougarta (Sahara oranais). *Comptes-Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, 194, pp. 1966-1968.

Menchikoff N. (1933) - La série Primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, 11, pp. 109-123.

Menchikoff N. (1934). Sur le rivage méridional de la Mésogée jurassique dans les confins algéro-marocains. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 198, pp. 1617-1619.

Menchikoff N. (1936) - Etude géologique sur les confins Algéro-marocains du Sud. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5 (4), pp. 131-148.

Menchikoff N. (1945) - Géologie-sur la présence du Cambrien dans la région de Talzaza (confins algéro-marocains du Sud). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, 221 (18), pp. 510-511.

Menchikoff N. (1952) - Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. Aperçu géologique. XIXe Congr. Géol. Intern., Monograph. Région. (1ère. sér., Algérie) 15, pp. 16-22.

Menchikoff N. (1957) - De l'Infracambrien au Sahara. « Les relations entre Précambrien et Cambrien-Problèmes des séries intermédiaires ». *Coll. Intern. CN RJS.*, LXXVI, pp. 169-172.

Menchikoff N., Alimen H., Le Maitre D., Petter G. & Poueyto A. (1952) - Les chaînes de l'Ougarta et de la Saoura. 19^{ème} Cong. Géol. Intern., Alger, Monogr. Région., 1^{ère} série, 15, Algérie.

Menhinick E. F. (1964) - A Comparison of Some Species-Individuals Diversity Indices Applied to Samples of Field Insects. *Ecology*, 45 (4), pp. 859-861.

Meyendorff A. (1938) - Note sur le Gourara - Revue de géographie physique et de géologie dynamique : *Bulletin de Laboratoire de Géographie Physique de la Faculté des Sciences de l'Université de Paris*, 11 (2). Pp. 150-155.

Meyendorff A. (1939) - Les couches de passages du Dévonien au Carbonifère dans le Gourara. *C. R. Acad. Sc.*, 209, pp. 228-229.

Miall A. (1996) - The Geology of Fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, Springer, 582 p.

Michard A., Yazidi A., Benziane F., Hollard H. & Willefert S. (1982) - Foreland thrusts and olistromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, 10 (5), pp. 253-256.

Middleton G. V. (1973) - Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Geological Society of America Bulletin*, 84 (3), pp. 979-988.

Middleton G. V. & Hampton M. A. (1973) - Sediment gravity flows : mechanics of flow and deposition. *Part I*, pp. 1-38.

Midtgaard H. (1996) - Inner shelf to lower shoreface hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic-influenced combined-flow, Lower Cretaceous, West Greenland. *Journal of Sedimentary Research*, 66, pp. 343-353.

Milliman J.D. (1974) - Marine Carbonates. Springer, Berlin.

Mirouse R. (1966) - Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Mémoire pour servir à l'Explication de la carte géologique de la France* : 451 p.

Mitchum J. R. M., Vail P. R. & Sangree J. B. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences; Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation. Part 6; pp. 117-133.

Mitchum J. R. M., Vail P. R. & Thompson S. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation; pp. 53-62.

Mohrig D., Elverhøi A. & Parker G. (1999) - Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flows, and their capacity to remobilize antecedent deposits. *Marine Geology*, 154 (1), pp. 117-129.

Møller N. K. & Kvingan K. (1988) - The genesis of nodular limestones in the Ordovician and Silurian of the Oslo Region (Norway). *Sedimentology*, 35 (3), pp. 405-420.

Montenat C., Hibsich C., Perrere J. C., Pascaud F. & de Bretizel P. (1997) - Tectonique cassante d'âge Crétacé inférieur dans l'arc de Nice (Alpes-Maritimes, France). *Géologie Alpine*, 73, pp. 59-66.

Morzadec P. (1992) - Evolution des Asteropyginae (Trilobita) et variations eustatiques au Dévonien. *Lethaia*, 25 (1), pp. 85-96.

Morzadec P. (1997 b) - Trilobite. In Boumendjel et al. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 5 (2^{ème} série), pp. 114-115.

Morzadec P. (1997) - Les trilobites Asteropyginae du Dévonien de l'Ougarta (Algérie). *Palaeontographica*, A (sous presse).

Mueller J. & Fabricius F. (1974) - Magnesian calcite nodules in the Ionian deep-sea, an actualistic model for the formation of some nodular limestones in : Pelagic sediments : on land and under the sea (HSU et Jenkyns, eds). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 1, pp. 235-247.

Mulder T. & Alexander J. (2001) - The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**, pp. 269-299.

Mulder T. & Faugères J. C. (2001) - Excursion sédimentologique dans le Pays Basque, Livret-Guide, document de cours du DGO. *Université Bordeaux, 1*, 30 p.

Munnecke A. (1997) - Bildung mikritischer Kalke im Silur auf Gotland. *Courier Forschungsinst. Senckenberg* 198, pp. 1-71.

Munnecke A. & Samtleben C. (1996) - The formation of micritic limestones and the development of limestone-marl alternations in the Silurian of Gotland, Sweden. *Facies*, **34** (1), pp.159-176.

Munnecke A., Westphal H., Reijmer J. J. & Samtleben C. (1997) - Microspar development during early marine burial diagenesis: a comparison of Pliocene carbonates from the Bahamas with Silurian limestones from Gotland (Sweden). *Sedimentology*, **44** (6), pp. 977-990.

Murphy J. B., Gutierrez-Alonso G., Nance R. D., Fernandez-Suarez J., Keppie J. D., Quesada C. & Dostal J. (2006) - Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture?. *Geology*, **34** (5), pp. 325-328.

Mutti E. (1977) - Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, **24** (1), pp. 107-131.

Mutti E. (1999) - An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basins from an Outcrop Perspective : *AAPG Continuing Education Course Note, No. 39*.

Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1972) - Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, **11** (2), pp. 161-199.

Mutti E. & Johns D. R. (1978) - The role of sedimentary bypassing in the genesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho Group System (south-central Pyrenees). *Mem. della Soc. Geol. Italiana*, **18**, pp. 15-22.

Mutti E. & Ricci Lucchi F. (1978) - Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *International geology review*, **20** (2), pp. 125-166.

Mutti E., Allen G. P. & Rosell J. (1984) - Sigmoidal cross stratification and sigmoidal bars: depositional features diagnostic of tidal sandstones. In *Abstracts Vol. 5*, pp. 312-313.

Mutti E., Lucchi F. R., Seguret M. & Zanzucchi G. (1984) - Seismoturbidites: a new group of re-sedimented deposits. *Marine Geology*, **55** (1-2), pp. 103-116.

Mutti E., Tinterri R., Benevelli G., di Biase D. & Cavanna G. (2003) - Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, **20** (6), pp. 733-755.

Mutti E., Bernoulli D., Lucchi F. R. & Tinterri R. (2009) - Turbidites and turbidity currents from Alpine « flysch » to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, **56** (1), pp. 267-318.

Nedjari A. (1991) - Dynamique du remplissage littoral et continentale moscovienne du bassin d'avant fosse de Béchar (Algérie). *Electroséquences modèle sédimentaires paléopédogenèses* (Doctoral dissertation).

Nedjari A. (1995) - Le dernier grand épandage détritique hercynien du Sahara algérien. Exemple du bassin de Béchar. Alberta, *Bulletin du Service Géologique d'Algérie*, vol. 6, n 2, pp. 195-209.

Nedjari A., Aït-Ouali R. A., Chikhi F. Aouimeur L. B. & Bitam L. (2007) - Le bassin de l'Ougarta au Paléozoïque: une mobilité permanente. (*Livret guide, 2*), *Mém. du Serv. Géol. Nat.*, n 14.

Negra M. H., Zagrarni M. F., Hanini A. & Strasser A. (2011) - The filament event near the Cenomanian-Turonian boundary in Tunisia: filament origin and environmental signification. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 182 (6), pp. 507-519.

Newman K. L. & Chan M. A. (1991) - Depositional facies and sequences in the Upper Cretaceous Panther Tongue Member of the Star Point Formation, Wasatch Plateau, Utah. In: Chidsey Jr. T.C., editor. *Geology of East-Central Utah. Utah Geological Association and Publication*, 19, pp. 65-76.

Odin G. S. (1988) - Green Marine Clays: Oolitic Ironstone Facies, Verdine Facies, Glaucony Facies and Celadonite-Bearing Rock Facies-A Comparative *Study (Vol. 45). Elsevier.*

Ogg C. (1980) - Middle and upper Jurassic sedimentation history of the Trento plateau (northern Italy). *Rosso-Ammonitico Symposium*, Rome.

Ogston A. S., Cacchine D. A., Sternberg R. W. & Kineke G. C. (2000) - Observations of storm and river flood-driven sediment transport on the Northern California continental shelf. *Continental Shelf Research*, 20, pp. 2141-2162.

Olempska E. (2002) - The Late Devonian Upper Kellwasser Event and entomozocean ostracods in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47 (2).

Orton G. J. & Reading H. G. (1993) - Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, pp. 475-512.

Osleger D. (1991) - Subtidal carbonates cycles: implications for allocyclic vs. autocyclic controls. *Geology*, 19, pp. 917-920.

Ouali Mehadji A., Elmi S., Rachebœuf P. & Mekahli L. (2004) - Caractéristiques et signification d'un niveau coquillier majeur à brachiopodes, marqueur événementiel dans l'évolution dévonienne de la Saoura (Sahara du Nord-Ouest, Algérie). *Comptes rendus Géoscience*, 336 (14), 1283-1292.

Ouali Mehadji A., Bendella M., Atif K., Belkacemi K. & Abbache A. (2012) - Estimation de l'épaisseur réelle et des environnements de dépôts d'âge Famennien (Dévonien supérieur) de la région de Marhouma (Saoura, Sahara nord-Ouest, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National*, 23, 3-27.

Pareyn C. (1955) - Le flysch Viséen de Ben-Zireg (confins algéro-marocains du Sud). *Association Française pour l'Avancement des Sciences. Comptes rendus*, 74, pp. 278-295.

Pareyn C. (1961) - Les massifs Carbonifères du Sahara Sud-Oranie. Stratigraphie et tectonique. T1. n° 1, édit. C.N.R.S., Paris. 180 fig, 326 p

Paris F., Girard C., Feist R. & Winchester-Seeto T. (1996) - Chitinozoan bio-event in the Frasnian-Famennian boundary beds at La Serre (Montagne Noire, southern France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121 (3), pp. 131-145.

Pattison S. A. (2005) - Recognition and interpretation of isolated shelf turbidite bodies in the Cretaceous Western Interior, Book Cliffs, Utah. *Field Guides*, 6, pp. 479-504.

Pattison S. A., Bruce Ainsworth R. & Hoffman T. A. (2007) - Evidence of across-shelf transport of fine-grained sediments: turbidite-filled shelf channels in the Campanian Aberdeen Member, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology*, 54 (5), pp. 1033-1064.

Payros A., Astibia H., Cearreta A., Pereda-Suberbiola X., Murelaga X. & Badiola A. (2000) -The Upper Eocene South Pyrenean Coastal deposits (Liedena sandstone, navarre) : Sedimentary facies, benthic foraminifera and avian ichnology. *Facies*, 42 (1), pp. 107-131.

Pearson T. H. & Rosenberg R. (1978) - Macrobenthic succession in relation to organic enrichment and pollution of the marine environment. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 16, pp. 229-311.

Pedder A. E. H. (1982) - The rugose coral record across the Frasnian / Famennian boundary. *Geological Society of America Special Papers*, 190, pp. 485-490.

Perrodon A. (1957).- Etude géologique des bassins sédimentaires. *Sci. Terre*, 16, 2, pp. 195-227.

Petter G. (1959) - Goniatites dévoniennes du Sahara. *Publications du Service de la Carte Géologique d'Algérie (Nouvelle Série). Paléontologie. Mémoire 2*, Alger. 28 pl., 58 fig., 313 p.

Petter G. (1960) - Clymenies du Sahara. *Publ. Serv. carte géol., Algérie, N^{elle} Sér. Paléont., Mém. N°6*, pp. 53-56.

Pickering K., Stow D., Watson M. & Hiscott R. (1986) - Deep-water facies, processes and models : a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 23 (2), pp. 75-174.

Pierre C. & Rouchy J. M. (2004) - Isotopic compositions of diagenetic dolomites in the Tortonian marls of the western Mediterranean margins: evidence of past gas hydrate formation and dissociation. *Chemical Geology*, 205 (3-4), pp. 469-484.

Piper D. W. (1978) - Turbidite muds and silts on deep sea fans and abyssal plains. *Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches*.

Piqué A, Bossière G., Bouillin J. P., Chalouan A. & Hoepffner C. (1993) - Southern margin of the Variscan belt: the north-western Gondwana mobile zone (eastern Morocco and northern Algeria). *Geologische Rundschau*, 82, pp. 432-439.

Piqué A., Bouabdelli M. & Darboux J. R. (1995) - Le rift cambrien du Maroc occidental. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 320 (10), pp. 1017-1024.

Plint A. G. (1992) - Control of sea level change. *Facies Models response to sea level change.*, pp. 15-25.

Plint A. G. & Nummedal D. (2000) - The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 172 (1), pp. 1-17.

Plint A.G., Eyles N., Eyles C.H. & Walker R.G. (1992) - Control of sea level change. *Facies Models; Response to Sea Level Change : St. Johns, Newfoundland, Geological Association of Canada*, pp. 15-25.

Plusquellec Y. (1997) - Coraux Tabulata et Rugosa. *Annales de la Société géologique du Nord*, 5(2), pp. 95-9.

Poirmeur H. (1906) - La région du Guir-Zousfana. *Publ. du Comité du Maroc*.

Posamentier H. W. (2003) - Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system : case study from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (6), pp. 677-690.

Posamentier H. W. & Vail P. R. (1988) - Eustatics control on clastic deposition II : sequence and system tracts models. In : Willgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G. St.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (Eds). *Sea level changes – An integrated approach*, vol. 42, pp. 125-154.

Posamentier H. W. & Allen G. P. (1999) - Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. (Vol. 7). Tulsa : SEPM (*Society for Sedimentary Geology*).

Posamentier H. W. & Morris W. R. (2000) - Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. *Geological Society, London, Special Publications*, 172 (1), pp. 19-46.

Posamentier H. W., Allen G. P., James D. P. & Tesson M. (1992) - Forced regression in a sequence stratigraphic framework : concept, examples and exploration significance. *Bull. Assoc. Petr. Geol.*, 76, pp. 1687-1709.

Poueyto A. (1950) - Coupe stratigraphique des terrains gothlandiens à graptolithes au Nord d'Ougarta (Sahara occidental). *CR somm. Soc. Géol. Fr*, pp. 44-46.

Poueyto A. (1952) - Terrains gothlandiens. *H. Alimen, D. Le Maitre, N. Menchikoff, G. Petter et A. Poueyto (Rédacteurs), Les Chafnes d'Ougarta et la Saoura*.

Poueyto A. (1965) - Dévonien de l'Ougarta. *SN-REPAL, rapport interne* (inédit).

Pouyanne J. (1861) - Documents relatifs à la mission dirigée au Sud de l'Algérie par M. Pouyanne, ingénieur en chef des mines. Paris, imprimerie nationale, (Publications du Ministère des travaux Publics)

Préat A. & Mamet B. (1989) - Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. *Bulletin des centres de recherches Exploration-production Elf Aquitaine*, 13, pp. 47-86.

Préat A., Mamet B., Bernard A. & Gillan D. (1999) - Bacterial mediation, red matrices diagenesis, Devonian, Montagne Noire (southern France). *Sedimentary geology*, 126 (1-4), pp. 223-242.

Préat A., Bultynck P. & Brice D. (2006) - Givetian. *Geologica belgica*, 9 (1-2), pp. 9-18.

Racheboeuf P. R. (1990) - Les Brachiopodes Chonetacés dans les assemblages benthiques siluriens et dévoniens. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 81 (1-2), pp. 141-171.

Racheboeuf P. R. (1997) - *Palaeontographica Canadiana*, 13, *Jisuo Jin, Brian DE Chatterton*. (1997), ISBN 0-920230-59-8.

Racki G. (1990) - Frasnian/Famennian event in the Holy Cross Mts, Central Poland : stratigraphic and ecologic aspects. In *Extinction Events in Earth History*. Springer Berlin Heidelberg ; pp. 169-181.

Racki G. (1998 a) – Frasnian-Famennian biotic crisis : undervalued tectonic control?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141 (3), pp. 177-198.

Racki G. (1998 b) - The Frasnian-Famennian brachiopod extinction events : A preliminary review. *Acta Palaeontologica Polonica*, 43 (2).

Racki G. & Balinski A. (1998) - Late Frasnian Atrypida [Brachiopoda] from Poland and the Frasnian-Famennian biotic crisis. *Acta Palaeontologica Polonica*, 43 (2).

Racki G. & House M. (2002) - Late Devonian biotic crisis : ecological, depositional and geochemical records. Special issue. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181 (1-3), pp. 1-374.

Racki, G. & Narkiewicz M. (2004) - Special issue : Multidisciplinary event approaches to the Devonian stratigraphic record-Preface, pp. 203-204

Raup D. M. & Sepkoski Jr. J. J. (1982) - Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*, 215 (4539), pp. 1501-1503.

Read J. F. (1982) - Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81 (3-4), pp. 195-212.

Read J. F. (1985) - Carbonate platform facies models. *AAPG bulletin*, 69(1), pp. 1-21.

Reading H. G. (1996) - Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3rd. Edition. Blackwell Science. Oxford.

Reading H. G., (1986) - Sedimentary environments and facies, 2nd ed. Blackwell Sci. Publ., p. 615.

Reading H. G. & Collinson J. D. (1996) - Clastic coasts, 154-23. In : Reading, H.G. (edit.) : Sedimentary environments : Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science, pp. 1-688.

Reineck H. E. (1973) - Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics H.-E. Reineck [and] IB Singh.

Remack-Petitot M. L. (1960) - Contribution à l'étude des conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, d'Adrar Reggane et du J. Bechar) ; comparaison avec les Pyrénées et la Montagne Noire. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7 (2), pp. 240-262.

Remane J., Bassett M. G., Cowie J. W., Gohrbandt K. H., Lane H. R., Michelsen O. & Naiwen W. (1996) - Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes*, v. 19, pp. 77-81.

Remichi L. (1987) - Etude géologique du Précambrien du Damrane (Chaîne d'Ougarta, Algérie) : Le volcanisme et les minéralisations associées (*Doctoral dissertation*, PARIS 6).

Renaud S. & Girard C. (1999) - Strategies of survival during extreme environmental perturbations : evolution of conodonts in response to the Kellwasser crisis (Upper Devonian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146 (1), pp. 19-32.

Renne P. R., Deino, A. L., Hilgen, F. J., Kuiper, K. F., Mark, D. F., Mitchell, W. S., Morgan L.E., Mundil R. & Smit J. (2013) - Time scales of critical events around the Cretaceous-Paleogene boundary. *Science*, 339 (6120), pp. 684-687.

Retallack G. J. (1997) - Early forest soils and their role in Devonian global change. *Science*, 276 (5312), pp. 583-585.

Ricci-Lucchi F. (1975) - Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines. *Journal of Sedimentary Research*, 45 (1), pp. 3-43.

Ricci Lucchi F. & Piali G. (1973) - Apporti secondari nella Marnoso-arenacea; 1, Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a est-nord-est di Perugia. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 92 (3), pp. 669-712.

Riquier L. (2005) - Perturbations des environnements marins, à la limite Frasnien-Famennien (Dévonien terminal) : apport de la géochimie inorganique et du magnétisme des roches. *Thèse Doc. Univ. Sci. Tech. Lille 1*. 433p.

Riquier L., Tribovillard N., Averbuch O., Joachimski M.M., Racki G., Devleeschouwer X. & Riboulleau A. (2005) - Productivity and bottom water redox conditions at the Frasnian-Famennian boundary on both sides of the Eovariscan Belt : constraints from trace-element geochemistry. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 20, pp. 199-224.

Rjimati E., Derre C., Lecolle M., Lillie F., Nerci K., Azza A., & Bennani, A. (1992) - Caractéristique de la tectonique panafricaine dans le Jbel Saghro (Anti Atlas, Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 366.

Robertson A. H. & Degnan P. J. (1993) - Sedimentology and tectonic implications of the Lamayuru Complex : deep-water facies of the Indian passive margin, Indus Suture Zone, Ladakh Himalaya. *Geological Society, London, Special Publications*, 74 (1), pp. 299-321.

Rolland G. (1886) - Hydrographie et orographie du Sahara algérien: par G. Rolland, *Société de géographie*.

Royer D. L., Berner R. A., Montañez I. P., Tabor N. J. & Beerling D. J. (2004) - CO₂ as a primary driver of phanerozoic climate. *GSA today*, 14(3), pp. 4-10.

Sacal V. (1963) - Microfaciès du Paléozoïque Saharien: Paris, *Compagnie française des pétroles*.

Sandberg C. A. & Ziegler W. (1996) - Devonian conodont biochronology in geologic time calibration. *Senckenbergiana lethaea*, 76 (1-2), pp. 259-265.

Sandberg C. A. & Ziegler W. (1998) - Comments on proposed Frasnian and Famennian Subdivisions. In : *Document submitted to IUGS Subcommission on Devonian Stratigraphy, Meeting in Bologna, Italy*, pp. 43-46.

Sandberg C. A., Ziegler W., Dreesen R. & Butler J. L. (1988) - Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. *LPI Contributions*, pp. 673, 160.

Sanders H. L. (1968) - Marine benthic diversity : a comparative study. *American Naturalist*, 102, pp. 243-282

Sanders H. L., Hessler R. R. & Hampson G. R. (1965) - An introduction to the study of deep-sea benthic faunal assemblages along the Gay Head-Bermuda transect. In : *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. Elsevier, Vol. 12, No. 6, pp. 845-867.

Schatsky N. S. & Bogdanoff A. A. (1960) - La carte tectonique internationale de l'Europe au 2500000 : Akademiya Nauk SSSR Izvestiya, Seriya Geologicheskaya, n° 4.

Schindler E. (1990) - The late Frasnian (Upper Devonian) Kellwasser crisis. In : *Extinction Events in Earth History*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 151-159.

Schirmer H. (1893) - Le Sahara : *Thèse présentée à la Faculté des lettres de Paris* (Doctoral dissertation).

Schlager W. (1974) - Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient Tethyan sea floors in Pelagic sediments : on land and under the sea (Hsu & Jenkyns, eds). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 1, pp. 49-70.

Schweigl J. & Neubauer F. (1997) - Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps : Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. *Eclogae geologicae Helveticae*, 90 (2), pp. 303-323.

Scotese C. R. & McKerrow W. S. (1990) - Revised world maps and introduction. *Geological Society, London, Memoirs*, 12 (1), pp. 1-21.

Scotese C. R., Bambach R. K., Barton C., Van der Voo R. & Ziegler A. M. (1979) - Paleozoic base maps. *The Journal of Geology*, pp. 217-277.

Scotese C. R., Boucot A. J. & McKerrow W. S. (1999) - Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28 (1), pp. 99-114.

Seilacher A. (1967) - Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology, Elsevier*, 5, pp. 413-428.

Seilacher A. (1982) - Distinctive features of sandy tempestites. In *Cyclic and event stratification*. Springer, Berlin, Heidelberg. pp. 333-349.

Seilacher A. & Aigner T. (1991) - Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: the geologic perspective. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (Einsele et al., ed.), Springer, Berlin. pp. 249-267.

Selley A. C. (1970) - Ancient sedimentary environments : Ithaca. N.Y. *Cornell University Press*. 237 p.

Sepkoski J. J. (1981) - A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology*, 7 (01), pp. 36-53.

Sepkoski J. J. (1984) - A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity. III. Post-Paleozoic families and mass extinctions. *Paleobiology*, 10 (02), pp. 246-267.

Sepkoski J. J. (1988) - Alpha, beta, or gamma: where does all the diversity go?. *Paleobiology*, 14 (3), pp. 221-234.

Seyfried H. (1978) - Der subbretische Jura von Murcia (Südost- Spanien). *Geologisches Jahrbuch*, Reihe B, 29, 3- 201 p.

Seyfried H. (1980) - Jurassic red nodular limestones slope sediments near insular shelves. *Rosso - Ammonitico Symposium*, Rome.

Seyfried H. (1981) - Genesis of « regressive » and « transgressive » pelagic sequences in the Tethyan Jurassic. In : *Rosso Ammonitico symposium proceedings: Rome, Edizioni Tecnoscienza*, pp. 547-579.

Shanmugam G. (1996) - High-Density Turbidity Currents : Are They Sandy Debris Flows ? : Perspectives. *Journal of sedimentary research*, 66 (1).

Shanmugam G. (2000) - 50 years of the turbidite paradigm (1950s—1990s) : deep-water processes and facies models-a critical perspective. *Marine and petroleum Geology*, 17 (2), pp. 285-342.

Shanmugam G. & Moiola R. J. (1988) - Submarine fans: characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth-Science Reviews*, 24 (6), pp. 383-428.

Shanmugam G. & Moiola R. J. (1994) - An unconventional model for the deep-water sandstones of the Jackfork Group (Pennsylvanian), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. In : *Submarine fans and turbidite systems: Gulf Coast Section of SEPM 15th Annual Research Conference*, pp. 311-326.

- Shannon C. E. & Weaver W. (1949)** - *The Mathematical Theory of Communication*. Urbana, Illinois: University of Illinois Press.
- Sheehan P. M. (2001)** - The late Ordovician mass extinction. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29 (1), pp. 331-364.
- Simpson E. H. (1949)** - Measurement of diversity. *Nature* 163 : 688 pp.
- Simpson E. L. (1987)** - Sedimentology and tectonic implications of the Late Proterozoic to Early Cambrian Chilhowee Group in southern and central Virginia.
- Simpson E. L. & Eriksson, K. A. (1990)** - Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia : an example of the early history of a passive margin. *Journal of Sedimentary Research*, 60 (1), pp. 84-100.
- Sintubin M. (2008)** - L'Ardenne varisque : un témoin de la marge septentrionale de l'océan Rhéique. In Faure, R., Lardeaux J. M. & Rossi P. (Eds.) *La Chaîne varisque. Géochronique*, 105, pp. 26-29.
- Soegaard K. & Eriksson K. A. (1985)** - Evidence of tide, storm, and wave interaction on a Precambrian siliciclastic shelf : The 1,700 MY Ortega Group, New Mexico. *Journal of sedimentary Research*, 55 (5).
- Sorauf J. E. & Pedder A. E. H. (1986)** - Late Devonian rugose corals and the Frasnian-Famennian crisis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 23 (9), pp. 1265-1287.
- Soulaimani A., Piqué A. & Bouabdelli M. (2003)** - L'extension continentale au Protérozoïque terminal-Cambrien basal dans l'Anti-Atlas (Maroc). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174, pp. 83-92.
- Stearn C. W. (1987)** - Effect of the Frasnian-Famennian extinction event on the stromatoporoids. *Geology*, 15 (7), pp. 677-679.
- Stevenson R. (2015)** - Stable isotopes of hydrothermal carbonate minerals in the butte porphyry-lode deposits, Montana. (*Doctoral dissertation, Montana Tech of The University of Montana*).
- Stow D. A. & Shanmugam G. (1980)** -. Sequence of structures in fine-grained turbidites : comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25 (1-2), pp. 23-42.
- Stow D. A. & Johansson M. (2000)** - Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*, 17 (2), pp. 145-174.
- Strackov N. M. (1960)** - *Osnovy teorii lithogenesa.*, Izvestya Akademii Nauk SSSR, Moskva 1, 221 p.
- Strasser A., Pittet B., Hillgärtner H. & Pasquier J. B. (1999)** - Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems : concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, 128 (3), pp.201-221.
- Streel M., Caputo M. V., Loboziak S. & Melo J. H. G. (2000)** - Late Frasnian–Famennian climates based on palynomorph analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth-Science Reviews*, 52 (1), pp. 121-173.
- Sturani C. (1971)** - Ammonites and Stratigraphy of the « Posidonia Alpina »" Beds of the Venetian Alps (Middle Jurassic, Mainly Bajocian) ; *with 16 Plates. Societáa Cooperativa Tipografica*.
- Sujkowski Z. L. (1958)** - Diagenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 42, pp. 2692-2717.

Syvitski, J. P. M. & Farrow, G. E. (1989) - Fjord sedimentation as an analogue for small hydrocarbon-bearing fan deltas. *Geological Society, London, Special Publications*, 41 (1), pp. 21-43.

Szulczewski M. (1965) - Observations sur la genèse des calcaires noduleux des Tatras. *Ann. Soc. Géol. Pologne, Cracovie*, XXXV, (2), 4 fig., pl. XXIX-XXXII, pp. 243-261.

Talent J. A. (1988) - Organic reef-building: Episodes of extinction and symbiosis. *Senckenbergiana lethaea*, 69 (3), pp. 315-368.

Talent J. A., Mawson R., Andrew A. S., Hamilton P. J. & Whitford D. J. (1993) - Middle Palaeozoic extinction events: faunal and isotopic data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104 (1), pp. 139-152.

Teichert C. (1958) - Concepts of facies. *AAPG Bulletin*, 42 (11), pp. 2718-2744.

Termier G. & Termier H. (1950) - Paléontologie marocaine: invertébrés de l'ère primaire. annélides, arthropodes, échinodermes, conularides et graptolithes. *II. fascicule 4. Hermann.*

Termier H. & Termier G. (1947) - Découverte de Psilophytinées dans l'Eifélien du Maroc Central. *Compte Rendus semestriel de la Société Géologique de France*, 14, 284 p.

Termier H. & Termier G. (1951) - Stratigraphie et paléobiologie des terrains primaires de Benhamed (Chaouïa sud, Maroc). *Notes et Mémoires de Service Géologique Maroc*, 85, pp. 48-105.

Termier H. & Termier G. (1960) - Erosion et Sedimentation. *Soil Science*, 90 (4), 266 p.

Tinterri R., Magalhaes P. M., Tagliaferri A. & Cunha R. S. (2016) - Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France). *Sedimentary Geology*, 344, pp. 382-407.

Traykovski P., Geyer W. R., Irish J. D. & Lynch J. F. (2000) - The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. *Continental Shelf Research*, 20 (16), pp. 2113-2140.

Tsien H. H. (1979) - Paleocology of algal-bearing facies in the Devonian (Couvianian to Frasnian) reef complexes of Belgium. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 27, pp. 103-127.

Tucker M. E. (1974) - Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany). *Pelagic sediments: on land and under the sea*, pp. 71-92.

Tucker M. E. & Wright V. P. (1990) - Carbonate mineralogy and chemistry. *Carbonate Sedimentology*, pp. 284-313.

Ugland K. I., Gray J. S. & Ellingsen K. E. (2003) - The species-accumulation curve and estimation of species richness. *Journal of Animal Ecology*, 72 (5), pp. 888-897.

Vail P. R., Mitchum J. R. M. & Thompson. S. (1977) - Global cycles of relative changes of sea level. *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists*, 83-98.

Vail P. R., Hardenbold J. & Todd R. G. (1984) - Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In : Schlee, J.S. (Ed.), *Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **36**, pp. 129-144.

Vail P. R., Colin J. P., Du Chene R. J., Kuchly J., Mediavilla F. & Trifilieff V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3** (7), pp. 1301-1321.

Van Wagoner J.C., Mitchum R. M., Campion K. M. & Rahmaniav V. D. (1990) - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops : concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series*, **7**: 55 p.

Vishnevskaya V., Pisera A. & Racki G. (2002) - Siliceous biota [radiolarians and sponges] and the Late Devonian biotic crisis : The Polish reference. *Acta Palaeontologica Polonica*, **47** (2).

Walker K. R. & Laporte L. F. (1970) - Congruent fossil communities from Ordovician and Devonian carbonates of New York. *Journal of Paleontology*, pp. 928-944.

Walker R. G. (1965) - The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. In : *Proceedings of the Yorkshire Geological and Polytechnic Society, Geological Society of London*. Vol. 35, No. 1, pp. 1-32.

Walker R. G. (1967) - Turbidite Sedimentary Structures and their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments1. *Journal of Sedimentary Research*, **37** (1), pp. 25-43.

Walker R. G. (1978) - Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans : models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, **62** (6), pp. 932-966.

Walker R. G. (1979) - Shallow marine sands. In Walker R.G. (ed.) *Facies Models. Geosciences Canada Reprint Series*, Kitchener, Ontario, Ainsworth Press, **1**, pp. 75-89.

Walker R. G. (1982) - Hummocky and swaley cross stratification. In : Walker R.G. (ed.) *Clastic Units of the Front Ranges, Foothills and Plains in the area between Field, B.C. and Drumheller, Alberta. International Association of Sedimentologists, 11th International Congress on Sedimentology*, Hamilton (Canada), Guidebook to Excursion, **21**, pp. 22-30.

Walker R. G. (1984) - Ancient examples of tidal sandstones bodies formed in open shallow seas. In : Tillman R.W., Swift D.J. P., and Walker R.G. (Eds) : *Shelf sands on sandstones reservoirs. Annual Meet. San Antonio, Texas*.

Walker R. G. (1990) - Facies modeling and sequence stratigraphy: perspective. *Journal of Sedimentary Research*, **60** (5).

Walker R. G. (1992 a) - Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *Facies models response to sea-level change*, pp. 1-14.

Walker R. G. (1992 b) - Turbidites and submarine fans. *Facies models response to sea-level changes*, pp. 239-263.

Walliser O. H. (1984) - Pleading for a natural D/C boundary. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, **67**, pp. 241-246.

Walliser O. H. (1985) - Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, **75**, pp. 401-408.

Walliser O. H. (1996 a) - Global events in the Devonian and carboniferous. In Walliser, O.H. (Ed) Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic, Springer, 313 p.

Walliser O. H. (1996 b) - Patterns and causes of global events. In : *Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer Berlin Heidelberg. pp. 7-19.

Walliser O. H. Groos-Uffenorde H., Schindler E. & Ziegler W. (1989) - On the Upper Kellwasser Horizon (boundary Frasnian/Famennian). *Courier Forschungs Institut Senckenberg*, 110, pp. 247-256.

Wang K. (1992) - Glassy microspherules (microtektites) from an Upper Devonian limestone. *Science*, 256 (5063), pp. 1547-1550.

Weedon G. P. & Jenkyns H. C. (1999) - Cyclostratigraphy and the Early Jurassic timescale : Data from the Belemnite Marls, Dorset, southern England. *Geol. Soc. Am. Bull.* 111, pp. 1823-1840.

Weisrock A. (1981) - Morphogenese des edifices tuffeux d'Imouzzer Ida ou Tanane (Maroc). In : Formations carbonates externes, tufs et travertins, *Actes du Colloque de l'association Geographes Français*. pp. 157-170.

Wendt J. (1985) - Disintegration of the continental margin of northwestern Gondwana: Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Geology*, 13 (11), pp. 815-818.

Wendt J. (1988 a) - Facies pattern and paleogeography of the Middle and Late Devonian in the eastern Anti-Atlas (Morocco). pp. 467-480.

Wendt J. (1988 b) - Condensed carbonate sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81 (1), pp. 155-173.

Wendt J. (1993) - Steep-sided carbonate mud mounds in the Middle Devonian of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Geological Magazine*, 130 (01), pp. 69-83.

Wendt J. & Aigner T. (1985) - Facies patterns and depositional environments of Palaeozoic cephalopod limestones. *Sedimentary Geology*, 44 (3-4), pp. 263-300.

Wendt J. & Belka Z. (1991) - Age and depositional environment of Upper Devonian (early Frasnian to early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Facies*, 25 (1), pp. 51-89.

Wendt J., Aigner T. & Neugebauer J. (1984) - Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: the Tafilalt Platform (upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Morocco). *Sedimentology*, 31 (5), pp. 601-625.

Wendt J., Kaufmann B., Belka Z., Klüg C. & Lubeseder S. (2006) - Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: the Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geological Magazine*, 143 (03), pp. 269-299.

Westphal H., Head M. J. & Munnecke A. (2000) - Diagenesis of rhythmic limestone-alternations from the Pliocene of the Bahamas. *J. Sediment. Res.* 70, pp. 715-725.

Weyant M. (1985) - Conodonts in North Africa. *The Carboniferous of the World*, 2, pp. 364-367.

Wheatcroft R. A. (2000) - Oceanic flood sedimentation : a new perspective. *Continental Shelf Research*, 20 (16), pp. 2059-2066.

Wilczynski , Pizon A., Pokorski J., Juskou O. & Moscicej W. J. (1986) - Travaux de levé et de recherche systématique au 1/200000 sur la feuille NH-30-VI El Kseibat, *Rapport final, inédit, EREM Unité de Béchar Algérie*, 1-100 p

- Wilson E. O. (1988)** - The current state of biological diversity. *Biodiversity*, 521 (1), pp. 3-18.
- Wilson J. L. (1975)** - Carbonate facies in geological history. 471 pp.
- Wood R. (2004)** - Palaeoecology of a post-extinction reef : Famennian (Late Devonian) of the Canning Basin, north-western Australia. *Palaeontology*, 47 (2), pp. 415-445.
- Wright L. D. & Friedrichs C. T. (2006)** - Gravity-driven sediment transport on continental shelves: a status report. *Continental Shelf Research*, 26 (17), pp. 2092-2107.
- Wright L. D., Yang Z. S., Bornhold B. D., Keller G. H., Prior D. B. & Wiseman Jr. W. J. (1986)** - Hyperpycnal plumes and plume fronts over the Huanghe (Yellow River) delta front. *Geo-Marine Letters*, 6 (2), pp. 97-105.
- Wright L. D., Friedrichs C. T., Kim S. C. & Scully M. E. (2001)** - Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves. *Marine Geology*, 175 (1), pp. 25-45.
- Yapaudjian L. (1987)** - Tendances récentes dans l'étude des carbonates en exploration pétrolière. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3 (7), pp. 1271-1289.
- Young G. C., Moody J. M. & Casas J. E. (2000)** - New discoveries of Devonian vertebrates from South America, and implications for Gondwana-Euramerica contact. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series II A-Earth and Planetary Science*, 331 (11), pp. 755-761.
- Zazoun R. S., (2001)** - La tectogenèse hercynienne dans la partie occidentale du bassin de l'Ahnet et la région de Bled El Mass, Sahara algérien : un continuum de déformation. *J. Afr. Earth Sci.* 4, pp. 869-887.
- Ziegler W. & Sandberg C. A. (1984)** - Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. *Geological Society of America Special Papers*, 196, pp. 179-194.
- Ziegler W. & Sandberg C. A. (1990)** - The late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungs Institut Senckenberg*. 121, pp. 1-115.
- Ziegler W. Klapper G. & Johnson J. G. (1976)** - Redefinition and subdivision of the varcus-zone (conodonts, Middle-Upper Devonian) in Europe and North America. *Geologica et Palaeontologica*, 10, pp. 109-140.
- Zieliński M. (2012)** - Conodont thermal alteration patterns in Devonian and Carboniferous rocks of the Ahnet and Mouydir basins (southern Algeria). *Marine and Petroleum Geology*, 38 (1), pp. 166-176.
- Zong P., Becker R. T. & Ma X. (2015)** - Upper Devonian (Famennian) and Lower Carboniferous (Tournaisian) ammonoids from western Junggar, Xinjiang, northwestern China-stratigraphy, taxonomy and palaeobiogeography. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95 (2), pp. 159-202.

ANNEXE

LISTE DES PLANCHES

Planche « 1 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg ». La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Cheiloceratidae : Frech, 1897

Spécimen « **Z11.10** » : *Cheiloceras* sp. ; Membre des griottes argilo-calcaires, Coupe « I ».

Spécimen « **Be 2.5** » : *Cheiloceras* sp. ; Membre des griottes calcaires, Coupe « II ».

Spécimen « **Oz1'.1** » : *Cheiloceras* cf. *crassum* ; Wedekind, 1918 ; Membre des griottes argilo-calcaires, Coupe « III ».

Famille de Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Spécimen « **Be2.2** » : *Linguatornoceras* sp. ; Membre des griottes calcaires, Coupe « II ».

Famille de Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Spécimen « **Z37.33** » : *Mimimitoceras* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « I ».

Famille de Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « **Z35.12** » : *Cymaclymenia* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « I ».

Spécimens « **Z37.14** », « **Z37.31** » : *Cymaclymenia* cf. *formosa* ; Korn, 2014 ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « I ».

Spécimen « **Be45.5** » : *Cymaclymenia* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « II ».

Plate « 1 »

The specimens below are represented in the "Griottes limestones of Ben-Zireg Formation". The vertical bar represents 1 cm.

Family Cheiloceratidae : Frech, 1897

Specimen "**Z11.10**" : *Cheiloceras* sp. ; Clayey-limestone griottes member, Section "I".

Specimen "**Be 2.5**" : *Cheiloceras* sp. ; Griotte limestones member, Section "II".

Specimen "**Oz1'.1**" : *Cheiloceras* cf. *crassum* ; Wedekind, 1918 ; Clayey-limestone griottes member, Section "III".

Family Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Specimen "**Be2.2**" : *Linguatornoceras* sp. ; Griottes limestones member, Section "II".

Family Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Specimen "**Z37.33**" : *Mimimitoceras* sp. ; Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "I".

Family Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimen "**Z35.12**" : *Cymaclymenia* sp. ; Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "I".

Specimens "**Z37.14**", "**Z37.31**" : *Cymaclymenia* cf. *formosa* ; Korn, 2014 ; Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "I".

Specimen "**Be45.5**" : *Cymaclymenia* sp. Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "II".

PLANCHE "1"

Cheiloceratidae



Z11.10

Be2.5

Tomoceratidae



Be2.2

Prionoceratidae



Z37.33

Cymaclymeniidae



Z35.12

Z37.14



Z37.31

Be45.5

Planche « 2 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg ». La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Kosmoclymeniidae : Korn & Price, 1987

Spécimens « **Z37.5** », « **Z37.10** » : *Kosmoclymenia* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « I ».

Spécimen « **Be 45.1** » : *Kosmoclymenia* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « II ».

Spécimen « **Z37.6** » : *Linguaclymenia* cf. *similus* ; Münster, 1839 ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « I ».

Famille de Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « **Z35.2** » : *Cymaclymenia* cf. *formosa* ; Korn, 2014 ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « I ».

Famille de Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « **Z37.24** » : *Cyrtoclymenia* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « I ».

Famille de Goniacycleniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « **Z37.8** » : *Goniacyclenia* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, Coupe « I ».

Plate « 2 »

The specimens below are represented in the "Griottes limestones of Ben-Zireg Formation". The vertical bar represents 1 cm.

Family Kosmoclymeniidae : Korn & Price, 1987

Specimens "**Z37.5**", "**Z37.10**" : *Kosmoclymenia* sp. ; Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "I".

Specimen "**Be 45.1**" : *Kosmoclymenia* sp. ; Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "II".

Specimen "**Z37.6**" : *Linguaclymenia* cf. *similes* ; Münster, 1839 ; Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "I".

Family Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimen "**Z35.2**" : *Cymaclymenia* cf. *formosa* ; Korn, 2014 ; Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "I".

Family Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimen "**Z37.24**" : *Cyrtoclymenia* sp. ; Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "I".

Family Goniacycleniidae : Hyatt, 1884

Specimen "**Z37.8**" : *Goniacyclenia* sp. ; Shales with intercalations of griotte limestone member, Section "I".

PLANCHE "2"

Kosmoclymeniidae



Cyrtoclymeniidae



Goniacycleniidae



Planche « 3 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation des calcaires griottes de Ben-Zireg ». La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn et al., 2003

Spécimen « A'1.15 » : *Erfoudites* sp. ; Membre des griottes argilo-calcaires, A environs 100 m Vers l'Ouest de la Coupe « I ».

Famille de Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Spécimen « A'2.40 » : *Prionoceras* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, A environs 100 m Vers l'Ouest de la Coupe « I ».

Famille de Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimens « A'2.34 », « A'2.37 » : *Cymaclymenia* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, A environs 100 m Vers l'Ouest de la Coupe « I ».

Famille de Clymeniidae : Edwards, 1849

Spécimens « A'2.6 », « A'2.11 », « A'2.16 » : *Clymenia speciosa* ; Münster, 1832 ; Membre des argiles à passées griottes ; A environs 100 m Vers l'Ouest de la Coupe « I ».

Famille de Kosmoclymeniidae : Korn & Price, 1987

Spécimen « A'1.4 » : *Kosmoclymenia* sp. ou *Muessenbiaergia* sp. ; Membre des griottes argilo-calcaires, A environs 100 m Vers l'Ouest de la Coupe « I ».

Spécimen « A'2.14 » : *Kosmoclymenia* sp. ou *Muessenbiaergia* sp. ; Membre des argiles à passées griottes, A environs 100 m Vers l'Ouest de la Coupe « I ».

Plate « 3 »

The specimens below are represented in the "Griottes limestones of Ben-Zireg Formation". The vertical bar represents 1 cm.

Family Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn et al., 2003

Specimen "A'1.15" : *Erfoudites* sp. ; Clayey-limestone griottes member, About 100 m West of the Section "I".

Family Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Specimen "A'2.40" : *Prionoceras* sp. ; Shales with intercalations of griotte limestone member; About 100 m West of the Section "I".

Family Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimens "A'2.34", "A'2.37" : *Cymaclymenia* sp. ; Shales with intercalations of griotte limestone member; About 100 m West of the Section "I".

Family Clymeniidae : Edwards, 1849

Specimens "A'2.6", "A'2.11", "A'2.16" : *Clymenia speciosa* ; Münster, 1832 ; Shales with intercalations of griotte limestone member; About 100 m West of the Section "I".

Family Kosmoclymeniidae : Korn & Price, 1987

Specimen "A'1.4" : *Kosmoclymenia* sp. or *Muessenbiaergia* sp. ; Clayey-limestone griottes member; About 100 m West of the Section "I".

Specimen "A'2.14" : *Kosmoclymenia* sp. or *Muessenbiaergia* sp. ; Shales with intercalations of griotte limestone member; About 100 m West of the Section "I".

PLANCHE "3"

Sporadoceratidae



A'1.15

Prionoceratidae



A'2.40

Cymaclymeniidae



A'2.37



A'2.34

Clymeniidae



A'2.11



A'2.16



A'2.6

Kosmoclymeniidae



A'1.4



A'2.14

Planche « 4 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation de Cheffar El Ahmar » et la « Formation des argiles de Marhouma » (Région de Marhouma). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Pharciceratidae : Hyatt, 1900

Spécimen « F3.13 » : *Stenopharciceras* sp. ; Membre des argiles à rares passées calcaires de la « Formation de Cheffar El Ahmar ».

Spécimen « F3.15 » : *Stenopharciceras* sp. ; Membre des argiles à rares passées calcaires de la « Formation de Cheffar El Ahmar ».

Famille de Gephuroceratidae : Frech, 1897

Spécimens « F4'.2 », « F4'.3 », « F4'.4 », « F4'.6 » : *Manticoceras* sp. ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « F4'.12 » : *Carinoceras* sp. ou *Manticoceras* sp. ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Famille de Cheiloceratidae : Frech, 1897

Spécimen « F5.9 » : *Cheiloceras* sp. ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Famille de Beloceratidae : Hyatt, 1884

Spécimen « F4.5 » : *Naplesites* sp. ou *Mesobeloceras kayseri* Holzapfed, 1882 ; Membre des calcaires griottes slumpés de la « Formation de Cheffar El Ahmar ».

Spécimen « F4.6 » : *Naplesites* sp. ou *Mesobeloceras kayseri* Holzapfed, 1882 ; Membre des calcaires griottes slumpés de la « Formation de Cheffar El Ahmar ».

Famille de Koenenitidae : Becker & House, 1993

Spécimen « F3.10 » : *Koenenites* sp. ; Membre des argiles à rares passées calcaires de la « Formation de Cheffar El Ahmar ».

Spécimen « F3.8 » : *Koenenites* sp. ; Membre des argiles à rares passées calcaires de la « Formation de Cheffar El Ahmar ».

Plate « 4 »

The specimens below are represented in the "Cheffar El Ahmar Formation" and the "Clay of Marhouma Formation" (Marhouma area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Pharciceratidae : Hyatt, 1900

Specimen "F3.13" : *Stenopharciceras* sp. ; Clay with rare past limestones member of the "Cheffar El Ahmar Formation".

Specimen "F3.15" : *Stenopharciceras* sp. ; Clay with rare past limestones member of the "Cheffar El Ahmar Formation".

Family Gephuroceratidae : Frech, 1897

Specimens "F4'.2", "F4'.3", "F4'.4", "F4'.6" : *Manticoceras* sp. ; Lumpy clays member "Clayey part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F4'.12" : *Carinoceras* sp. or *Manticoceras* sp. ; Lumpy clays member "Clayey part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Family Cheiloceratidae : Frech, 1897

Specimen "F5.9" : *Cheiloceras* sp. ; Lumpy clays member "Clayey part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Family Beloceratidae : Hyatt, 1884

Specimen "F4.5" : *Naplesites* sp. or *Mesobeloceras kayseri* ; Holzapfed, 1882 ; Slumped limestones member of the "Cheffar El Ahmar Formation".

Specimen "F4.6" : *Naplesites* sp. or *Mesobeloceras kayseri* ; Holzapfed, 1882 ; Slumped limestones member of the "Cheffar El Ahmar Formation".

Family Koenenitidae : Becker & House, 1993

Specimen "F3.10" : *Koenenites* sp. ; Clay with rare past limestones member of the "Cheffar El Ahmar Formation".

Specimen "F3.8" : *Koenenites* sp. ; Clay with rare past limestones clays member of the "Cheffar El Ahmar Formation".

PLANCHE "4"

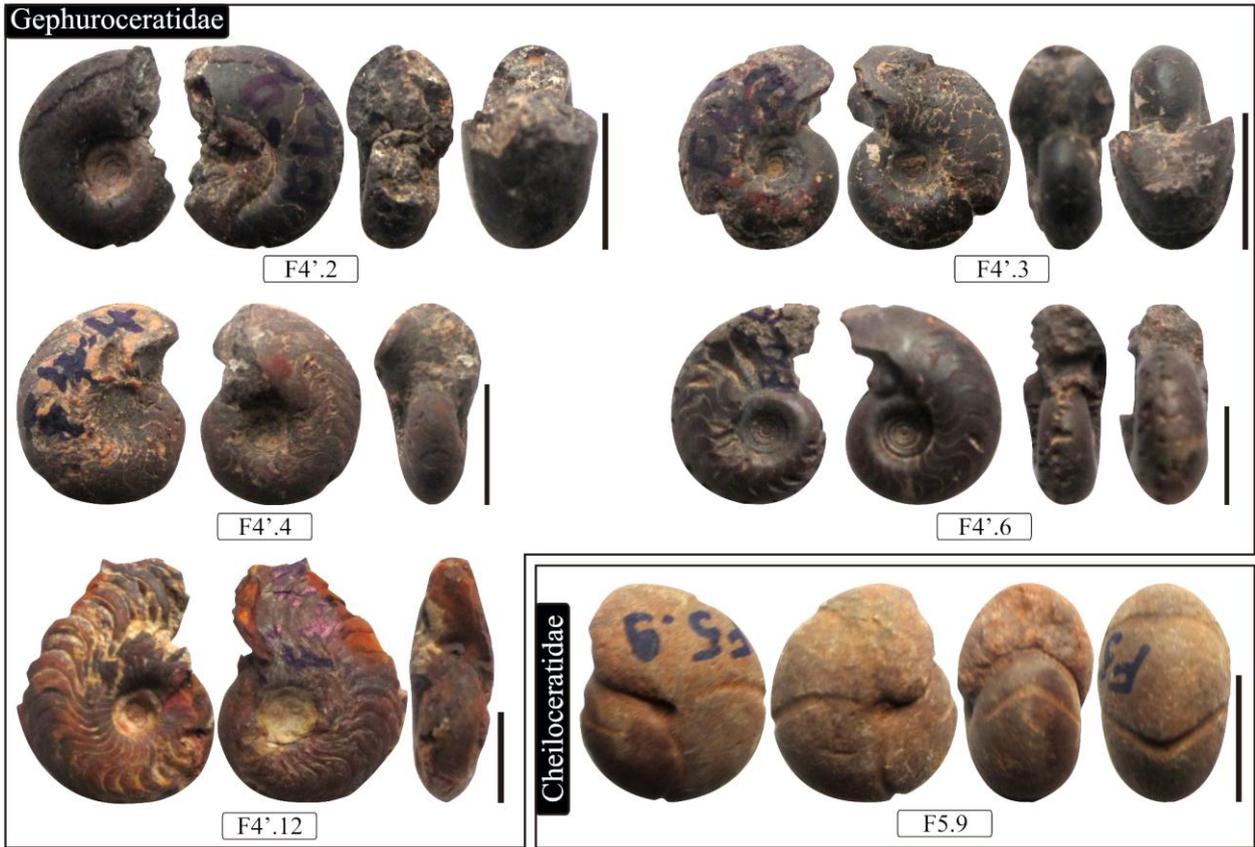


Planche « 5 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Région de Marhouma). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn et al., 2003

Spécimen « **F5'.8** » : *Erfoudites rherisensis* ? ; Korn et al., 2014 ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F9.47** » : *Maenoceras* sp. ; Membre des griottes argilo-calcaires « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F6.28** » : *Erfoudites* cf. *zizensis* ; Korn, 1999 ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » et membre des calcaires à entroques « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F6.20** » : *Sporadoceras muensteri* ; Von Buch, 1832 ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » et membre des calcaires à entroques « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Famille de Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Spécimens « **F5.16** », « **F5.18** » : *Polonoceras* sp. ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F22.40** » : *Polonoceras* sp. ; Membre des argiles vertes « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F4'.21** » : *Polonoceras subundulatum* ; Frech, 1887 ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimens « **F6.2** », « **F6.1** » : *Planitornoceras euryomphalum* ; Wedekind, 1908 ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » et membre des calcaires à entroques « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Plate « 5 »

The specimens below are represented in the "Clay of Marhouma Formation" (Marhouma area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn et al., 2003

Specimen "**F5'.8**" : *Erfoudites rherisensis*? ; Korn et al., 2014 ; Lumpy clays member "*Clayey part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "**F9.47**" : *Maenoceras* sp. ; Clayey-limestone griottes member "*Clayey-limestone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "**F6.28**" : *Erfoudites* cf. *zizensis* ; Korn, 1999 ; Lumpy clays member "*Clayey part*" and crinoidal limestones member "*Clayey-limestone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "**F6.20**" : *Sporadoceras muensteri* ; Von Buch, 1832 ; Lumpy clays member "*Clayey part*" and crinoidal limestones member "*Clayey-limestone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Family Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Specimens "**F5.16**", "**F5.18**" : *Polonoceras* sp. ; Lumpy clays member "*Clayey part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "**F22.40**" : *Polonoceras* sp. ; Green clays member "*Clay-sandstone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "**F4'.21**" : *Polonoceras subundulatum* ; Frech, 1887 ; Lumpy clays member "*Clayey part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimens "**F6.2**", "**F6.1**" : *Planitornoceras euryomphalum* ; Wedekind, 1908 ; Lumpy clays member "*Clayey part*" and crinoidal limestones member "*Clayey-limestone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

PLANCHE "5"

Sporadoceratidae



Tornoceratidae



Planche « 6 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Région de Marhouma). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Spécimens « F8.21 », « F8.22 » : *Prionoceras* sp. ; Membre des griottes calcaires « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « F9.13 » : *Prionoceras* sp. ; Membre des griottes argilo-calcaires « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Famille de Costaclymeniidae : Ruzhencev, 1957

Spécimen « F18.28 » : *Costaclymenia* sp. ; Membre des alternances argilo-gréseuse « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Famille de Goniacycleniidae : Hyatt, 1884

Spécimens « F19.11 », « F20.9 », « F19.10 » : *Goniacyclenia* sp. (*subcarinata*, *speciosa*, *corpulata* ?) ; Membre des alternances argilo-gréseuse « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « F22.14 » : *Kalloclymenia* sp. ; Membre des argiles vertes « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Plate « 6 »

The specimens below are represented in the "Clay of Marhouma Formation" (Marhouma area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Specimens "F8.21", "F8.22" : *Prionoceras* sp. ; Griotte limestone member "*Clayey-limestone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F9.13" : *Prionoceras* sp. ; Clayey-limestone griottes member "*Clayey-limestone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Family Costaclymeniidae : Ruzhencev, 1957

Specimen "F18.28" : *Costaclymenia* sp. ; Clay-sandstone alternations member "*Clay-sandstone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Family Goniacycleniidae : Hyatt, 1884

Specimens "F19.11", "F20.9", "F19.10" : *Goniacyclenia* sp. (*subcarinata*, *speciosa*, *corpulata*?) ; Clay-sandstone alternations member "*Clay-sandstone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F22.14" : *Kalloclymenia* sp. ; Green clays member "*Clay-sandstone part*" of the "Clay of Marhouma Formation".

PLANCHE "6"

Prionoceratidae



Costaclymeniidae

Goniacymeniidae



Planche « 7 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation des argiles de Marhouma » (Région de Marhouma). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « **F14.7** » : *Cymaclymenia subvexa* Klein and Korn, 2014 ; Membre des griottes argilo-calcaires « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F21.8** » : *Cymaclymenia subvexa* Klein and Korn, 2014 ; Membre des argiles vertes « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F10.18** » : *Cymaclymenia* sp. ; Membre des griottes argilo-calcaires « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Famille de Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « **F9.45** » : *Cyrtoclymenia* sp. ; Membre des griottes argilo-calcaires « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimens « **F18.18** », « **F20.4** » : *Cyrtoclymenia* sp. ; Membre des alternances argilo-gréseuse « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Plate « 7 »

The specimens below are represented in the "Clay of Marhouma Formation" (Marhouma area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimen "F14.7" : *Cymaclymenia subvexa* ; Klein & Korn, 2014 ; Clayey-limestone griottes member "Clayey-limestone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F21.8" : *Cymaclymenia subvexa* ; Klein & Korn, 2014 ; Green clays member "Clay-sandstone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F10.18" : *Cymaclymenia* sp. ; Clayey-limestone griottes member "Clayey-limestone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Family Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimen "F9.45" : *Cyrtoclymenia* sp. ; Clayey-limestone griottes member "Clayey-limestone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimens "F18.18", "F20.4" : *Cyrtoclymenia* sp. ; Clay-sandstone alternations member "Clay-sandstone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

PLANCHE "7"

Cymaclymeniidae



F14.7

F21.8



F10.18

Cyrtoclymeniidae



F9.45



F18.18



F20.4

Planche « 8 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation de Cheffar El Ahmar » et la « Formation des argiles de Marhouma » (Région de Marhouma). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Spécimen « **F5.3** » : *Polonoceras subundulatum* ; Frech, 1887 ; Membre des argiles à grumeaux « Partie argileuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F3.12** » : *Tornoceras* sp. ou *Phoenixites frechi* ; Wedekind, 1918 ; Membre des argiles à rares passées calcaires de la « Formation de Cheffar El Ahmar ».

Famille de Kosmoclymeniidae : Korn & Price, 1987

Spécimen « **F8.1** » : *Linguaclymenia* sp. ; Membre des griottes calcaires « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F21.2** » : *Linguaclymenia* sp. ; Membre des argiles vertes « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F22.38** » : *Kosmoclymenia* sp. (*inaequistriata* ?) ; Münster, 1832 ; Membre des argiles vertes « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Famille de Posttornoceratidae : Bogoslovsky, 1962

Spécimen « **F20.11** » : *Alpenites kayseri* ; Schindewolf, 1923 ; Membre des alternances argilo-gréseuse « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Famille de Platyclymeniidae : Wedekind, 1914

Spécimen « **F7.11** » : *Platyclymenia annulata* ; Münster, 1832 ; Membre des griottes calcaires « Partie carbonatée » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F18.23** » : *Platyclymenia annulata* ; Münster, 1832 ; Membre des alternances argilo-gréseuse « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Spécimen « **F22.19** » : *Platyclymenia annulata* ; Münster, 1832 ; Membre des argiles vertes « Partie argilo-gréseuse » de la « Formation des argiles de Marhouma ».

Plate « 8 »

The specimens below are represented in the "Cheffar El Ahmar Formation" and the "Clay of Marhouma Formation" (Marhouma area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Specimen "F5.3" : *Polonoceras subundulatum* ; Frech, 1887 ; Lumpy clays member "Clayey part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F3.12" : *Tornoceras* sp. or *Phoenixites frechi* ; Wedekind, 1918 ; Clay with rare past limestones member of the "Cheffar El Ahmar Formation".

Family Kosmoclymeniidae : Korn & Price, 1987

Specimen "F8.1" : *Linguaclymenia* sp. , Griotte limestone member "Clayey-limestone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F21.2" : *Linguaclymenia* sp. ; Green clays member "Clay-sandstone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F22.38" : *Kosmoclymenia* sp. (*inaequistriata*?) ; Münster, 1832 ; Green clays member "Clay-sandstone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Family Posttornoceratidae : Bogoslovsky, 1962

Specimen "F20.11" : *Alpenites kayseri* ; Schindewolf, 1923 ; Clay-sandstone alternations member "Clay-sandstone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Family Platyclymeniidae : Wedekind, 1914

Specimen "F7.11" : *Platyclymenia annulata* ; Münster, 1832 ; Griotte limestone member "Clayey-limestone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F18.23" : *Platyclymenia annulata* ; Münster, 1832 ; Clay-sandstone alternations member "Clay-sandstone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

Specimen "F22.19" : *Platyclymenia annulata* ; Münster, 1832 ; Green clays member "Clay-sandstone part" of the "Clay of Marhouma Formation".

PLANCHE "8"

Tornoceratidae



F5.3



F3.12

Kosmoclymeniidae



F8.1



F21.2



F22.38

Posttornoceratidae



F20.11

Platyclymenidae



F7.11



F18.23



F22.19

Planche « 9 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la partie « Argilo-calcaire » de la « Formation des argiles de Marhouma » (Région de Ouaraourout). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Spécimens « **On9.9** », « **On9.15** » : *Planitornoceras euryomphalum* ; Wedekind, 1918 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On14.16** » : *Gundolficeras fezzouense* ; Becker, 1995 ; Membre des griottes argilo-calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Famille de Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn et al., 2003

Spécimen « **On4.6** » : *Sporadoceras* cf. *conforme* ; Korn et al., 2015b ; Membre des calcaires à entroques ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On12.19** » : *Sporadoceras muensteri* ; Von Buch, 1832 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimens « **On2.5** » : *Erfoudites* n. sp. 2 et « **On3.2** » : *Erfoudites* n. sp. 1 ; Membre des calcaires à entroques ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On10.41** » : *Erfoudites rherisensis* ; Korn, 1999 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Famille de Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Spécimen « **On11.22** » : *Prionoceras lentis* ; Korn et al., 2014 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On10.34** » : *Prionoceras frechi* ; Wedekind, 1913 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On8.51** » : *Prionoceras vetus* ; Korn et al., 2014 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On11.25** » : *Prionoceras ouarouroutense* ; Korn et al., 2014 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Plate « 9 »

The specimens below are represented in the "Clayey-limestone" part of the "Clay of Marhouma Formation" (Ouaraourout area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Specimens « **On9.9** », « **On9.15** » : *Planitornoceras euryomphalum* ; Wedekind, 1918 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimen « **On14.16** » : *Gundolficeras fezzouense* ; Becker, 1995 ; Clayey-limestone griottes member; "Clayey-limestone part".

Family Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn et al., 2003

Specimen « **On4.6** » : *Sporadoceras* cf. *conforme* ; Korn et al., 2015b ; Crinoidal limestones member; "Clayey-limestone part".

Specimen « **On12.19** » : *Sporadoceras muensteri* ; Von Buch, 1832 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimens « **On2.5** » : *Erfoudites* n. sp. 2 and « **On3.2** » : *Erfoudites* n. sp. 1 ; Crinoidal limestones member; "Clayey-limestone part".

Specimen « **On10.41** » : *Erfoudites rherisensis* ; Korn, 1999 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Family Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Specimen « **On11.22** » : *Prionoceras lentis* ; Korn et al., 2014 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimen « **On10.34** » : *Prionoceras frechi* ; Wedekind, 1913 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimen « **On8.51** » : *Prionoceras vetus* ; Korn et al., 2014 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimen « **On11.25** » : *Prionoceras ouarouroutense* ; Korn et al., 2014 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

PLANCHE "9"



Planche « 10 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la partie « Argilo-calcaire » de la « Formation des argiles de Marhouma » (Région de Ouaraourout). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Spécimen « **On12.46** » : *Prionoceras* cf. *jeranense* ; Korn et al., 2014 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On8.59** » : *Prionoceras* cf. *takhbtitense* ; Korn et al., 2014 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On12.13** » : *Prionoceras* cf. *subtum* ; Korn et al., 2014 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Famille de Posttornoceratidae : Bogoslovsky, 1962

Spécimen « **On13.12** » : *Discoclymenia atlantea* ; Korn et al., 2016 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Famille de Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « **On10.19** » : *Cyrtoclymenia* cf. *frechi* ; Tokarenko, 1903 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimens « **On10.18** » : *Cyrtoclymenia* sp. et « **On8.3** » : *Cyrtoclymenia* sp. indet. ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Famille de Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « **On12.44** » : *Procymaclymenia ebbighauseni* ; Klein & Korn, 2014 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On9.17** » : *Genuclymenia* cf. *angelini* ; Wedekind, 1908 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimens « **On13.26** » : *Cymaclymenia formosa* et « **On12.39** » : *Cymaclymenia subvexa* ; Klein & Korn, 2014 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Plate « 10 »

The specimens below are represented in the "Clayey-limestone" part of the "Clay of Marhouma Formation" (Ouaraourout area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Specimen « **On12.46** » : *Prionoceras* cf. *jeranense* ; Korn et al., 2014 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimen « **On8.59** » : *Prionoceras* cf. *takhbtitense* ; Korn et al., 2014 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimen « **On12.13** » : *Prionoceras* cf. *subtum* ; Korn et al., 2014 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Family Posttornoceratidae : Bogoslovsky, 1962

Specimen « **On13.12** » : *Discoclymenia atlantea* ; Korn et al., 2016 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Family Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimen « **On10.19** » : *Cyrtoclymenia* cf. *frechi* ; Tokarenko, 1903 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimens « **On10.18** » : *Cyrtoclymenia* sp. and « **On8.3** » : *Cyrtoclymenia* sp. indet. ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Family Cymaclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimen « **On12.44** » : *Procymaclymenia ebbighauseni* ; Klein & Korn, 2014 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimen « **On9.17** » : *Genuclymenia* cf. *angelini* ; Wedekind, 1908 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

Specimens « **On13.26** » : *Cymaclymenia Formosa* and « **On12.39** » : *Cymaclymenia subvexa* ; Klein & Korn, 2014 ; Griotte limestone member; "Clayey-limestone part".

PLANCHE "10"



Planche « 11 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la partie « Argilo-calcaire » de la « Formation des argiles de Marhouma » (Région de Ouaraourout). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Platyclymeniidae : Wedekind, 1914

Spécimens « **On8.22** », « **On10.8** » : *Platyclymenia annulata* ; Münster, 1832 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On8.38** » : *Platyclymenia* cf. *ibnsinai* ; Korn, 1999 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Famille de Clymeniidae : Edwards, 1849

Spécimen « **On8.35** » : *Clymenia laevigata* ; Münster, 1831 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Famille de Gonioclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « **On8.46** » : *Gonioclymenia subcarinata* ; Münster, 1839 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Famille de Kosmoclymeniidae : Korn & Price, 1987

Spécimen « **On13.10** » : *Kosmoclymenia inaequistriata* ; Münster, 1832 ; Membre des griottes calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On14.35** » : *Muessenbiaergia* cf. *colubrina* ; Lange, 1929 ; Membre des griottes argilo-calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Spécimen « **On14.36** » : *Muessenbiaergia* cf. *sublaevis* ; Münster, 1832 ; Membre des griottes argilo-calcaires.

Famille de Sphenoclymeniidae : Korn, 1992

Spécimen « **On14.1** » : *Sphenoclymenia* cf. *intermedia* ; Münster, 1839 ; Membre des griottes argilo-calcaires ; Partie « Argilo-calcaire ».

Plate « 11 »

The specimens below are represented in the "Clayey-limestone" part of the "Clay of Marhouma Formation" (Ouaraourout area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Platyclymeniidae : Wedekind, 1914

Specimens « **On8.22** », « **On10.8** » : *Platyclymenia annulata* ; Münster, 1832 ; Griotte limestone member; "**Clayey-limestone part**".

Specimen « **On8.38** » : *Platyclymenia* cf. *ibnsinai* ; Korn, 1999 ; Griotte limestone member; "**Clayey-limestone part**".

Family Clymeniidae : Edwards, 1849

Specimen « **On8.35** » : *Clymenia laevigata* ; Münster, 1831 ; Griotte limestone member; "**Clayey-limestone part**".

Family Gonioclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimen « **On8.46** » : *Gonioclymenia subcarinata* ; Münster, 1839 ; Griotte limestone member; "**Clayey-limestone part**".

Family Kosmoclymeniidae : Korn & Price, 1987

Specimen « **On13.10** » : *Kosmoclymenia inaequistriata* ; Münster, 1832 ; Griotte limestone member; "**Clayey-limestone part**".

Specimen « **On14.35** » : *Muessenbiaergia* cf. *colubrina* ; Lange, 1929 ; Clayey-limestone griottes member; "**Clayey-limestone part**".

Specimen « **On14.36** » : *Muessenbiaergia* cf. *sublaevis* ; Münster, 1832 ; Clayey-limestone griottes member; "**Clayey-limestone part**".

Family Sphenoclymeniidae : Korn, 1992

Specimen « **On14.1** » : *Sphenoclymenia* cf. *intermedia* ; Münster, 1839 ; Clayey-limestone griottes member; "**Clayey-limestone part**".

PLANCHE "11"

Platyclymeniidae



On 8.22



On 10.8



On 8.38

Clymeniidae



On 8.35

Gonioclymeniidae



On 8.46

Kosmoclymeniidae



On 13.10



On 14.35



On 14.36

Sphenoclymeniidae



On 14.1

Planche « 12 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation des argiles de Kahla » (Région de Charouine). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Spécimen « X3.31 » : *Prionoceras cf. lamellosum* ; Korn et al., 2015 ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Spécimen « X3.44 » : *Prionoceras ouarouroutense* ; Korn et al., 2014 ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Famille de Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn et al., 2003

Spécimens « X2.9 », « X3.22 », « X3.25 », « X3.27 », « X4.10 », « X4.24 », « X4.25 », « X4.31 » : *Erfoudites rherisensis* ; Korn et al., 2014 ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Spécimens « X5.5 », « X5.9 » : *Erfoudites rherisensis* ; Korn et al., 2014 ; Membre des argiles à passées de grès en plaquettes.

Plate « 12 »

The specimens below are represented in the "Clay of Kahla Formation" (Charouine area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Prionoceratidae : Hyatt, 1884 ; Korn et al., 2003

Specimen « X3.31 » : *Prionoceras cf. lamellosum* ; Korn et al., 2015 ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

Specimen « X3.44 » : *Prionoceras ouarouroutense* ; Korn et al., 2014 ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

Family Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn et al., 2003

Specimens « X2.9 », « X3.22 », « X3.25 », « X3.27 », « X4.10 », « X4.24 », « X4.25 », « X4.31 » : *Erfoudites rherisensis* ; Korn et al., 2014 ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

Specimens « X5.5 », « X5.9 » : *Erfoudites rherisensis* ; Korn et al., 2014 ; Clay with fine-grained laminated sandstone member.

PLANCHE "12"

Prionoceratidae



Sporadoceratidae

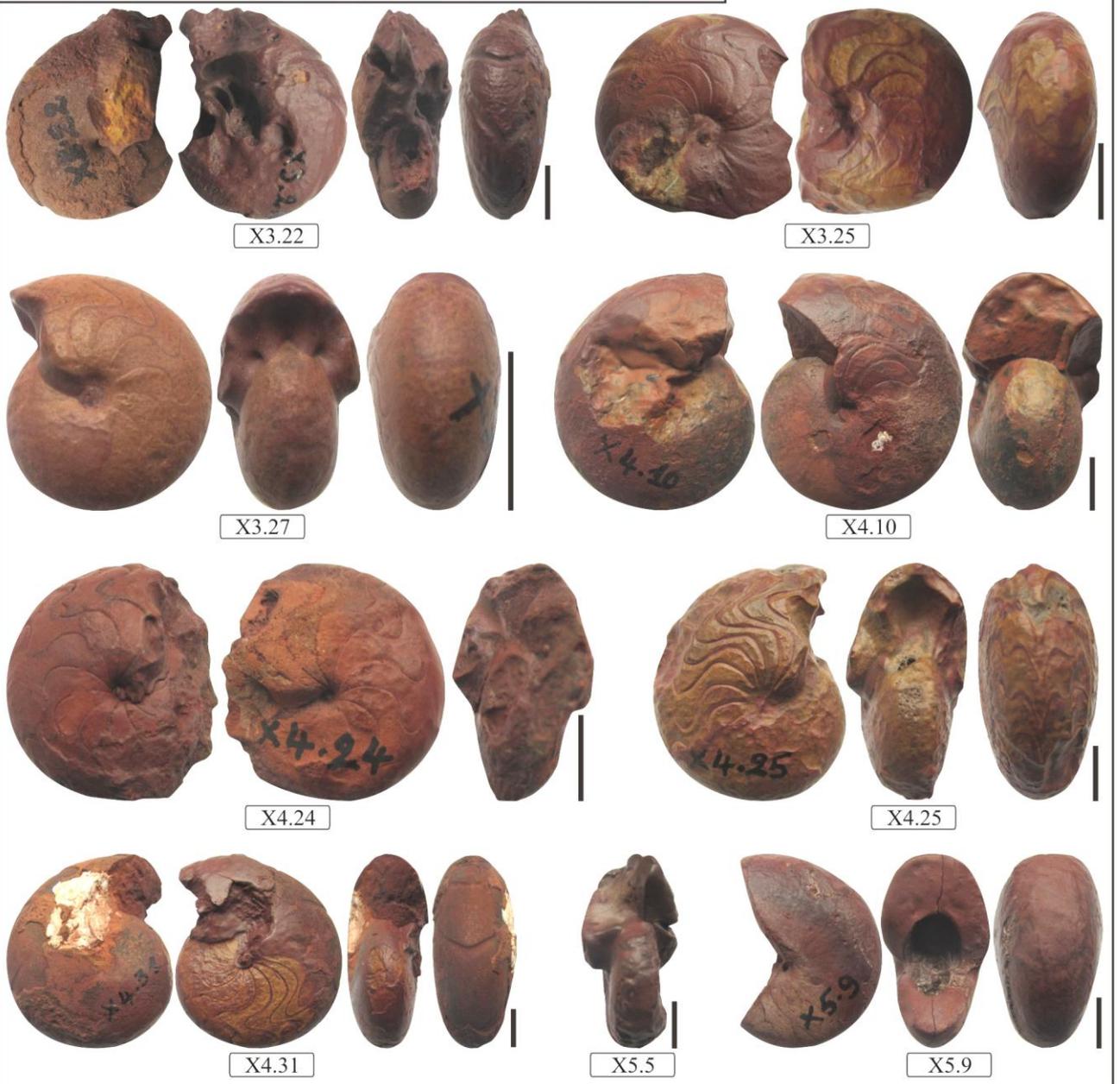
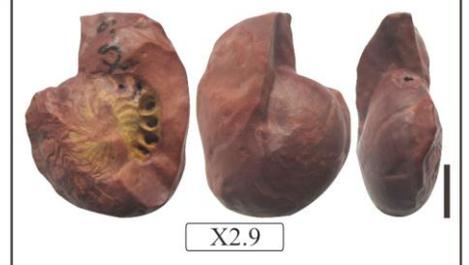


Planche « 13 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation des argiles de Kahla » (Région de Charouine). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn *et al.*, 2003

Spécimens « X3.26 », « X4.11 », « X4.35 » : *Sporadoceras muensteri* ; Von Buch, 1932 ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Famille de Clymeniidae : Edwards, 1849

Spécimens « X2.1 », « X2.3 », « X3.1 », « X3.2 » : *Clymenia cf. laevigata* ; Münster, 1831 ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Spécimens « 3.17 », « X4.4 » : *Clymenia laevigata* ; Münster, 1831 ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Famille de Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimens « X4.5 », « X4.1 », « X4.8 » : *Cyrtoclymenia* sp. ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Plate « 13 »

The specimens below are represented in the "Clay of Kahla Formation" (Charouine area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn *et al.*, 2003

Specimens « X3.26 », « X4.11 », « X4.35 » : *Sporadoceras muensteri* ; Von Buch, 1932 ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

Family Clymeniidae : Edwards, 1849

Specimens « X2.1 », « X2.3 », « X3.1 », « X3.2 » : *Clymenia cf. laevigata* ; Münster, 1831 ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

Specimens « 3.17 », « X4.4 » : *Clymenia laevigata* ; Münster, 1831 ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

Family Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

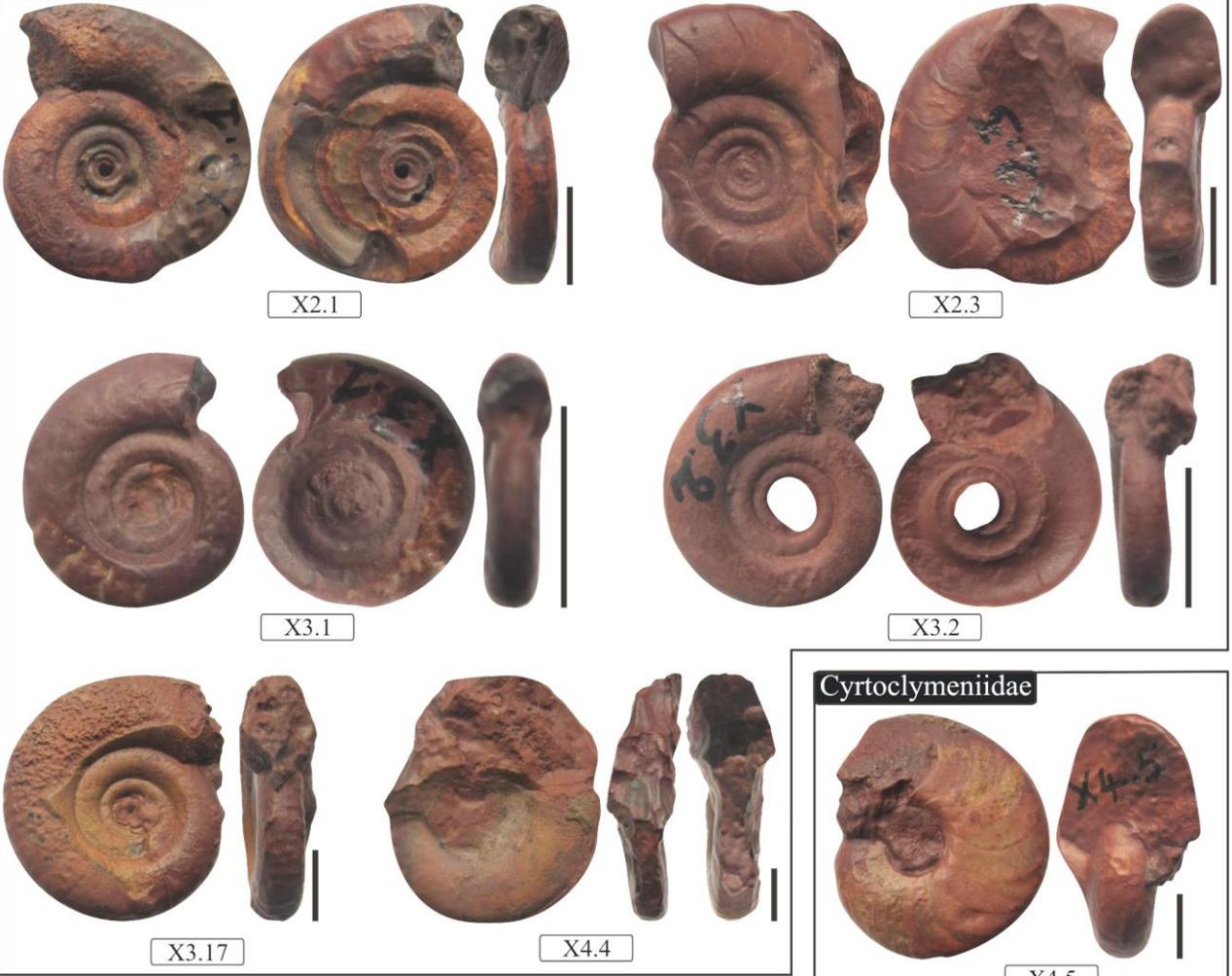
Specimens « X4.5 », « X4.1 », « X4.8 » : *Cyrtoclymenia* sp. ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

PLANCHE "13"

Sporadoceratidae



Clymeniidae



Cyrtoclymeniidae



Planche « 14 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans la « Formation des argiles de Kahla » (Région de Charouine). La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Platyclymeniidae : Wedekind, 1914

Spécimens « X3.10 », « X3.12 », « X3.23 », « X4.37 » : *Platyclymenia* cf. *annulata* ; Münster, 1832 ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Spécimens « X3.18 », « X3.48 » : *Stenoclymenia* sp. ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Famille de Costaclymeniidae : Ruzhencev, 1957

Spécimen « X5.1 » : *Costaclymenia* sp. ; Membre des argiles à passées de grès en plaquettes.

Famille de Hexaclymeniidae : Lange, 1929

Spécimens « X3.9 », « X3.11 » : *Progoniaclymenia* sp. ; Membre des argiles à niveaux lenticulaires de calcaires griottes.

Plate « 14 »

The specimens below are represented in the "Clay of Kahla Formation" (Charouine area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Platyclymeniidae : Wedekind, 1914

Specimens « X3.10 », « X3.12 », « X3.23 », « X4.37 » : *Platyclymenia* cf. *annulata* ; Münster, 1832 ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

Specimens « X3.18 », « X3.48 » : *Stenoclymenia* sp. ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

Family Costaclymeniidae : Ruzhencev, 1957

Specimen « X5.1 » : *Costaclymenia* sp. ; Clay with fine-grained laminated sandstone member.

Family Hexaclymeniidae : Lange, 1929

Specimens « X3.9 », « X3.11 » : *Progoniaclymenia* sp. ; Clay with rare lenticular level of griotte limestone member.

PLANCHE "14"

Platyclymeniidae



Costaclymeniidae



Hexaclymeniidae



Planche « 15 »

Les spécimens ci-dessous sont représentés dans le membre supérieur des argiles rouges à nodules à la base de la « Formation des argiles de Kahla » à côté du puits de Haci Fégaguira. La barre verticale représente 1 cm.

Famille de Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn *et al.*, 2003

Spécimens « H2 », « H3 » : *Erfoudites* sp. ; Membre des argiles rouges à nodules.

Famille de Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Spécimens « F2 », « F7 », « F8 », « F12 », « F15 » : *Tornoceras* cf. *uniangulare* ; Conrad, 1842 ; Membre des argiles rouges à nodules.

Spécimen « F5 » : *Tornoceras uniangulare* ; Conrad, 1842 ; Membre des argiles rouges à nodules.

Spécimen « F13 » : *Falcitornoceras* sp. ; Membre des argiles rouges à nodules.

Spécimens « H19 », « H15 », « H12 » : *Polonoceras* cf. *subundulatum* ; Frech, 1887 ; Membre des argiles rouges à nodules.

Famille de Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

Spécimen « F1 » : *Cyrtoclymenia* cf. *ventriosa* ; Petter, 1960 ; Membre des argiles rouges à nodules.

Plate « 15 »

The specimens below are represented in the upper member of red clay with nodules in the bottom of the "Clay of Kahla Formation" (Haci Fégaguira area). The vertical bar represents 1 cm.

Family Sporadoceratidae : Miller & Furnish, 1957 ; Korn *et al.*, 2003

Specimens « H2 », « H3 » : *Erfoudites* sp. ; Red clay with nodules member

Family Tornoceratidae : Arthaber, 1911

Specimens « F2 », « F7 », « F8 », « F12 », « F15 » : *Tornoceras* cf. *uniangulare* ; Conrad, 1842 ; Red clay with nodules member

Specimen « F5 » : *Tornoceras uniangulare* ; Conrad, 1842 ; Red clay with nodules member

Specimen « F13 » : *Falcitornoceras* sp. ; Red clay with nodules member

Specimen « H19 », « H15 », « H12 » : *Polonoceras* cf. *subundulatum* ; Frech, 1887 ; Red clay with nodules member

Family Cyrtoclymeniidae : Hyatt, 1884

Specimen « F1 » : *Cyrtoclymenia* cf. *ventriosa* ; Petter, 1960 ; Red clay with nodules member

PLANCHE "15"

Sporadoceratidae



Tornoceratidae



SOMMAIRE

INTRODUCTION

Introduction	2
Les données disponibles	3
Les objectifs	4

PARTIE « A ». CONTEXTE GENERAL**Chapitre « I » Cadre général régional**

I. Introduction	8
II. Cadre stratigraphique et morpho-structural des secteurs d'étude	9
II.1. Secteur de Ben-Zireg	9
II.2. Secteur d'Ougarta	10
II.3. Secteur de Gourara	12
III. Prolongement de la région d'étude vers le NW et le SE	13
IV. Genèse et géodynamique du bassin d'Ougarta	14
V. Le Paléozoïque des secteurs d'étude	15
V.1. Secteur de Ben-Zireg	15
V.2. Secteur de l'Ougarta (Saoura)	18
V.3. Secteur de Gourara	23
VI. Le Dévonien des secteurs d'étude	26
VI.1. Le Dévonien de Ben-Zireg	26
VI.2. Le Dévonien d'Ougarta	30
VI.3. Le Dévonien de Gourara	39
VII. Historiques des travaux	42
VII.1. Ben-Zireg	42
VII.2. Ougarta	43
VII.3. Gourara	46
VIII. Méthodologie	47
VIII.1. Sur le terrain	47
VIII.2. Au laboratoire	48

Chapitre « II » Cadre général sur le Dévonien

I. Contextes paléogéographique, paléoclimatologique et biologique	50
I.1. Contexte paléogéographique	50
I.2. Contexte paléoclimatologique	53
I.3. Contexte eustatique	56
I.4. Contexte biologique	57
II. Les crises biologiques	57
II.1. La limite Frasnien/Famennien	59
II.2. Synthèse sur le Dévonien supérieur et la limite F/F	64

PARTIE « B ». RESULTATS**Chapitre « 1 » : Description lithostratigraphique**

I. Introduction	69
II. Le Dévonien supérieur dans le secteur de Ben-Zireg	70
II.1. Coupe « I » appelée coupe des Trois palmiers	71
II.2. Coupe « II »	72
II.3. Coupe « III »	73
II.4. Description de la coupe des trois palmiers	74
III. Le Dévonien supérieur dans le secteur de l'Ougarta	80
III.1. Région de Marhouma	81
A. La Formation de Cheffar El Ahmar	83
B. La Formation de Marhouma	85
III.2. Région de Ouaraourout	95
A. La Formation des argiles de Marhouma	97
B. La Formation des grès de Ouaraourout	103
III.3. Comparaison entre les régions de Marhouma et de Ouaraourout	106
III.4. Région de l'Erg El Djamel	108
IV. Le Dévonien Supérieur de Gourara	110
IV.1. Région de Charouine	110
IV.2. Région de Sebkha de Fégaguira	114
A. La coupe de piedmont méridional de Djebel Hêche	115
B. La coupe de Haci-Fégaguira	117
V. Attribution biostratigraphique	119
V.I. Secteur de Ben-Zireg	119
V.II. Secteur d'Ougarta	122
A. Coupe de Marhouma	122
B. Coupe de Ouaraourout	128
V.III. Secteur de Gourara	130
A. Coupe de Charouine	130
B. Coupe de Haci Fégaguira	132
VI. Conclusion	134

Chapitre « 2 » : Sédimentologie

I. Introduction	136
II. Faciès et environnement	136
A. Introduction	136
B. Les environnements sédimentaires	136
B.1. Les milieux de plates-formes	136
B.2. Les milieux bassins	142
B.3. Les milieux de pente	143
III. Faciès et interprétation	144
A. Introduction	144
B. Notion de faciès et de microfaciès	144
C. Description et interprétation des faciès	145

C.1. Pôle détritique	146
C.1.1. Les faciès argileux	146
C.1.2. Les faciès gréseux	150
C.1.3. Le faciès conglomératique « en puzzle »	156
C.2. Pôle carbonaté	157
C.3. Pôle chaotique	175
IV. Association de faciès et environnement de dépôt	177
A. Notion de l'association de faciès	177
B. Notion de milieu de dépôt	177
C. Les environnements et les associations	178
C.1. Milieu de dépôt de type rampe carbonatée	178
C.2. Milieu de dépôt de type plate-forme détritique à influence des tempêtes	180
C.3. Milieu de dépôt de type pente	180
C.4. Milieu de dépôt bassin de type sillon (turbidites et hémipélagites)	181
C.5. Milieu de dépôt bassin de type ombilic (hémipélagites)	181
C.6. Milieu de dépôt de type plate-forme détritique à appareil deltaïque	182
V. Distribution de faciès et modèle de dépôts en 3D	183
VI. Conclusion	184

Chapitre « 3 » : Faciès noduleux « Griottes »

I. Inventaire faciologique	186
A. Introduction	186
B. Description	186
C. Modèle de dépôt	186
II. Synthèses des travaux sur les faciès noduleux	187
A. Aspects des calcaires noduleux rouges et des griottes	187
B. Définition et spécificités des faciès noduleux	187
C. Aperçu sur le faciès griottes	188
D. Conclusions relatives aux faciès rouges	189
E. Classifications et caractéristiques générales des calcaires noduleux	189
F. Typologie des nodules	193
III. Les alternances marnes calcaires et/ou argiles calcaires	193
A. Origine	193
B. Contexte géologique	194
IV. Modèle et aspect génétiques du faciès noduleux	197
A. Aspect génétique général des faciès noduleux	197
B. Modèle des faciès griottes de Ben-Zireg et Ougarta	198
B.1. Chromofaciès	198
B.2. Contacts entre les nodules	199

C. Les principaux faciès noduleux et leurs genèses au Sahara NW de l'Algérie	202
V. Discussion géodynamique : signification des griottes sur la frange nord saharienne	204
VI. Conclusion	207

Chapitre « 4 » : Stratigraphie séquentielle et cortèges sédimentaires

I. Interprétation séquentielle	209
A. Introduction	209
B. Notions	209
II. Inventaire des discontinuités sédimentaires	215
A. Dans le secteur de Ben-Zireg	215
B. Dans le secteur d'Ougarta	216
C. Dans le secteur du Gourara	218
III. Organisation séquentielle et empilements des séquences	219
A. Les séquences de 2 ^{ème} ordre	219
A1. Dans le secteur de Ben-Zireg	219
A2. Dans le secteur d'Ougarta	221
A3. Dans le secteur de Gourara	224
B. Les séquences de 1 ^{er} ordre et corrélation	227
C. Evolution eustatique et cortèges sédimentaires	227
IV. Conclusion	230

Chapitre « 5 » : Biodiversité

I. Généralités	232
1. Définition	232
2. Les types de biodiversité	232
3. La richesse taxonomique	232
4. Diversité alpha et indices paléoécologiques	233
5. Problème d'échantillonnage, biais taxonomiques	236
II. La biodiversité des ammonoïdes dans les secteurs d'étude	237
1. Etude qualitative et quantitative	237
2. Répartition spatiale	241
3. Interprétation	244
4. Influence des biais et courbe de raréfaction	244
5. Richesse taxonomique, dominance et abondance	246
5.1. Secteur de Ben-Zireg	246
5.2. Secteur d'Ougarta (région de Ouarourout)	248
5.3. Secteur de Gourara (région de Charouine)	251
5.4. Comparaison des trois secteurs d'études	253
6. Indices paléoécologiques	256
III. Conclusion	258

PARTIE « C ». CONCLUSION GENERALE

I. Conclusion de l'étude classique (faciologie et géodynamique) =	
Paléogéographie	261
1. Sur le plan lithostratigraphique	262
2. Sur le plan Biostratigraphique	262
3. Sur le plan sédimentologique	263
4. Sur le plan paléogéographique	264
5. Sur le plan tectono-sédimentaire	266
II. Conclusion et hypothèse d'un phénomène de type « gazo-	
hydrothermalisme	267
1. Biodiversité	267
2. Géochimie (Ben-Zireg)	267
3. Caractéristiques de l'hydrothermalisme	268
4. Relation hydrothermalisme – carbonates – faune	269
5. Le scénario et résumé	270
III. Conclusion	270
Référence bibliographique	272
Annexe	313
Liste des planches	314
Sommaire	345