

N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur & de la Recherche Scientifique
Université d'Oran
Faculté des Science de la Terre. De l'Aménagement du Territoire et de Géographie

Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et de Paléoenvironnement

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade
De Magister

Option : Biomarqueurs actuels et fossiles des écosystèmes marins et continentaux

Les Conodontes du Dévonien moyen de la Coupe du Km30 (Saoura, Algérie) : Biostratigraphie, Bioévénements & Environnement.

Par

Mme TANDJAOUI-ARIF Radia

Soutenu le : / /2013 devant la commission d'examen :

MANSOUR Bouhameur. Professeur. Université d'Oran.....Président
OUALI-MEHADJI Abdelkader. Professeur. Université d'Oran.....Rapporteur
RANDON Carine. Maître de conférences. Université de Paris VI.....Co-rapporteur
BELKEBIR Lahcène. Professeur. Université d'Oran.....Examineur
BENHAMOU Miloud. Professeur. Université d'Oran.....Examineur

Oran 2013

REMERCIEMENTS

Avant d'entreprendre l'exposé de ce mémoire, il m'est agréable de remercier tous ceux dont les enseignements, les conseils et l'aide matérielle m'ont permis de mener à bien ce modeste mémoire.

J'adresse mes plus vifs remerciements à mon encadrant principal Mr. OUALI-MEHADJI Abdelkader professeur de l'Université d'Oran qui s'est dévoué pour me dispenser de tous conseils et directives utiles pour la réalisation de ce travail.

Mes remerciements s'étendent également à mon Co-rapporteur Mme RANDON Carine maître de conférences de l'Université de Paris IV pour avoir d'abord, accepté de m'encadrer et puis de m'avoir consacré de son temps durant mon séjour à Paris VI. Elle a mis à ma disposition sa documentation, le laboratoire et tout le matériel nécessaire à mes traitements.

J'exprime ma gratitude à Mr. MANSOUR Bouhameur Professeur à l'université d'Oran, et responsable de la post-graduation pour d'abord, sa compréhension à l'égard de ma situation familiale puis pour avoir porté de l'intérêt à mes traitements chimiques en mettant à ma disposition le matériel de laboratoire, et en acceptant d'examiner mon travail et de présider les membres du jury.

Mes remerciements s'adressent également à Mr. BELKEBIR Lahcène professeur à l'université d'Oran et directeur de notre laboratoire, pour ces cours enrichissants et passionnants ainsi que pour avoir accepté d'examiner ce modeste travail.

Ma gratitude va aussi à Mr. BENHAMOU Miloud Professeur à l'université d'Oran pour m'avoir enseigné les bases de la sédimentologie et pour avoir accordé de l'intérêt à mon travail en acceptant d'être l'un des membres du jury.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à tous les enseignants qui m'ont enseignés et qui par leurs compétences m'ont soutenu dans la poursuite de mes études.

A l'issue de mon stage en France, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin au bon acheminement de cette formation, en particulier Mme DERYCKE Claire spécialiste en micro-restes de vertébrés de l'Université de Lille I, pour son accueil, ses conseils, et les passionnantes discussions scientifiques que nous avons eues. Je ne saurais oublier MAILLET Sébastien spécialiste en Ostracodes de m'avoir accordé de son temps malgré ses nombreuses occupations. Ce fut un grand plaisir de collaborer avec lui. Je remercie également Mr. NICOLLIN Jean-Pierre en tant que responsable du projet de stage en France, pour avoir facilité toutes mes démarches concernant le bon déroulement de mon séjour en France ainsi que Mme NETTER Régine secrétaire général du laboratoire du SN5 (Lille 1).

Enfin, j'adresse mes plus sincères remerciements à tous mes proches (en particulier ma belle mère qui s'est donnée tant de peine pour me débrouiller du matériel

pour mes traitements de laboratoire, et ma chère tante qui me gardait mon fils pour mener à bien mon travail) et amis, qui m'ont toujours soutenue et encouragée au cours de la réalisation de ce mémoire.

Merci à tous et à toutes.

Résumé

La formation de Chefar El Ahmar d'âge Dévonien moyen (coupe de Marhouma, région de Béni Abbés, Sahara Nord occidental de l'Algérie) comporte des faciès pélagiques (calcaires) à hémipélagiques (marnes) appartenant à une plate-forme carbonatée. Ils correspondent à des environnements fluctuant entre la plate-forme proximale et la plate-forme distale. Les dépôts se sont effectués par divers mécanismes de transport, de redistributions sédimentaires et de bioturbations.

Le traitement des échantillons calcaires a fourni 18 exemplaires d'éléments conodontes dont quatre taxons ont été dégagés [(*Polygnathus costatus partitus* (banc n°8), 2 *Polygnathus linguiformis* sbsp.nov. (Banc n°11), *Polygnathus serotinus* (banc n°13)]. Le reste des éléments phosphatés présente un état d'usure avancée. Par le biais de ce résultat et des critères sédimentologiques, l'hypothèse de l'activité d'un courant de fond marin thermohalin s'est avéré plausible afin d'expliquer la rareté voire l'absence de tout élément phosphaté d'origine organique (Conodontes, micro-restes de vertébrés, Ostracodes). En effet, par leur densité élevée, les éléments phosphatés tombent rapidement après la mort des organismes sur les fonds marins et sont entraînés par les courants dans des conditions réductrices, et une remise en eau du PO₄ va servir à alimenter les niveaux à phosphorites intercalés dans les argiles bariolées des niveaux **(f)** et **(h)**. Ces dernières, correspondent en fait à des séquences contourites.

Par ailleurs, les bioévénements reconnus dans notre coupe sont : le Chotec ou *jugleri event* (banc n°5), l'*otomari event* (banc n°27), le *Kacàk event* (horizon allant du banc n°27 au banc n°28), l'évènement à *pumilio* (banc n°56b), le *Taghanic event* (du banc n°60 au n°82).

Enfin, les limites du Dévonien moyen sont localisées comme suit : Le passage Emsien/Eifelien aux environs du banc n°4, soit à 3,5m au-dessus du niveau à FBV de Ouali Mehadji (2004, 2011), Le passage Eifelien/Givétien aux environs du banc n°28, soit le MH41 de Göddertz (1987), et la limite Givétien/Fransien aux environs du banc n°82 au-dessous du MH 55 de Göddertz (1987).

Mots clés : Formation de Chefar El Ahmar, Dévonien moyen, Conodontes, Bioévènement.

SOMMAIRE

REMERCIEMENT	2
RESUME.....	4
SOMMAIRE.....	5

CHAPITRE PREMIER

PROBLEMATIQUE & GENERALITES

I- PROBLEMATIQUE & OBJECTIF.....	9
II- GENERALITES.....	11
II-1- Géographie du Dévonien moyen.....	11
II-1-1- Introduction.....	11
II-1-2- Configuration des paléocontinents au Dévonien moyen.....	11
II-1-2-1- Gondwana.....	11
II-1-2-2- Laurentia, Baltica (Nord atlantique).....	11
II-1-2-3- Sibérie, Kazakhstan et la Chine.....	12
II-2- Aspects structural de la chaîne d'Ougarta.....	12
II-3-Localisation du secteur d'étude.....	12
II-4- Travaux antérieurs sur le Dévonien moyen de la Coupe du « Km30 » (Coupe de Marhouma).....	13
II-5- Les étages et les évènements biotiques globaux du Dévonien moyen.....	16
Introduction.....	16
a-Le passage Dévonien inférieur/Dévonien moyen.....	16
b-Le passage Eifelien/Givétien.....	17
c-L'étage Givétien.....	18
d-Le passage Dévonien moyen/Dévonien supérieur.....	18

CHAPITRE DEUXIEME

LITHOSTRATIGRAPHIE

A-Introduction.....	22
B-Description de la coupe du Dévonien moyen de Marhouma.....	22
B-1Introduction.....	22
B-2 Description.....	22
C-Conclusion.....	24

CHAPITRE TROISIEME

GENERALITES SUR LES CONODONTES

Introduction.....	29
A- Historique sur les conodontes.....	29
B- Affinité zoologique.....	30
C- Propriétés physiques et composition chimique des conodontes.....	32
C-1- Propriétés physique.....	32
C-2- Composition chimique.....	32
D- Index de coloration des conodontes.....	32
E- Morphologie et structure des conodontes.....	33

E-1-Morphologie externe.....	33
E-2-Morphologie interne.....	34
F- Paléoécologie des conodontes.....	35
F-1-Stratification en profondeur.....	36
F-2-Ségrégation latérale par rapport au rivage.....	36
F-3-ségrégation en profondeur et latérale.....	37
G- Technique d'extraction des conodontes.....	38
1-Première étape.....	38
2-Deuxième étape.....	38
3-Troisième étape.....	38

**CHAPITRE QUATRIEME
SYSTEMATIQUE**

I-Introduction.....	40
II-Systématique des éléments conodontes de la coupe du km30 (Coupe de Marhouma).....	40
<i>Genre Polygnathus</i> Hinde, 1879.....	40
<i>Polygnathus costatus partitus</i> Klapper, Ziegler & Mashkova, 1978.....	40
Matériel.....	40
Description.....	41
Répartition stratigraphique.....	41
<i>Polygnathus linguiformis</i> sbsp. Nov. A.....	41
Matériel.....	41
Description.....	41
Remarque.....	41
<i>Polygnathus serotinus</i> Telford, 1975.....	42
Matériel.....	42
Description.....	42
Répartition stratigraphique.....	42
<i>Polygnathus</i> sp. Indet.....	43
Description.....	43

**CHAPITRE CINQUIEME
ENVIRONNEMENTS & MILIEU DE DEPÔT**

I- Introduction.....	45
A- Les dépôts sédimentaires du Dévonien moyen.....	45
B-Environnements de dépôts de la formation de Chefar el Ahmar.....	47
B-1-1-Faciès boueux.....	47
B-1-2-Faciès granulaire.....	47
B-1-3-Faciès calcaire.....	47
B-2- Association des facies.....	47
B-2-1-Association argilo-silto-gréseuse.....	47
B-2-2-Association marne/calcaire.....	48
C-Environnements impliquant le cadre bio-évènementielle de la formation de Chefar El Ahmar.....	49
II- Conclusion.....	50

CHAPITRE SIXIEME
IMPLICATION BIOSTRATIGRAPHIQUE

I- Introduction.....	55
II-Implication biostratigraphique.....	55

CHAPITRE SEPTIEME
CONCLUSION GENERALE

I-Introduction.....	5
II-Conclusion.....	5
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	61
LISTE DES FIGURES.....	69
PLANCHE PHOTO I.....	71
PLANCHE PHOTO II.....	73

CHAPITRE PREMIER
PROBLEMATIQUE & GENERALITES

I- PROBLEMATIQUE & OBJECTIF

Occupant la partie nord occidentale du Sahara algérien, la chaîne d'Ougarta (Fig.1) offre, dans la région de Béni Abbés, une coupe de référence dite du « km30 » (coupe de Marhouma). Celle-ci a fait l'objet de nombreux travaux notamment ceux de Menchikoff (1930), Le Maître (1952), Alimen (1952), Petter (1957), Casier (1985), Fabre (1976 ; 2005) Göddertz (1987) et plus récemment Paris *et al.* (1997), Boumendjel *et al.* (1997) et Ouali Mehadji (2004). Cependant, aucun travail n'a abordé les bioévénements du Dévonien moyen, et les limites exactes des unités biostratigraphiques et chronostratigraphiques.

Selon Paris *et al.* (1997), la limite Emsien-Eifelien (Dévonien inférieur-Dévonien moyen) de la coupe de Marhouma se situe dans la formation de Chefar el Ahmar, à faible distance au-dessus du niveau à FBV (faune benthique variée : terme proposé par Ouali Mehadji, 2004), dans un intervalle d'une dizaine de mètres dans MH30-32 de Göddertz (1987) et dans un intervalle de 3,00m selon Ouali Mehadji *et al.* (2004 ; 2011). Les conodontes ont permis à Göddertz (1987) d'identifier successivement la base des zones à *costatus* (MH34), *australis* (MH37), *kockelianus* (MH39) et *ensensis* (MH40). Toute fois, la base de la zone à *partitus* soulignant le passage Emsien-Eifelien, n'a pas été déterminée. La base de la zone à *ensensis* permet de localiser la limite Eifelien-Givétien aux environs de MH41. La base de la zone à *varcus* inférieure a été située dans MH42, tandis que celle de la zone à *varcus* moyenne se situe dans MH48. La zone à *varcus* supérieure n'a pas été reconnue dans la coupe. La zone à conodontes à *asymmetricus* basale, identifiée par Göddertz (1987), dans le niveau MH55, indique selon le même auteur, que la base du Frasnien (la limite Givétien-Frasnien) se situe immédiatement au-dessous de ce niveau (Fig. 2).

Les travaux récents (Ziegler, 1996 ; Bultynck, 2000) nous incitent à actualiser les données disponibles par la définition des biozones à conodontes et de localiser les bioévénements du Dévonien moyen. En outre, nous tentons de décrypter les mécanismes biosédimentaires intervenant dans les dépôts relatifs aux passages Emsien-Eifelien, Eifelien-Givétien et Givétien-Frasnien.



Fig.1- Localisation satellitaire de la Chaîne d'Ougarta.

Sup	Etage	Zonation standard à Conodontes		Göddertz (1987)	N° Ech. Göddertz (1987)	
		Fransien	<i>falsiovalis</i>			<i>asymmetri- cus</i>
Dévonien moyen	Givétien	<i>disparilis</i>				
		<i>Hermannicristatus</i>	sup			
			inf			
		<i>varcus</i>	sup			
			moy			
	inf					
	Eifelien	<i>hemiansatus</i>				Mh48
		<i>ensensis</i>				Mh42
		<i>kockelianus</i>				Mh41
		<i>australis</i>				Mh40
<i>costatus</i>					Mh39	
Inf	Emsien	<i>partitus</i>				
		<i>patulus</i>				Mh37
		<i>serotinus</i>				Mh34

Fig. 2-Tableau illustrant les bases des zones à conodontes (en noir) Identifiées par Göddertz (1987) dans la coupe du Km30 (Marhouma).

II- GENERALITES

II-1- Géographie du Dévonien moyen (Fig. 3)

II-1-1- Introduction

Avant d'entreprendre l'étude géologique, il nous paraît important, de présenter un cadre globale de la configuration de la terre au Dévonien moyen et de positionner géographiquement la zone d'étude par rapport au contexte régional.

La paléogéographie à une époque donnée, peut être synthétisée à partir de plusieurs sources : des données paléomagnétiques, de la précision biostratigraphique, de la chronologie isotopique, de l'analyse des bassins et des facies, des modèles tectoniques et des activités ignées, et des indications paléoclimatiques (évaporites, coraux etc.). Les caractéristiques climatiques et océanographiques sont suggérées d'après l'interprétation des phénomènes locaux (action des marées et des courants de fond marin thermohalins, direction des vents.. etc.) tout en se basant sur les exemples actuels (Dineley, 1984).

II-1-2- Configuration des paléocontinents au Dévonien moyen

II-1-2-1- Gondwana

Le Gondwana est le plus grand paléocontinent et le mieux connu. Stabilisé par l'évènement panafricain à la fin du Précambrien, il a gardé presque la moitié de sa configuration. Il était constitué de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Arabie, du Madagascar, de l'Inde, de l'Australie, de l'Antarctique, de la Floride, de l'Europe centrale et du Sud, de la Turquie, de l'Afghanistan, de l'Iran, du Tibet et la Nouvelle Zélande (Dineley, 1984).

Notre secteur d'étude serait donc situé sur la marge nord gondwanienne.

II-1-2-2- Laurentia, Baltica (Nord atlantique)

Laurentia incluait le craton de l'Amérique du Nord, la Scotland, l'Irlande, le Nord de la suture calédonienne, le Groenland, le Spitsberg et la péninsule Chukotka de la Sibérie Nord-est. Scotese *et al.* (1997) considèrent le Mexique, le Yucatan et l'Honduras comme étant des parties séparées de ces assemblages.

Baltica était constituée du Fenno-scandinave (Finlande et les pays scandinaves), une partie de l'Europe du Nord, le Nord de la suture hercynienne et l'Ouest de la suture ouralienne. Avec l'achèvement de la phase calédonienne (Dévonien moyen-supérieur), les îles britanniques se sont rattachées à Laurentia, et Baltica au supercontinent Laurussia (Dineley, 1984).

II-1-2-3- Sibérie, Kazakhstan et la Chine

Au Nord de l'Himalaya, se situent trois principaux paléocontinents. La Sibérie qui durant tout le Paléozoïque et jusqu'à nos jours est orientée à 180°.

Le Kazakhstan occupait le Sud-ouest de la Sibérie et a continué à s'agrandir durant tout le Paléozoïque par l'accrétion de l'arc volcanique et les sédiments océaniques. A la fin du Paléozoïque, il rentre en collision avec la Sibérie et Baltica et forme la partie Est de Laurussia (Scotese *et al.* 1997).

La Chine englobait plusieurs blocs distincts qui en ont été suturés à la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque. Scotese *et al.* (1979) considèrent ces blocs comme une seule et unique unité en raison de leur proximité l'un à l'autre et de la similitude des provinces floristiques et faunistiques.

II-2- Aspects structuraux de la chaîne d'Ougarta

Les monts d'Ougarta comptent parmi les grands ensembles géologiques du Sahara algérien nord occidental. Ils correspondent à une zone de plissement hercynien édifiée sur l'emplacement d'un sillon subsident allongé NO-SE (Hervouet & Duee, 1996). L'interférence des deux directions de plissement NO-SE et E-O a engendré, dans la partie Nord de la chaîne, un motif en dômes et bassins (Donzeau, 1971 a et b).

Le socle des monts d'Ougarta affleure à la faveur de boutonnières où l'on observe principalement des formations ignimbritiques (Djebel Bou Kbaïset, Collomb et Donzeau, 1974) et molassiques panafricaines. Les formations sédimentaires qui constituent le corps des monts d'Ougarta reposent sur un matériel volcano-sédimentaire constitué de grès arkosiques de la base du Cambrien (Fabre, 1976, 2005 ; Aït Kaci, 1990).

Le Cambro-ordovicien et le Siluro-Dévonien de l'Ougarta-Saoura ont une épaisseur de près de cinq fois supérieure à celle des autres secteurs de la plate-forme saharienne. Le contexte géodynamique de l'Ougarta pourrait donc être celui d'un domaine ou d'un bassin lié à l'effondrement de la chaîne, qui s'est développé à l'aplomb de la suture panafricaine (Donzeau, 1974 ; Collomb *et al.*, 1974 ; Hervouet et Duee, 1996). Les plissements qui affectent les séries paléozoïques de l'Ougarta ont commencé au Viséen (Fabre, 1976), et l'édification s'est achevée au Permien, bien après l'Autunien (Donzeau *et al.*, 1981). L'évolution structurale semble faire suite à un phénomène d'inversion tectonique d'anciennes structures du socle (Donzeau, 1971, 1972). Des rejeux des structures ont également eu lieu localement au Crétacé (Aït-Kaci, 1990, *in* Akkouche, 2007).

II-3-Localisation du secteur d'étude

Notre secteur d'étude (Fig. 4), lieu dit : « Marhouma » ou « km30 », se situe à environ 30 km au Sud-est de Béni Abbés, à proximité de la célèbre Muraille de Chine

(première grande barre calcaire à Orthocères : barre A), sur la RN n°6 qui mène vers Adrar. Le levé de coupe vise le Dévonien moyen de ce secteur. Il s'agit d'une partie de la formation de Chefar el Ahmar encadrée entre le lit de l'Oued de la Saoura qui longe par sa rive droite tout l'affleurement au Nord, la vallée de la Saoura de plus près à l'Est, la Hamada de Chefar el Ahmar à l'Ouest, et la «Muraille de Chine» au bord de la RN n°6 au Sud.

II-4- Travaux antérieurs sur le Dévonien moyen de la Coupe du « Km30 » (coupe de Marhouma)

Faisant suite au Dévonien inférieure, le Dévonien moyen mis en affleurement au niveau de Marhouma, au lieu-dit du « km30 », représente une série complète, d'où l'intérêt que lui ont prêtés les auteurs.

Le Maître (1952) compte parmi ces auteurs qui ont largement contribué à faire connaître les faunes de cette coupe. Cependant une partie de son matériel figuré, et certaines de ses déterminations furent plus tard discutées ou révisées.

Selon les travaux de Le Maître (1952) *in* Petter (1959), l'Eifelien débute par un banc coralligène (FBV de Marhouma) attesté par la présence de *Agoniatites occultus* (BARRANDE) [=A. (*Fidelites*) *occultus* (BAR.)], *Anarcestes lateseptatus var. plebi* (BEYRICH) [= An. *Plebia* (BEYRICH)] [= *Subanarcestes marhoumensis* GÖDDERTZ, 1987] (Klug, 2000), *Anarcestes lateseptatus var. applanata* (PETTER). En effet la distribution de ces deux dernières espèces est en accord d'après Göddertz (1987) (*in* Paris *et al.* (1997)) avec la limite Emsien-Eifelien, mais qui se trouve suivant les données des conodontes à faible distance au-dessus du niveau coralligène (FBV de Marhouma), dans un intervalle d'incertitude d'une dizaine de mètres. Les travaux récents de Ouali Mehadji (2004 ; 2011) réalisés sur le niveau majeur de Marhouma habituellement qualifié de « coralligène », montrent que cet intervalle peut être réduit à 3,30m, et que la limite Emsien-Eifelien se situe à faible distance du sommet du FBV en prenant compte la présence du marqueur *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER).

La plupart des spécimens de Trilobites placés dans l'Eifelien inférieur par Le Maître (1952), et révisés par Morzadec (*in* Boumendjel *et al.* 1997), appartiennent en fait, à l'Emsien supérieur, à l'exception de l'espèce *Thysanopeltis speciosa* (HAWLE & CORDA) décrite et figurée par Le Maître (1952), connue à la base de l'Eifelien au Maroc.

Les faunes de Crinoïdes revues par Le Menn (1989 ; 1990a ; 1990b) (*in* Boumendjel *et al.* 1997), n'apportant pas un grand intérêt stratigraphique, mais plutôt paléobiogéographique, ont fait l'objet de quelques actualisations taxinomiques. Leur révision a permis de contester l'idée qu'ils présentaient des affinités nord-américaine, mais de les attribuer à de nouvelles espèces (espèces nord-gondwanienne).

L'étude détaillée des Goniatites du Dévonien moyen de la coupe de Marhouma a permis à Göddertz (1987) de fournir un support chronostratigraphique. Il a pu :

- localiser la limite Emsien-Eifelien dans un intervalle d'incertitude d'une dizaine de mètres au-dessus du niveau coralligène (FBV de Marhouma) en accord avec la distribution d'*Anarcestes lateseptatus* (BEYRICH).

- identifier successivement la base des zones de conodontes à *costatus*, *australis*, *kockelianus*, et *ensensis*.

- situer la limite Eifelien-Givétien aux environs du niveau MH41 en raison de l'impossibilité d'identifier la base de la zone à *hemiansatus*; la base de la zone à *varcus* inférieure (MH42) et moyenne (MH48).

- positionner la limite Givétien-Frasnien immédiatement au-dessous du niveau MH55 (zone de conodontes à *asymmetricus* basale).

Cependant, plusieurs taxons ammonoïdes de Göddertz (1987) ont été mis en synonymie de taxons nouveaux par Klug (2000).

D'autres travaux viennent ensuite conforter le cadre chronostratigraphique de la coupe du km 30. Plusieurs spécimens de Brachiopodes index ont été mis à jour :

- Une forme indéterminée de Chonetides (Brachiopode) a été signalée par Racheboeuf (*in* Boumendjel *et al.* 1997) au niveau de MH49a (1valve ventrale de petite taille). Celle-ci pourrait appartenir à une espèce du genre *Dagnachonetes*, genre essentiellement Dévonien moyen (Givétien) Racheboeuf *in* Boumendjel *et al.* (1997).

- La présence du *Paraspirifer cultrijugatus* (ROEMER) a permis à Ouali Mehadji (2011) de positionner la limite Emsien-Eifelien dans un intervalle de 3.30m au-dessus du FBV de Marhouma

- Une forme connue dans l'Eifélien du Maroc « Rhynchonellidae du Maroc présaharien (Drot, 1964) » de *Phlogoiderhynchus marocanensis* (DROT) récoltée dans MH54-55 par Brice *in* Boumendjel *et al.* (1997) dont le genre est largement répandu et les espèces qui lui sont assignées sont connues en France, en Espagne, en Allemagne, en Pologne, en Chine, en Australie occidentale, et sont généralement de bons marqueurs au voisinage de la limite Givétien-Frasnien.

Certaines faunes comme les chitinozoaires recueillies par Boumendjel *et al.* (1997) dans la formation de Chefar el Ahmar n'ont autorisé aucune attribution stratigraphique.

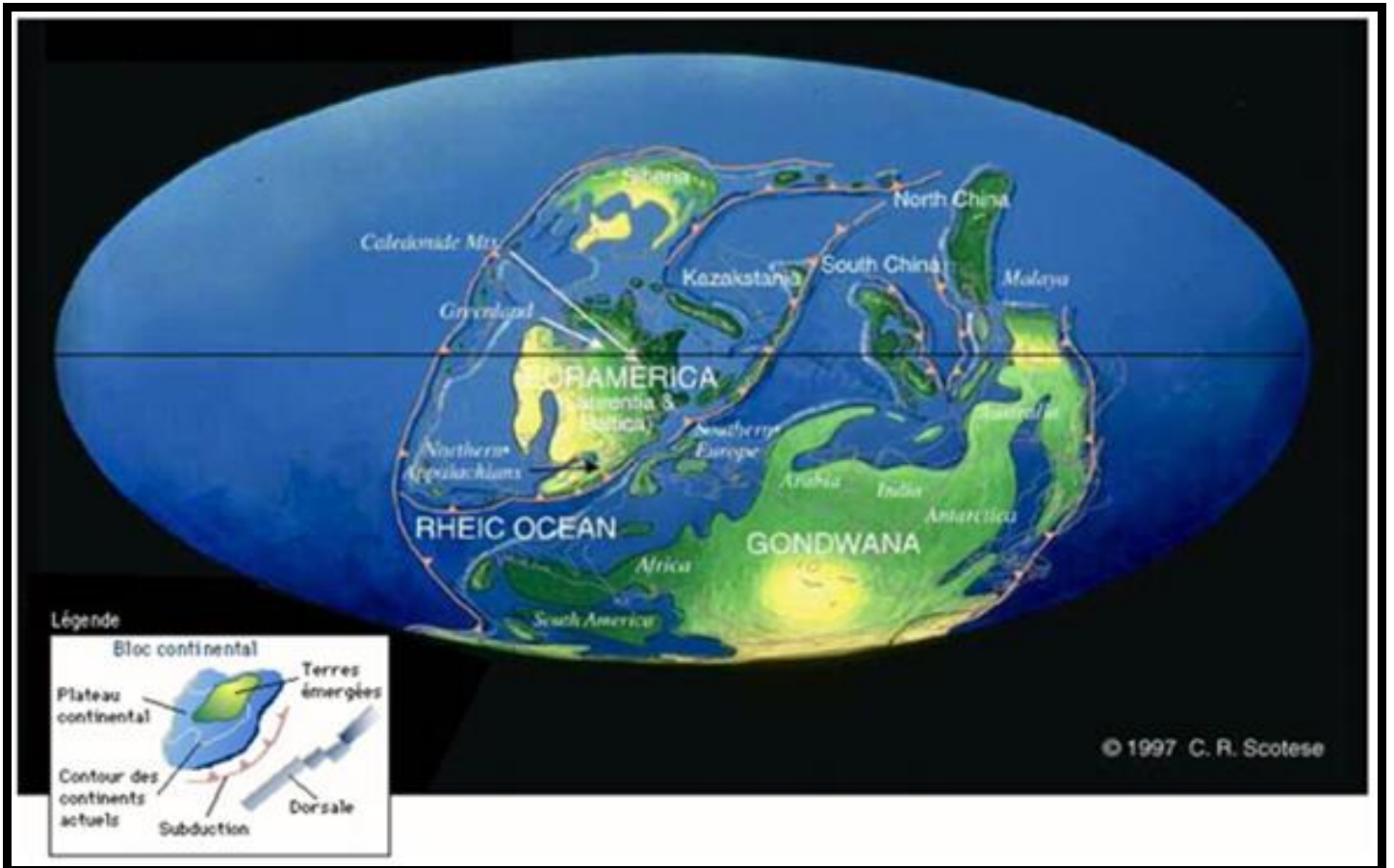


Fig.3-Configuration de la terre au Dévonien moyen (Scotese, 1997).

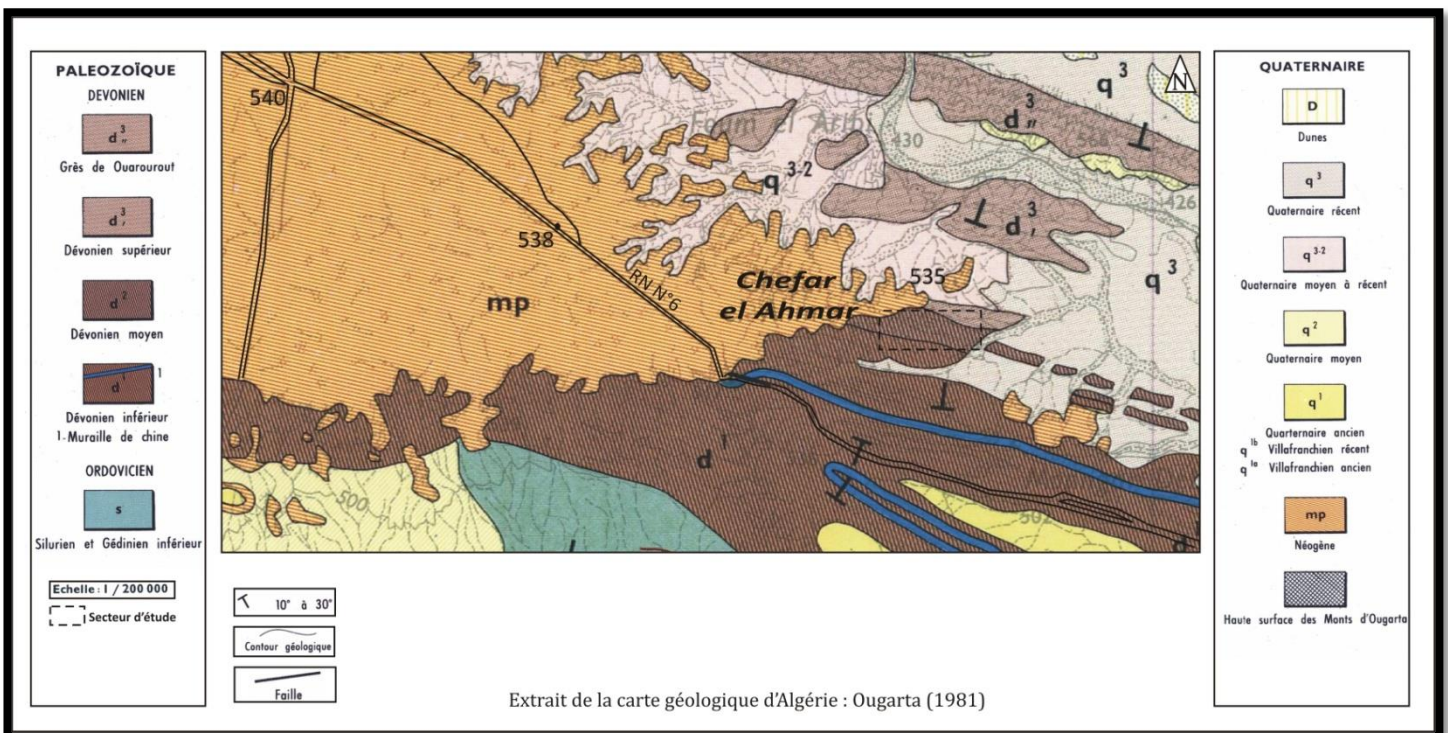


Fig.4-Localisation du secteur d'étude.

II-5- Les étages et les évènements biotiques globaux du Dévonien moyen

Introduction

Divers évènements biotiques (Fig.5) ont été identifiés dans les terrains du Dévonien moyen. Les plus importants se confondent aux limites de ses étages et de ses biozones. Cette coïncidence valorise ces passages, tout en expliquant l'entraînement à l'extinction et à l'apparition des organismes, en fonction des bouleversements environnementaux. La cause de ces derniers se résume à des inconstances des conditions écologiques au sein d'un biotope exposé à de perpétuelles perturbations d'origine interne et externe, rendant ainsi les communautés biotiques témoins d'un passé. Les conodontes sur lesquels notre présent travail est axé, représentent de ce fait, une excellente réponse à ces changements, et plaident en tant que fossiles à la faveur d'une biostratigraphie plus précise.

a- Le passage Dévonien inférieur/Dévonien moyen

Le passage Dévonien inférieur/Dévonien moyen se confond avec la limite Emsien/Eifélien et correspond dans la zonation standard des conodontes avec la base de la zone à *Polygnathus costatus partitus* dans la lignée *patulus, partitus, costatus* (Brice, 2000) du groupe de *Polygnathus costatus* KLAPPER, 1971. La limite stratotype (GSSP : *Global stratotype section and point*) est localisée dans la formation de Heisdorf dans l'Eifel en Allemagne à 1.90m en dessous de la limite historique Heisdorf/Lauch (Ziegler, 2000).

L'évènement Chotec est distingué juste au-dessus de la limite Emsien/Eifélien (House, 2002). Il est reconnu dans plusieurs régions du monde : en Bohême (Chlupac, 1985), Allemagne (Requadt & Weddidge, 1978), Espagne du nord (Henn, 1985) et dans plusieurs sections du Tafelal (Alberti, 1980 ; Becker & House, 1994 ; Kaufmann, 1998). Walliser (1984 ; 1985) utilise le terme *jugleri event* faisant référence à l'entrée de *Pinacites jugleri* (ROEMER) au-dessus de la zone à *partitus*, et plus précisément à la limite inférieure de la zone à *costatus costatus* définie par l'entrée de *Polygnathus costatus costatus* (Ziegler & Klapper ; 1985). Cet évènement est caractérisé lithologiquement par la présence de nodules à Dacryoconaridés, gris sombres, à texture packstone à grainstone, emballés dans des marnes et des argilites gris sombres. Ce court intervalle d'argilite peut être probablement corrélé avec la transgression Id de Johnson & al., (1985, 1996) (Klug, 2002). Selon House (2002), la lithologie typique du Chotec event est celle de micrites sombres, riches en faunes pélagiques, planctoniques ou nectoniques, impliquant un milieu réducteur, réduisant la faune benthique. La présence de géants bivalves *Panenka* est l'un des rares benthos exprimant ce stress environnemental.

En Algérie, un gisement d'une « faune naine » (valves pédonculaires de brachiopodes Pentamerida, Gypidulinae) découvert à environ 100km au SSE de Tindouf à Garat Djebilet, dans le membre supérieur de la formation de l'Oued Tahla, d'âge Emsien supérieur-Eifélien basal, semble être lié, selon Brice & Ouali Mehadji

(2009), à l'évènement Chotec. Ceci par comparaison aux mêmes conditions de dépôt des couches à *pumilio* d'âge Emsien inférieur-Eifelien basal (région orientale de la vallée du Dra au Maroc présaharien entre Akka et Foum Zguid dans la formation de Timrhanrart et dans les couches 20 à 24 de la coupe d'Oufrane N au Sud de Tata) et d'autres couches d'âge Givétien (dans la formation Ahrerouch , à Oufrane W, et dans le Tafilalt).

b- Le passage Eifelien/Givétien

Le passage Eifelien/Givétien est défini par le remplacement de la faune à conodonte *Polygnathus pseudofolius* WITTEKINDT, 1966 par *Polygnathus hemiansatus* BULTYNCK, 1987. Ceci coïncide avec une position légèrement en dessous de la limite traditionnelle à *Stringocephalus* du domaine néritique et un peu au-dessus de la limite pélagique traditionnelle à *Maenioceras* (STUFE). C'est à Jebel Mech Irdane dans le Tafilalt, au Sud-est du Maroc, qu'a été placée la limite GSSP de la base de l'étage Givétien (Walliser, 2000).

L'intervalle de la limite Eifelien/Givétien est étroitement lié aux schistes *otomari* reconnu mondialement par l'épisode des schistes noir (Walliser, 2000). La base de la zone à *Polygnathus xylus ensensis* ZIEGLER & KLAPPER, 1976 coïncide avec cet important changement dans le faciès (faune et lithologie). Cet évènement nommé *otomari event* ou *late Eifeilian 1 Event* (L'Ei 1) par Walliser (1983) ou encore *rouvillei event* par le même auteur (1984 ; 1985), s'exprime lithologiquement, par le remplacement des calcaires clairs par des schistes foncés. L'horizon entier de ces schistes correspond par contre au *kacàk event*, terme introduit par House (1995). A cet effet, Walliser (2000) signale que l'application des deux termes dans les littératures tend à prêter confusion, pour cela, il suggère d'utiliser le terme *late Eifeilian 1 Event* (L'Ei 1) ou *otomari event* pour le changement du faciès, et le terme Kacàk épisode ou schistes *otomari* pour l'horizon entier des schistes noirs. La mise en place soudaine des argiles noires fut interprétée par Johnson et *al.*, (1985) par un abrupt approfondissement au début d'un cycle transgressif-régressif, précédé par une autre pulsation transgressive exprimée à la zone à *Tortodus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER, 1957).

L'évènement *otomari* (*Nowakia otomari* BOUCEK –PRANTL, 1957 : Tentaculite) est lié à d'intenses infléchissements au sein la faune à conodontes. Différents taxons typiques de l'Eifelien se sont définitivement estompés, comme *Polygnathus robusticostatus* BISCHOFF & ZIEGLER, 1957, *Polygnathus trigonicus* BISCHOFF & ZIEGLER, 1957, *Tortodus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER, 1957). Parallèlement à ces extinctions, divergent d'autres groupes comme *Icriodus* BRANSON & MEHL, 1938, *Polygnathus linguiformis* HINDE, 1879 ; *Polygnathus pseudofolius* WITTEKINDT, 1966 ; *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER, 1957, *Polygnathus xylus* STAUFFER, 1940, ainsi que plusieurs autres taxons nous permettant la subdivision de la partie inférieure de la zone à *ensensis* : l'intervalle compris entre le plus haut niveau de la zone à *Tortodus kockelianus* (BISCHOFF & ZIEGLER, 1957) et la première occurrence de *Polygnathus hemiansatus* BULTYNCK, 1987 (Walliser, 2000). *Nowakia otomari* et *Cabrierocheras* du

groupe de *rouvillei-crispiforme* apparurent plus tôt, survivent à l'évènement. *Maenioceras*, nouveau groupe qui apparus avec l'évènement (House, 2002).

c- L'étage Givétien

Les évènements « *Pumilio* » sont interprétés selon Lottmann (1990) comme des tsunamis de large étendue induisant la formation de lumachelles à brachiopodes micromorphiques, de teinte foncée à noir. Pour House (2002), cet évènement correspond à une pulsation transgressive. Le tracé de ce dernier a été suivi depuis l'Allemagne jusqu'en Afrique du Nord (House, 2002).

Le Taghanic ou *Pharciceras event* représente le plus important des évènements transgressifs à l'échelle globale ((Johnson 1970; House, 1983, 1985; Johnson *et al.* 1985; House and Kirchgasser, 1993), *in* Narkiewicz & Narkiewicz, 1998). Il est localisé au sommet de la zone à *varcus* moyenne (Johnson *et al.* 1985; Sandberg *et al.* 1988), qui coïncide avec la base à *Pharciceras* STUFE de HOUSE (1985). Il couvre un important intervalle de temps, sans doute plusieurs cycles d'excentricités (House, 2002). La pulsation transgressive basale a été nommée par Johnson (1970) le Taghanic *onlap*. La lacune entre *Maenioceras* SCHINDEWOLF, 1933 et *Pharciceras* STUFE de HOUSE (1985) a été définie comme un évènement paléontologique. L'absence de *Sobolewiidae*, *Holzapfeloceratidae*, *Agoniatidae* et *Maenioceratidae* devient critique (House, 2002). L'intervalle *Taghanic* correspond à une période de radiation de palmatolépides (Conodontes), et à une recrudescence de la biomasse planctonique d'ostracodes (House, 1985). Scrutton (1997) précise que cette période représente aussi, une extinction majeure pour les coraux, où quelques dix huit familles de rugosa apparaissent pour ensuite disparaître. L'extinction des trilobites a été soulignée par Feist (1991) qui a répertorié quatre extinctions durant cet intervalle. Les données de Benton (1993) démontrent que quatorze familles de brachiopodes sont éteintes et dont plusieurs genres affectés ont été listés par Brice *et al.* (2000). Plusieurs niveaux à *Pumilio* ont été signalés dans l'Anti-Atlas (Ebbighausen *et al.*, 2007) connus par la nomination « *Pumilio beds* » ou *Pumilo level* » de Becker *et al.*, (2004).

d- Le passage Dévonien moyen/Dévonien supérieur

Le passage Dévonien moyen/Dévonien supérieur définit la limite entre les étages Givétien/Fransien. Cette limite correspond dans la zonation standard des conodontes avec la base de la zone inférieure à *Polygnathus asymmetricus* BRANSON, 1934 (première apparition d'*Ancyrodella rotundiloba*) dans la lignée *Ancyrodella binodosa* UYEN – *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) *rotundiloba*). Elle est proche de la base de la zone à *Manticoceras* HYATT, 1884 et de la base de l'assise de Frasnien en Belgique, une des limites traditionnelles Givétien/Frasnien (Brice, 2000). Elle est située à la base du banc 42 dans la coupe stratotype du Col de Puech de la Suque au SE de la Montagne Noire (France).

	Etages	Zones à Conodontes	Zones à ammonoïdes		Événements	Faunes guides		
Sup	Fransien	<i>falsiovalis</i>	I		MANTIOCERAS			
Dévonien moyen	Givétien	<i>norrisi</i>	III	E	PHARCICERAS	Lodi	<i>Pharciceras</i>	
		<i>Klapperina disparilis sup</i>		D				
		<i>Klapperina disparilis inf</i>		C				
		<i>Schmidtoognathus hermanni sup</i>		B				
		<i>Schmidtoognathus hermanni inf</i>		A				
		<i>Polygnathus varcus sup</i>		A				
		<i>Polygnathus varcus moy</i>		II				D
	<i>Polygnathus varcus inf</i>	C						
	<i>hemiansatus</i>	B						
	<i>Polygnathus xylus ensensis</i>	A						
	Eifelien	<i>Tortodus kockelianus</i>	I	F	PINACITES	KACAK		<i>otomari</i>
		<i>Tortodus australis</i>		E				
		<i>Polygnathus costatus</i>		D				
		<i>Polygnathus Partitus</i>		C				
		B						
		A						
Inf	Emsien	<i>Patulus</i>	IV	D	ANARCESTES	CHOTEC	<i>jugleri/Pinacites</i>	
		<i>serotinus</i>						

Fig.5- Tableau illustrant la correspondance entre les principaux événements reconnus dans le Dévonien moyen avec les étages chronostratigraphiques et les zonations à conodontes et ammonoïdes (d'après House, 2002).

CHAPITRE DEUXIEME
LITHOSTRATIGRAPHIE

LISTE DES FIGURES

Figures lithologiques



Calcaire (C)



Calcaire argileux (CA)



Calcaire pseudonoduleux



Calcaire gréseux (CG)



Calcaire pseudonoduleux argileux (CA)



Calcaire pseudonoduleux gréseux



Grès (G)



Marnes (M)



Argiles (A)



Nodules noirs



Nodule de calcaire

Figures des structures sédimentaires



Litages obliques en mamelons (HCS)



Litages horizontaux plans



Litages de rides de vagues



Litages sigmoïdaux

Figures de fossiles



Trilobite



Brachiopode



Bivalve



Tentaculite



Crinoïde



Goniatite



Polypier



Ichnofaciès (Zoophycus)



Plaque d'échinoderme



Ostracode



Gastéropode

A-Introduction

Dans le présent chapitre un principal objectif est visé. Il s'agit de décrire les différentes unités lithostratigraphiques de la coupe de Marhouma « km30 » (Fig.6-7) tout en mettant en évidence les caractéristiques sédimentologiques et faunistiques présentes.

B-Description de la coupe du Dévonien moyen de Marhouma

B-1 Introduction

Les sédiments du Dévonien moyen sont largement développés sur l'ensemble du Sahara algérien. Une prédominance de sédiments argileux à l'est de la plate-forme et de ceux carbonatés à l'Ouest est bien caractéristique pour cette époque (Aliev *et al.*, 1971).

Le Dévonien moyen de la coupe de Marhouma est représenté par un complexe marno-carbonaté et par un faciès caractéristique de calcaires dits « pseudo-griottes ». Il est compris au sein de la formation de Chefar el Ahmar. Le passage Emsien/Eifélien serait localisé dans un intervalle d'incertitude de 3m au-dessus du FBV de Marhouma. Le Dévonien moyen s'achève juste au-dessous de la première barre de calcaire griotte. Son épaisseur moyenne est de 150 m, avec 82 niveaux décrits (Fig.6-7).

B-2 Description

La succession lithostratigraphique de notre coupe correspond à dix principaux niveaux notés de **a** à **k** selon des critères relevant de la lithologie, de la stratonomie et accessoirement du chromo-faciès des bancs. Elle est caractérisée de bas en haut par les niveaux suivants (Fig.6-7):

a-Banc (n°1) calcaire grisâtre pseudonoduleux de 0.20m (dernier banc du niveau RM9 de Ouali Mehadji (2004)) suivi d'une combe de marne de 0,80m, grisâtre, noduleuse et fossilifère (polypiers, brachiopodes, bivalves, articles de crinoïdes, ostracodes), chapotée par une succession de bancs (n°2) calcaires grisâtres bioturbés de 1,80m, et surmontés par 2.5m de marnes grisâtres à nodules. Ces derniers calcaires sont l'équivalent du niveau RM10 de Ouali Mehadji (2004).

b-Banc (n°3) calcaire gris à verdâtre pseudonoduleux, épais de 0,80m, surplombé par 1,20m de marnes grisâtres à nodules, suivies d'un banc (banc n°4) calcaire gris pseudonoduleux, de 0.50m qui alterne avec 0.60m de marnes grises à nodules, suivies d'un autre banc (n°5) calcaire grisâtre pseudonoduleux riche en brachiopodes de formes naines (Pentameridae). Ce dernier est surmonté par 0,80m de marnes grisâtres, couronnées à leur tour par un banc (n°6) grisâtre de calcaire pseudonoduleux épais de 0,90m, à gros bivalves (*cf. Panenka sp.*), puis de 0,60m de marnes grisâtres à nodules. Le microfaciès montre à ce niveau des Ostracodes et des Tentaculites.

c-Banc (n°7) calcaire gris à rougeâtre, pseudonoduleux, épais de 0,20m, avec une coquille de Goniatite (en éboulis), et surmonté par 3,5m de marne grisâtre, feuilletée dans sa partie supérieure, suivie d'un autre banc (n°8) calcaire gris à rougeâtre, pseudonoduleux, à surface bioturbée, comportant des empreintes de Goniatites mal conservées, des articles de Crinoïdes, des Ostracodes et Gastéropodes, couronné par 0,30m de marnes grises, laminées, ensuite par un ensemble de bancs (n°9) (1,5m) de calcaires gris à rougeâtres, pseudonoduleux, bioturbés et fossilifères (articles de crinoïdes, Goniatites mal conservées et Trilobites) à joints marneux, et coiffés par 0,50m de marnes grisâtres feuilletées. Le tout est surmonté par le banc (n°10) calcaire rougeâtre de 0,30m, pseudonoduleux à Goniatite (en éboulis), Ostracodes et articles de Crinoïdes suivi de 1m de marnes laminées grisâtres.

d-Banc (n°11) calcaire rougeâtre, pseudonoduleux, à forme lenticulaire (0,90m 1,5m), renfermant des Bivalves, des Goniatites, des tiges et articles de Crinoïdes et des Ostracodes, surplombé par 1,80m de marnes feuilletées grises à légèrement jaunâtre.

e-Alternance marno-calcaire régulière : les bancs (n°12-25) calcaires sont rougeâtres, pseudonoduleux, bioturbés, d'épaisseurs variant entre 0,05 et 0,55m, dans lesquels on note la présence de Goniatites mal conservées, un bivalve, des articles de Crinoïdes, des Tentaculites, des Ostracodes, un Gastéropode et traces de Zoophycos au niveau du dernier banc (n°25). Les intercalations marneuses sont d'aspect schisteux jaunâtre d'épaisseurs allant de 0,30 à 3m.

f-Banc (n°26) calcaire micritique grisâtre, disposé en plusieurs miches, suivi d'une combe marneuse feuilletée, de 1,5m et succédée par trois bancs (n°26a, 26b, 26c) de grés en plaquettes, argileux, respectivement de bas en haut de 0,20, 0,10 et 0,10m, dans lesquels on retrouve des traces de Zoophycus, et alternant avec des argiles jaunâtres feuilletées (0,50, 0,40, 0,80m). L'ensemble est suivi d'un banc (n°27) de 0,20m de grés, carbonaté, jaunâtre, surmonté par une combe d'argiles bariolées (18m), intercalées par de fines passées silteuses, parfois à tentaculites et d'argiles noirs carbonneuses d'épaisseurs variant entre 0.10 et 0.20m, à petits brachiopodes (micromorphes). Quelques niveaux centimétriques à phosphorites s'intercalent également aux argiles.

g-Alternance marno calcaire (n°28-40c) : les marnes sont d'épaisseurs centimétriques à métriques, jaunâtres, à nodules de calcaires grisâtres vers la partie sommitale. Les bancs calcaires sont noirs et se présentent en plaquettes grisâtre à leur base et légèrement bioturbés sur les toits. Ils s'effritent en fonction des litages vers les niveaux supérieurs (36-40) de plus en plus dominants. Ces litages correspondraient dans les bancs n°36, 37, 37a, 38, 40a à des les litages obliques en mamelons, des litages horizontaux plans, des litages de rides de vagues. L'alternance est interrompue par des calcaires à entroques bioturbés (n°39 et 40) de 0,30 et 0,45m d'épaisseurs, séparés par 0,05m de marnes et suivis de 0,05 cm de calcaire argileux

bioturbé (n°40a) à sa base et à litages en mamelons et rides de vagues, surmonté par 1,5 de marnes. Quatre petits bancs de grés argileux, bioturbés (40b) et un calcaire gréseux n'atteignant pas les 0,10m prennent suite en s'intercalent dans une combe marneuse de 3m d'épaisseur. Des traces de Zoophycus dans les bancs n°28 et 36, quelques rares Brachiopodes (n°30), des Ostracodes et Tentaculites (n°28), des fragments de Trilobite (n°33) et des nodules métalliques noirs au niveau du banc n°29 ont été observés.

h- Banc calcaire (n°41) pseudonoduleux, de 0,70m, grisâtre à rougeâtre, à la base duquel s'observent : une surface d'érosion surmontée par des laminations subhorizontales qui s'amalgament aux deux extrémités, et surmontées par des litages de rides de vagues. Des traces de Zoophycus en éboulis et un Trilobite ont été observées dans cette partie de la coupe. 2,5m de marnes viennent au-dessus et une barre (n°42) de calcaire de 1m d'épaisseur (surface= importante dalle de calcaire noir, pseudonoduleux, grisâtre à rougeâtre, à Tentaculites et Trilobite), suivi de 2m d'argiles bariolées, intercalées par des phosphorites. Au-dessus de cette barre, on a une plaquette (n°43) de calcaire rougeâtre, (0,05m) bioturbée, à Goniatites et Zoophycus, surmontée par des calcaires rougeâtres, argileux, pseudonoduleux, en plaquettes (n°44, 45, 46) dont les épaisseurs sont successivement : 0,20m, 0,10m, 0,20m alternant avec 0,60m, 0,15m et 0,30m d'argiles bariolées. Ces dernières sont surmontées par deux bancs calcaires (n°47, 48) en plaquettes, rougeâtres, pseudonoduleux, à Trilobite, parsemés de granules de fer et surmontés par 0,20m d'argiles bariolées à phosphorites. Le niveau **(h)** se poursuit régulièrement depuis le banc n°49 jusqu'au banc n°66 par une alternance calcaire/argiles bariolées à phosphorites puis une alternance marno-calcaires rougeâtres pseudonoduleux, parfois en plaquettes du banc n°66 au banc n°81. Notons la présence d'un Trilobite à la surface du banc n°53 et dans les marnes feuilletées comprises entre les bancs n°55 et 56, des Tentaculites, des Brachiopodes et des Goniatites dans le banc n°60, Brachiopodes et Tentaculites dans les argiles bariolées situées entre les bancs n°61 et 62, une Goniatite dans celle intercalée entre les bancs n°62 et 63.

j- De fines passées de Tentaculites et de grés se manifestent vers la fin de la précédente alternance marno-calcaire pour annoncer enfin un remarquable niveau à Tentaculites de 0,10m d'épaisseur (bancs n°82) avec des essaims d'oolithes ferrugineuses.

k- Une importante combe marnes de 80 m environ, à matière organique, surmontée par le premier banc des calcaires griottes (0,40m) à Goniatites (n°83).

C-Conclusion

Le coupe étudiée est caractérisée par :

-Une alternance marno-calcaire à quelques rares passées argilo-sableuses (niveaux 26, 40, 80 et 82).

-Des bancs pseudonoduleux à noduleux et fréquence des boules et miches calcaires vers le haut.

-La présence de phosphorites intercalées aux argiles bariolées (niveau **h**).

-des granules métalliques (bancs n°29, 47, 48) et des essaims d'oolithes ferrugineux intercalés dans les argiles à matière organique dans le banc n°82.

-Une alternance de couleur dominante rougeâtre d'où le terme calcaire pseudo-griotte intercalée par une alternance de calcaire noir (butte noir visible de loin).

-La fréquence de la faune suivante (par ordre de dominance) : Les Goniatites, tentaculites, Entroques, Trilobites, Brachiopodes, Bivalves. La microfaune phosphatée est quasi absente (quelques ostracodes et de très rares conodontes généralement très usés).

-Les Ichnofaciès, consistent à des Zoophycos (banc n°25, 26c, 41, 43) et des Chondrites identifiés par Bendella.

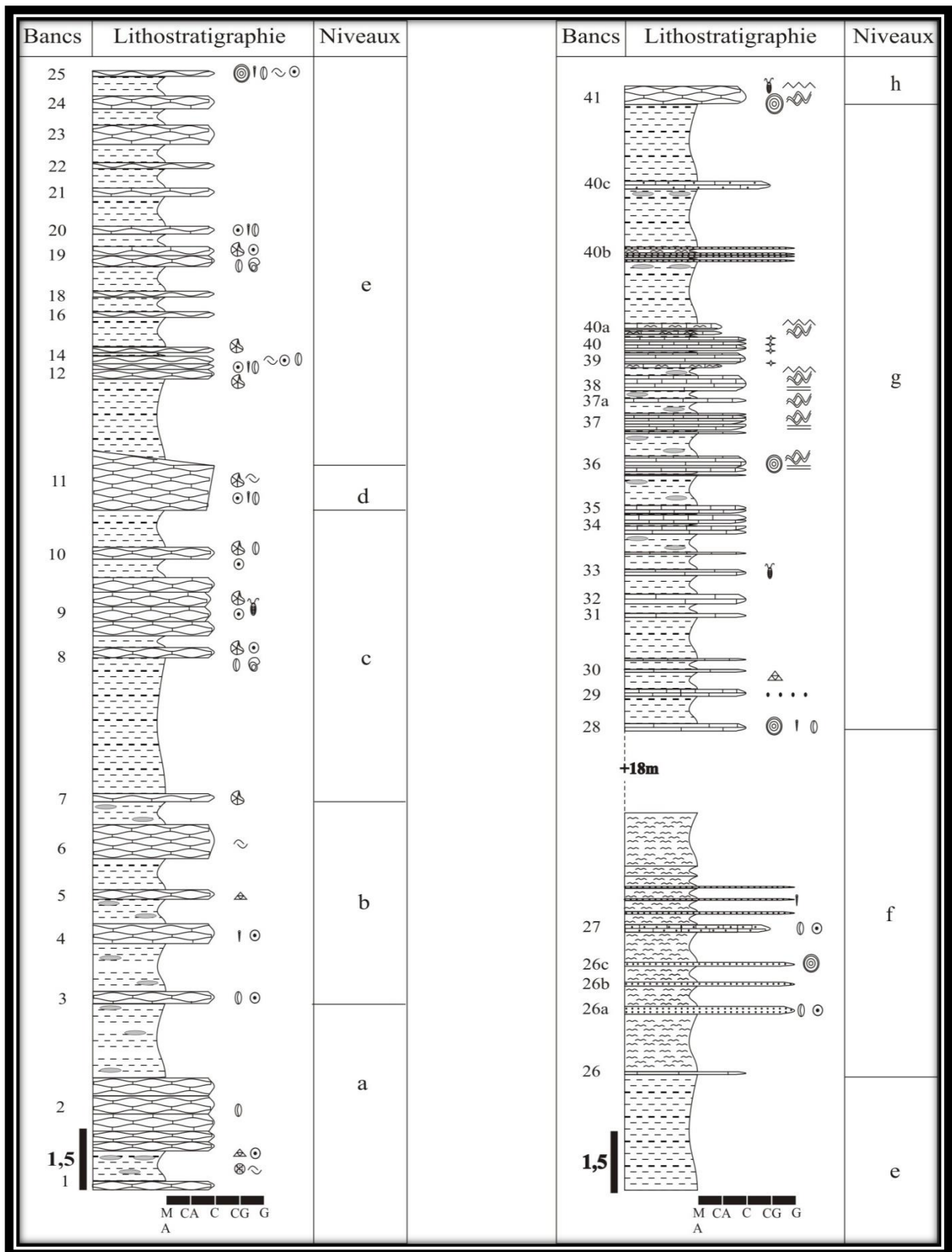


Fig. 6-Première partie de la coupe lithostratigraphique du Dévonien moyen de Marhouma (km30).

CHAPITRE TROISIEME
GENERALITES SUR LES CONODONTES

Introduction

Le chapitre troisième a pour but de présenter les principales généralités sur les Conodontes afin de mieux appréhender leur importance en termes de biostratigraphie puisqu'ils s'avèrent d'excellents dataum vu leur rapide évolution au cours des temps géologiques.

A- Historique sur les conodontes

Les conodontes sont un groupe microscopique d'animaux marins éteint dont les parties les plus dures ont été préservées. Leur répartition stratigraphique s'étend du Cambrien au Trias (Clark, 1981).

Le terme conodonte fut employé pour la première fois par Pander en 1856 lors de sa découverte d'éléments coniques qu'il baptisa « conodontes ». Il attribua à chaque élément décrit un nom d'espèce, alors que Hinde (1879) considéra que des éléments de morphologie différente pouvaient appartenir à unique animal. Cette hypothèse fut confirmée plus tard, après la découverte de véritables assemblages naturels d'éléments conodontes par Schmidt (1934) en Allemagne et Scott (1934, 1942) aux Etats-Unis.

Les premières corrélations stratigraphiques à partir des conodontes furent réalisées par Hadding (1913) qui étudia les schistes noirs de l'Ordovicien moyen de la Suède méridionale. Ulrich et Bassler (1926) procédèrent à la dénomination d'un grand nombre d'espèces en adoptant l'idée de Pander (1élément = 1espèce) créant une nomenclature par élément. À partir de 1930, il y eu une intensification des travaux surtout par Branson et Mehl (1933, 1934) qui établirent un important programme de recherche sur les conodontes. Ils firent progresser la connaissance des conodontes en innovant dans de nombreux domaines (photos stéréoscopiques, isolement des conodontes par de nouvelles méthodes en particulier par de l'attaque acide acétique). Cette dernière méthode a permis le dégagement de nombreux conodontes et contribué ainsi à l'essor de leur étude.

Par ailleurs, en 1941, des travaux de Hass viennent confirmer ceux de Hinde quant à la nature lamellaire concentrique des conodontes, mais ils montrent, en utilisant une observation de Furnish (1938) selon laquelle les conodontes régénéraient leurs parties brisées par une croissance plus rapide des lamelles externes, que leur croissance est centrifuge contrairement aux idées de Pander pour qui elles étaient centripètes.

En 1944, une autre découverte réalisée par Ellison permit une réelle compréhension des conodontes. En étudiant la composition chimique et minéralogique des conodontes il montra qu'ils sont constitués par du phosphate de calcium du groupe de l'apatite.

Beaucoup plus récemment, Briggs *et al.* (1983) puis Aldridge *et al.* (1986) ont découverts dans les roches du Dinantien d'Ecosse plusieurs spécimens qui semblent représenter des animaux conodontes complets. Ces fossiles ont une forme allongée avec

une tête bulbeuse qui contient un assemblage naturel d'éléments conodontes, un tronc qui semble avoir contenu des structures en chevrons qui seraient les réminiscences d'un bloc de muscle (ou myotomes) tel qu'on peut les voir sur le chordé primitif (*Amphioxus*) et une queue allongée et proéminente.

B- Affinité zoologique

Les affinités zoologiques de l'animal qui portait les éléments conodontes (ou Conodontophore) et la fonction anatomique de ces derniers sont encore sujet à débat. Depuis plus d'un siècle que les éléments conodontes sont connus ils ont été attribués à divers embranchements d'invertébrés tels que les Arthropodes, les Annélides (Zittel & Rohon, 1886 ; Scott, 1934 ; Du Bois, 1943 ; Rhodes, 1954), les mollusques (Loomis, 1936), ou de vertébrés primitifs, en particulier aux « poissons primitifs ». Certains les assimilent à des dents d'après l'idée de Pander : dents de Mixine (Ulrich et Bassler, 1926), de Cyclostome (Huddele, 1934), d'ostracoderme (Kirk, 1929 qui trouva les conodontes avec des représentants de ce genre), de Chondrichthyens (Beckman, 1949). Schmidt, (1934) voit dans les conodontes un squelette mandibulaire de « poissons » placodermes tandis que pour Scott (1934) ils représentent une partie d'un appareil digestif d'Acanthodiens. Halstied, voit (1969) des pièces de soutien internes :

- d'arcs hyoïdiens et de branchies d'Arthrodiens.
- de branchies filtrantes de provertébrés planctoniques.

Une autre hypothèse, basée sur la découverte de Briggs *et al.* (1983), est celle de Cuif *et al.* (1986), qui suggère que l'animal conodonte est un Mollusque Aplacophore (mollusque primitif vermiforme, couvert de spicules, qui possède des mâchoires et une radula constituée de phosphate de calcium qui ressemble à certains assemblages de conodontes).

Sweet (1988) estime que les conodontes sont des éléments durs qui fonctionnaient comme des épines denticulées et des dents buccales ou pharyngiennes, de petits animaux marins solitaires qui appartiennent à un phylum éteint : le phylum des Conodonta.

Le débat est actuellement centré sur l'appartenance des conodontes aux chordés, ou aux chaetognathes. Les caractères de la structure de l'animal conodonte (symétrie bilatérale, tête bulbeuse à deux lobes latéraux et renfermant dans sa partie supérieure un assemblage naturel d'éléments conodontes, un tronc portant des structure en V, une queue portant deux nageoires à rayons, des lignes axiales s'étendant de la tête à la queue) conduisent certains auteurs (Janvier, 1995 ; Aldridge & Purnell, 1996 ; Donoghue *et al.*, 1998) à considérer les conodontes comme des vertébrés.

Toute fois, il a été démontré par Turner *et al.*, (2010) dans une étude de réévaluation des relations phylogénétiques des conodontes qu'ils ne s'agissent ni de gnathostomes-souches (groupe monophylétique rassemblant les vertébrés pourvus d'une mâchoire), ni de vertébrés ni même de crâniates (Chordé possédant un crâne

cartilagineux ou osseux protégeant la partie antérieure du système nerveux. Ils regroupent les Myxines et les Vertébrés). Cette conclusion a été fondée sur la révision des traits morphologiques traditionnels à la fois des éléments isolés et des assemblages de conodontes, ainsi que sur les données histologiques et sur une analyse cladistique révisée (Fig. 8). Elles se résume comme suit : chez les conodontes, le degré de céphalisation est faible ; la musculature du tronc a une forme simple en V ; les éléments isolés montrent un tissu blanc avec des cristaux de grande taille, uniques pour ce tissu ; il n’y a pas de squelette dermique incluant les tissus durs caractéristiques des vertébrés tels que l’os, la dentine et l’émail ; il n’y a pas d’odontodes avec leur os et leur système pulpaire unique ; il n’y pas d’éléments paraxiaux disposés de façon segmentée sur le corps, ni d’éléments dermiques aux nageoires médianes.

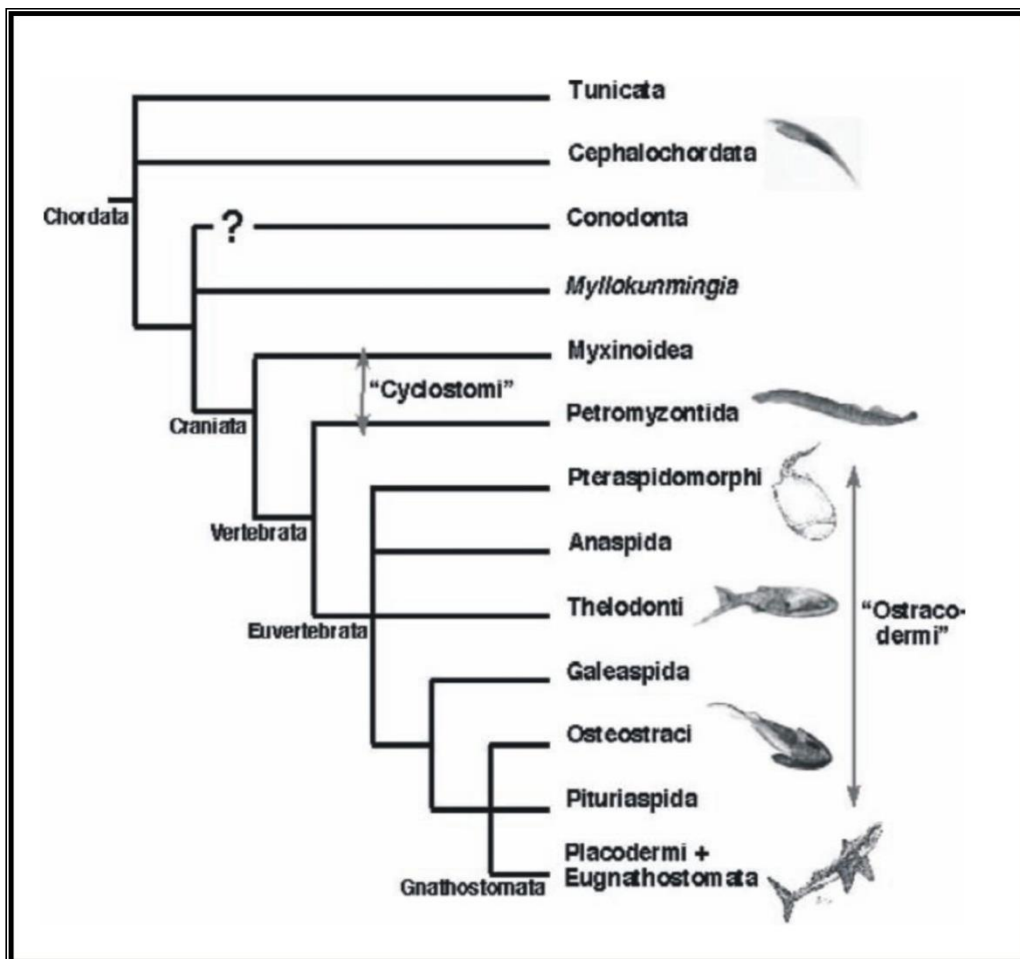


Fig.8- Illustration schématique de l’une des topologies obtenue à partir des analyses cladistiques (phylogéniques) des chordés d’après Turner *et al.*, 2010, modifié par Bieck *et al.*, 2011).

C- Propriétés physiques et composition chimique des conodontes

C-1- Propriétés physiques

Ellison (1944) étudia les propriétés physiques des conodontes et les a résumées comme suit :

- dureté : 3 à 5 sur l'échelle de Mohs
- densité : 2,84 à 3,10
- fusion : très difficile
- indice de réfraction : 1,595 à 1,612
- biréfringence très faible : 0,000 à 0,003

C-2- Composition chimique

Les éléments conodontes sont composés d'apatite carbonatée, proche de la francolite. Une formule représentative de la composition chimique du conodonte est donnée par Pietzner *et al.* (1968) :



Des éléments traces ont pu être également retrouvés, et certains d'entre eux se sont révélés utiles dans l'interprétation des conditions du milieu dans lequel vivaient les conodontes.

D- Index de coloration des conodontes

Les travaux d'Epstein *et al.* (1977) ont montré que la différence des teintes des conodontes dépendait en fait, de la température à laquelle fut soumise la roche qui les renferme, et du temps pendant lequel cette roche a subi une élévation de température.

Lorsque la température ambiante augmente (50 à 300°C) et se maintient, le carbone contenu dans la matière organique de l'élément s'assombrit de jaune pâle à marron puis noir. A très haute température le carbone se volatilise et le conodonte s'éclaircit passant du gris au blanc opaque et au blanc translucide. En fonction de ces variations de couleurs obtenues expérimentalement, une première charte d'indices de changement de couleur « *Color Alteration Index* » (CAI) a pu être établit. Rejebian *et al.* (1987) ont étendu cette charte aux plus hautes températures (350- 600°C, CAI 5-8). Celle-ci a ensuite été affinée par Königshof (2003) entre autres (Fig.9). Elle est surtout utilisée pour l'exploration pétrolière.

	Couleur approximative du conodonte	Température atteinte (Celsius)
1	brun pale	<50°-80°
2	brun foncé	60°-140°
3	gris-brun sombre	110°-220°
4	gris sombre	190°-300°
5	noir	300°-480°
6	gris pâle à blanc	360°

Fig.9 - Index d'altération des conodontes d'après Königshof (2003).

E- Morphologie et structure des conodontes

E-1-Morphologie externe

Les éléments conodontes s'individualisent en trois modèles de formes (Fig.10) :

- les éléments coniformes (Fig.10 A) constitués par une dent ou cuspide plus ou moins courbe terminée par une pointe (apex), et élargie à la base par une cavité conique ou cavité basale dont le pourtour s'agit de la marge aborale. Le bord considéré conventionnellement comme antérieur est déterminé par la côté convexe de la dent.

Le côté concave comme le bord postérieur. Sur le bord postérieur, antérieur ou sur les deux à la fois des ornements ont tendance à se localiser : des rides, rainures ou stries parallèles à l'allongement de la dent. Peuvent s'y ajouter des denticules libres ou soudés mais plus petit que la dent initiale, des expansions en formes de branches ou de barres. Ces éléments sont divisés en deux catégories suivant le type de courbure.

- les éléments ramiformes (Fig.10 B) formés d'une barre ou lame simple ou ramifiée portant des denticules (bord oral) coalescents et comprimés latéralement sur les lames, et libres épais sur les barres, avec parmi eux, une dent principale (cuspide) dont la courbure permet d'orienter le conodonte suivant la convention utilisée précédemment et sous laquelle se situe la cavité basale. Celle-ci peut se prolonger par

deux étroits sillons de longueur variable, l'un antérieure localisée dans la branche la plus courte (branche antérieure), l'autre postérieure situé dans la branche postérieure. Sept catégories sont distinguées suivant la symétrie et le nombre de ramifications des éléments.

- les éléments pectiniformes (Fig.10 C) (lames et plates-formes) sont composés d'une lame denticulée avec ou sans plate-forme. La lame denticulée se prolonge sur la plate-forme par une carène qui peut se dédoubler par des carènes secondaires. La face aborale est marquée par une cavité basale dont le développement est variable selon les genres. Elle peut être petite et à partir d'elle, démarre un sillon ou une quille qui sont situés sous la lame et la carène (et carènes secondaires). Des lignes concentriques (lamelles de croissance) se développent autour d'elle. Comme elle peut être grande et occuper toute la surface inférieure de la plate-forme donnant ainsi au conodonte l'allure d'une coupole. La lame et la carène sont rarement rectilignes, la concavité de la lame désignant le côté interne, l'ornementation de la plate-forme est constituée par des arêtes, des tubercules, des rides, etc. Certains conodontes peuvent être lisses. Cinq catégories fondées sur le nombre et la disposition des processus sont distingués, chacun de ces groupes étant divisé en sous-groupes suivant l'allure de la cavité basale.

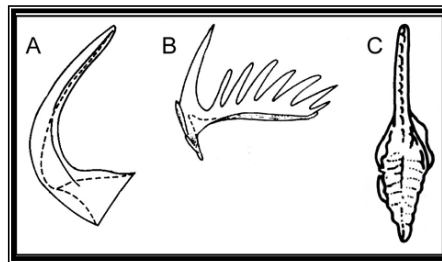


Fig.10 - Eléments conodontes : A (coniforme), B (ramiforme), C (pectiniforme) (Randon, 2006).

E-2-Morphologie interne

Tous les conodontes ont une structure lamellaire qui peut être détruite et remplacée par une matière blanche (matière opaque habituellement concentrées dans les denticules). Cette matière blanche caractéristique des conodontes cancellates (groupe de conodontes comprenant toutes les formes mis à part celles du groupe des conodontes hyalins restreint à l'Ordovicien moyen d'Amérique du Nord et d'Europe), s'observe au sommet des denticules et des cuspides et le long de leur axe de croissance. Elle ne contient aucune structure lamellaire. Elle est composée par de fins cristaux d'apatite, de la matière organique et du carbonate. Elle renferme une multitude de tubes, d'entailles, quelques sphères. Elle se dépose secondairement du fait que le matériel lamellaire est secrété le premier (stade ontogénique) et est transformé en matière blanche dans certains centres du conodonte. Entre la zone lamellaire et la matière blanche il y a une zone de transition (Fig.11).

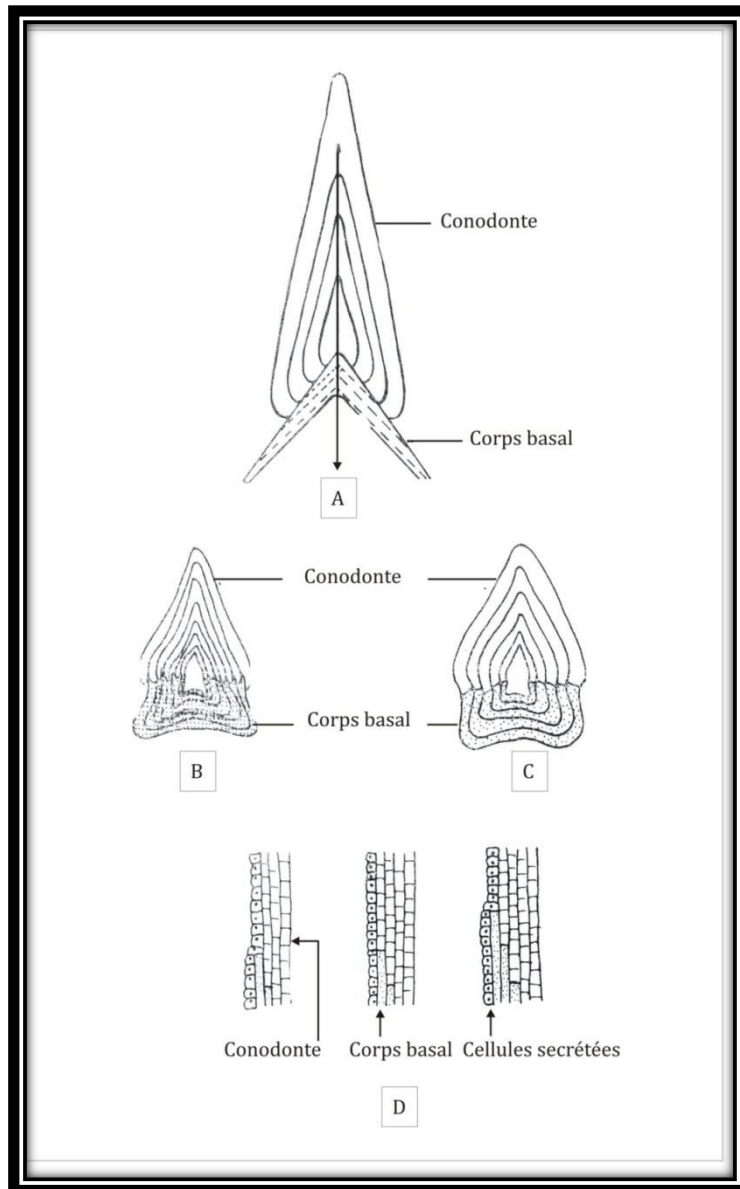


Fig.11 – Relations entre les lamelles et celles du corps basal (Cygan (1979) : A : Hass (1962) ; B : Gross (1960) ; C : Lindström (1964) ; D : Lindström et Ziegler (1971).

F- Paléoécologie des conodontes

Les conodontes ne sont pas confinés à un type particulier de facies sédimentaire, ils se rencontrent dans des grès, grès glauconieux, schistes noirs, cherts argileux et des calcaires) d'où leurs attribution par de nombreux auteurs (Ziegler, 1960 ; Müller, 1956a ; 1962 ; Collinson, 1963 ; Mound, 1968) à des formes nageuses libres et pélagiques. Leur distribution est donc indépendante de l'environnement. Cependant, il a été constaté par les auteurs tels que Müller (1962a) que les conodontes auraient un mode de vie nectonique dans les domaines néritiques et pélagiques. Les évidences pour que les conodontes ne soient pas des organismes essentiellement planctoniques, sont basées sur leur présence dans les schistes noirs qui ne livrent que des restes d'organismes planctoniques ou benthiques, ainsi que leur forte capacité de dispersion.

Par ailleurs la présence d'une nageoire sur un des spécimens d'Ecosse est une suggestion supplémentaire pour dire que cet animal était mobile et plus probablement nectonique. De plus on présume que l'animal était un prédateur en raison de ses éléments interprétés comme un appareil masticateur élaboré. Dans une autre considération Müller (1962a) remarque que certaines formes (*Belodus*, *Icriodus*) pourraient être adaptés à un mode de vie benthique ou proche du fond et que les conodontes sont absents des récifs. Si ce sont des animaux qui se nourrissent d'autres animaux morts ou vivants ou de plantes dans le mode de vie est benthique, on pourrait conclure que certains de ces animaux nageurs étaient nectobenthiques.

Afin de tenter d'expliquer l'habitat ou le mode de vie des conodontes nous avons choisi trois modèles qui ont été proposés d'après les discontinuités observées de la distribution latérale chez les conodontes dans les roches sédimentaires.

F-1-Stratification en profondeur

Le modèle de Seddon & Sweet (1971) (Fig. 12 I) prend en compte que deux catégories d'éléments conodontes. Des formes représentées par +, présumées largement représentées et uniformément distribuées dans une strate plus proche de la surface. Des formes o qui sont de même, uniformément distribuées mais confinées dans des niveaux d'eau plus profonde. En conséquence il y aura une succession d'association d'éléments sur le fond de gauche à droite. Les formes o, composants extrêmement rares dans les sédiments accumulés près du rivage, augmenteront de proportion graduellement par rapport aux formes + dans les échantillons formés à des profondeurs de plus en plus grandes.

Ce modèle a été proposé afin de tenter d'expliquer les isolements latéraux des conodontes dans les enregistrements sédimentaires remarquables dans les biofaciès des conodontes ordoviciens et dévoniens du nord-ouest de L'Amérique. Or l'expérience montre que les conodontes d'eau peu profonde ne sont généralement pas ou peu représentés dans des échantillons dominés par des formes d'eaux profondes, ce qui apporte une limite à ce modèle (Girard, 1994).

F-2-Ségrégation latérale par rapport au rivage

L'hypothèse de Fahraeus & Barnes (1975) et Barnes & Fahraeus (1975) (Fig. 12 II) part de l'idée que les conodontes étaient benthiques ou nectobenthiques et répartis latéralement en une succession de communautés bien déterminées, voire endémiques. Ils supposaient que le chevauchement de communautés voisines pouvait être une indication des transgressions et régressions mineures reconnaissables dans une séquence simplement en comparant les proportions des formes vivant en eaux peu profondes par rapport à celles vivant plus profondément. Cependant il est difficile selon Girard (1994) d'expliquer avec ce modèle la présence de conodontes dans les environnements où ne règnent que les organismes pélagiques (black shales) et où le milieu se prête défavorablement à un mode de vie benthique.

F-3-ségrégation en profondeur et latérale

Klapper & Barrick (1978) (Fig. 12III) établissent un modèle dans lequel ils partent de l'hypothèse que les conodontes aient un mode de vie pélagique et dont la distribution tient compte des facteurs écologiques (marées, température de l'eau, etc.). Ainsi, les Formes A caractéristiques des eaux peu profondes ne seront confinées que dans les sédiments près du rivage dans un régime agité contrastant avec des associations de formes préférant des milieux plus éloignés du rivage et plus calmes. Ces mêmes auteurs démontrent également que ce modèle peut être applicable aussi bien pour les formes pélagiques que pour les formes nectobenthiques puisqu'elles s'avèrent souvent d'un caractère endémique.

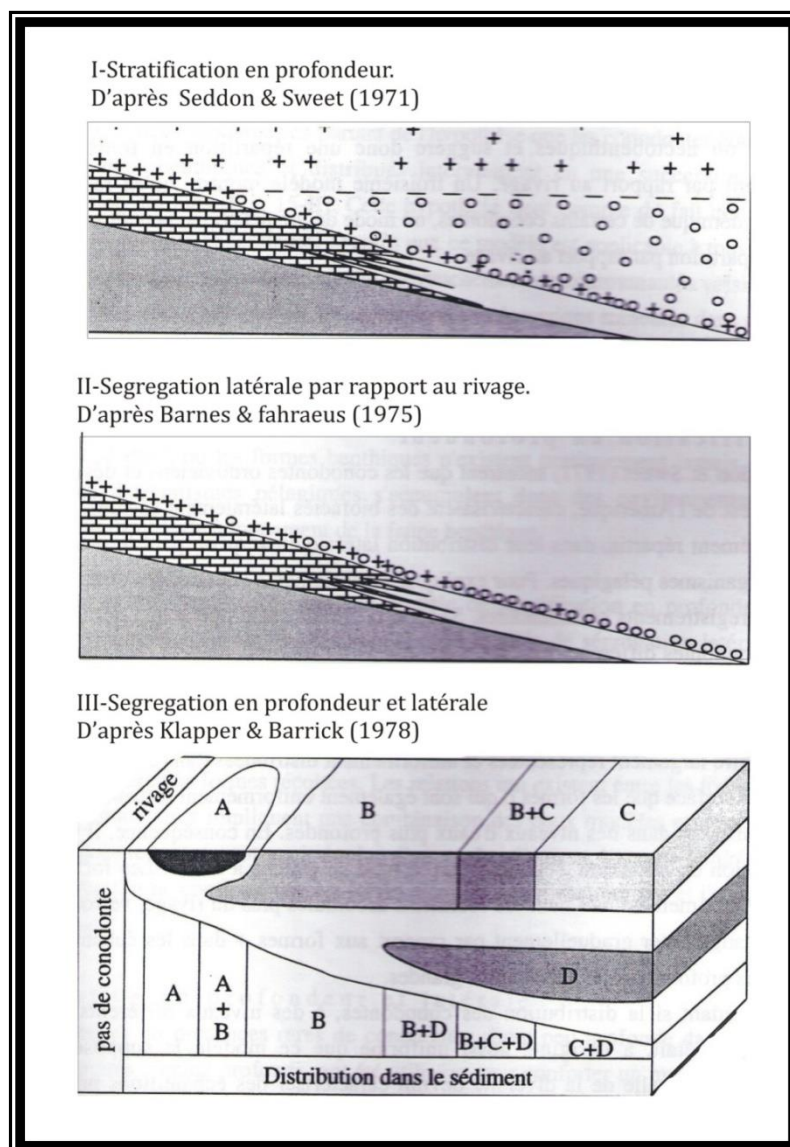


Fig.12- Modèles d'habitats suggérés pour les conodontes (Girard, 1994).

G- Technique d'extraction des conodontes

La procédure adoptée pour l'extraction des conodontes est celle appliquée sur tous les fossiles phosphatés, elle se déroule en trois principales étapes :

1- Première étape

Cette étape consiste à tremper les échantillons calcaires après avoir été pesés, dans de l'acide acétique dilué à 8%, et laisser réagir sous une hôte pour une durée de 24h.

2- Deuxième étape

La deuxième étape sert à passer les échantillons dissouts dans des tamis dont les tailles des mailles sont successivement de : 2mm, 250um, 63um et procéder au lavage sous le jet d'eau. Les résidus sont ensuite récupérés à l'aide d'une pissette dans des coupelles en porcelaine et mis en étuve à une température ne dépassant pas les 100°C pour une durée d'environ 12h.

Les échantillons résistants à la première attaque sont soumis à un deuxième traitement d'acide récupéré au préalable à l'aide d'un filtre. Les attaques se poursuivent jusqu'à dissolution totale de l'échantillon.

Afin d'éviter les risques de contaminations, les tamis sont rincés au bleu de méthylène après chaque lavage.

3- Troisième étape

La dernière étape comporte à trier les résidus retirés de l'étuve sous une loupe binoculaire afin d'en extraire les conodontes. Ces derniers sont ensuite mis traités au MEB pour agrandissement, et photographies à des fins de détermination.

CHAPITRE QUATRIEME
SYSTEMATIQUE

I-Introduction

80 échantillons ont été traités. Parmi ces échantillons, 18 exemplaires d'éléments conodontes ont pu être dégagés. Cependant seuls 4 éléments ne pourront être utilisés dans cette étude car les autres éléments sont soit trop usés, soit présentent peu d'intérêt d'un point de vue biostratigraphique. Les éléments obtenus appartiennent tous au genre *Polygnathus*.

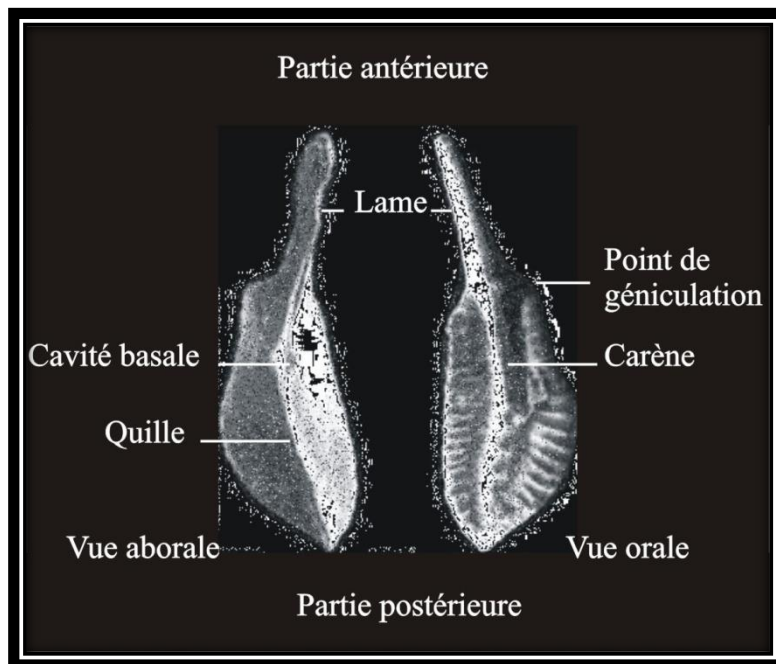


Fig. 13 – Terminologie générale pour un *Polygnathus*.
(*Polygnathus costatus partitus* du Muséum géologique de l'université de Pékin).

II-Systématique des éléments conodontes de la coupe du km30 (coupe de Marhouma).

Genre *Polygnathus* Hinde, 1879

Espèce type. – *Polygnathus dubius* Hinde, 1879.

Polygnathus costatus partitus Klapper, Ziegler & Mashkova, 1978
(Pl.1, Fig. 1, 2, 3)

Polygnathus costatus partitus subsp. nov. ; Klapper et al., 1978, p. 109, pl. 2, figs 1-5, 13.

Polygnathus costatus partitus Klapper, Ziegler & Mashkova, 1978. – Wang & Ziegler, 1983, pl. 5, fig. 12.

Matériel

1 Spécimen (*Ech.* N°8).

Description

Vue supérieure: La carène ornée de denticules fusionnés, se termine avec l'extrémité postérieure de la plate-forme, Les côtes transversales et courtes sont imposantes et creusent des sillons de manière plus prononcée vers la partie antérieure de la plate-forme. Les marges de la partie antérieure de la plate-forme sont droites.

Vue inférieure: La quille est droite. La cavité basale est petite et se situe dans le deuxième quart de la plate-forme (partie antérieure).

Répartition stratigraphique

Eifelien (Dévonien moyen inférieur) (*in* Berkyova, 2009).

Polygnathus linguiformis sbsp.nov.A
(Pl.1, Figs. 4, 5, 6, 7, 8, 9)

Matériel

2 Spécimens. (*Ech.* N°11).

Description

Vue supérieure : La lame libre est courte (environ 1/5ème de la longueur total de l'élément). La plate-forme plus ou moins élargie, avec bords surélevés est caractérisée dans sa partie postérieure par le développement d'une languette faisant le 1/3 de la longueur totale de la plate-forme et qui se termine en pointe. Les cotes transversales sont courtes espacées et se rejoignent au niveau de la languette. La marge du bord externe de la plate-forme est presque droite et forme un angle de 90° (Fig. 4) au moment de la déviation qui mène à la languette. Sur la Fig. 7 une dépression est en plus marquée à ce niveau. La marge de la partie interne est d'une allure générale concave est mène directement à l'extrémité de la languette. La carène est ornée de petits denticules courts en hauteur est presque totalement fusionnés entre eux. Elle prend fin juste au début de déviation de la plate-forme. Un sillon marqué est présent de part et d'autre la carène.

Vue inférieure : la quille lisse, prend fin, contrairement à la carène, avec la languette. La cavité basale n'est pas visible sur la Fig. 5, mais elle est petite au niveau de la Fig. 8, elle est positionnée, légèrement au-dessus de la moitié de la longueur totale de la plate-forme élargie.

Remarque: Ces spécimens ressemblent à *P. linguiformis linguiformis* morphotype gamma mais différents par :

-Les marges antérieures de la plate-forme se terminent au même niveau. Tandis que chez *P. linguiformis linguiformis* morphotype gamma la marge de la côté interne est surélevée par rapport à celle du côté externe.

-La marge du bord externe qui est presque droite et forme un angle de 90° au moment de la déviation qui mène directement à la languette, contrairement à la marge de *P. linguiformis linguiformis* morphotype gamma qui s'arrondie à ce niveau.

Polygnathus serotinus Telford, 1975
(Pl.1, Figs. 10, 11, 12)

Polygnathus linguiformis linguiformis Hinde. – Philip & Jackson, 1967, text-fig. 2a[non figs. 2b, c = *P. inversus*].

Polygnathus linguiformis linguiformis Hinde. – Philip & Jackson, in Pedder *et. al.* , 1970, pl. 40, figs. 6, 8 [same as fig. 2b of preceding reference].

Matériel

1 Spécimen. (*Ech.* N°13).

Description

Elément plate-forme appartenant à un spécimen plus ou moins large.

Vue supérieure : La carène simple se prolonge depuis la lame libre jusqu'au début de la languette. Les denticules de la carène sont presque totalement fusionnés, ils sont un peu plus haut dans la partie antérieure (au niveau de la lame libre). Deux sillons sont présent de part et d'autre la carène. Les côtes transversales sont courtes dans le 1/3 antérieur de la plate-forme, elles sont beaucoup plus marquées au niveau de la languette. Les marges de la plate-forme sont presque parallèles dans la partie antérieure et s'élargissent plus ou moins vers la partie postérieure et s'incurvent juste au début de la languette qui est courte et qui fait le 1/3 de la longueur de la plate-forme. La marge du bord externe est plus relevée que celle du bord interne et celle de la carène.

Vue inférieure: La quille lisse se prolonge jusqu'à la fin de la languette en s'incurvant à son rencontre. La cavité basale est petite et se situe au milieu de la plate-forme élargie juste au-dessus de la déflexion de la quille.

Remarque: Nous considérons notre spécimen comme *Polygnathus serotinus* car il présente ses principales caractéristiques de diagnose (la marge externe est distinctivement plus élevée que la carène et la marge interne, petite cavité basale qui se localise juste au-dessus de la déviation de la quille) mis à part la protubérance de la cavité basale qui s'étend vers la marge externe de la plate-forme.

Répartition stratigraphique

Du Dévonien inférieure terminal (dans l'Emsien en association avec *Polygnathus inversus* Klapper et Johnson, 1975, texte-fig. 4) au Dévonien moyen inférieur (dans la collection non publiée avec *Polygnathus costatus* dans le Nevada et Czechslovakia).

***Polygnathus* sp. Indet**
(Pl.1, Figs. 13, 14, 15, 16)

Description

Quelques éléments de l'appareil de *Polygnathus* ont été trouvés dans nos échantillons. Ces éléments ressemblent à ceux décrits par (Sweet, 1988) pour *Polygnathus linguiformis*.

CHAPITRE CINQUIEME
ENVIRONNEMENTS & MILIEU DE DEPÔT

I- Introduction

L'objectif du cinquième chapitre est de présenter un aperçu sur les dépôts pélagiques, hémipélagiques et les courants de fonds marins, afin d'interpréter chaque niveau représenté dans la coupe du Dévonien moyen de Marhouma par rapport à son environnement de dépôt, en fonction des données lithologiques et paléontologiques. Il s'agit également de tenter de localiser les bioévénements par leurs lithologies et leurs contenus biologique identifiés.

A- Les dépôts sédimentaires du Dévonien moyen

De manière globale, durant le Dévonien, se sont déposés des carbonates pélagiques depuis les plates-formes jusqu'aux talus et bassins (Bandel, 1974; Tucker, 1973 ; 1974; Wendt and Aigner, 1985). Le biotope était dominé par une faune pélagique de Céphalopodes, de Bivalves à coquilles minces, de Stylolines, de Tentaculites, d'Ostracodes, de Radiolaires, et de Conodontes. Généralement les types de faciès communs au Dévonien sont gris à rouge (calcaires griottes) (Tucker & Wright, 1990). Les calcaires pélagiques sont noduleux et intercalés par des marnes (issues de l'arrivée des argiles hémipélagiques) incluant des unités remaniées d'origines variées. Des argiles noires et des calcaires riches en matières organiques s'intercalent souvent entre les successions marno-calcaires en réponse à une hypoxie ou anoxie du milieu. Elles se déposent à la faveur d'un bon nombre de situations (Copper, 2002), telles que (a) dans les fonds marins après le talus de la marge continentale sous le niveau de compensation des carbonates ; (b) dans les lagons tropicaux ; (c) dans la bordure des zones à upwelling ; (d) dans les plates-formes peu profondes à circulations réduites.

Le matériel sédimentaire résulte donc, comme a stipulé Rousselle (1997), pour l'essentiel ou en totalité de l'activité des organismes producteurs de carbonates. Cette production, dépend elle-même de l'ensemble des conditions géodynamiques, physiques, chimiques et biologiques qui s'imposent aux lois du vivant. Ce qui permet, en d'autres termes, d'expliquer que le flux sédimentaire est lié à la notion de production biologique *in situ* (production autochtone ou subautochtone) dépendante à sont tour des paramètres écologiques du milieu et des paramètres climatiques qui sont relativement déterminants.

La mise en place et le maintien d'un biotope producteur de matériel carbonaté dépend alors de sa profondeur, de sa température, de sa luminosité, de son agitation, de sa salinité et plus spécialement de sa concentration en Ca^{2+} , de sa concentration en gaz dissous, O_2 et CO_2 essentiellement, et de sa teneur en éléments nutritifs (matière organique en suspension). Cependant il est aussi important de tenir compte de certains facteurs capables de modifier l'environnement des organismes, tels que les injections massives de CO_2 dans les eaux marines par des épisodes de volcanisme aérien intensif, et les augmentations ou diminutions importantes de l'apport de substances minérales ou organiques nutritives au milieu (Rousselle, 1997).

Les alternances calcaire-marne mettant souvent en évidence les cycles de Milankovitch, peuvent être expliquées par la fluctuation, lors du dépôt, de l'un des constituants du sédiment, soit par la combinaison de plusieurs fluctuations qui déterminent le contenu en carbonates, qu'il soit minéral ou organique. La variation des teneurs en carbone de calcium apparaît le plus souvent à l'origine des alternances (fluctuation de la productivité carbonatée des eaux de surface, advection de carbonate, changement dans la dissolution des carbonates). Les variations de flux de matière organique ont un impact sur la lithologie. Elles peuvent expliquer par exemple, le passage des calcaires blancs bioturbés au black shale noir bien laminés. Ces black shales, formés dans des conditions anoxiques sont le résultat d'un fort taux de sédimentation (Baudin *et al.*, 2007).

Depuis quelques années seulement, des dépôts de calcaires de milieux profonds, souvent associés à des nodules de phosphates (traduisant leur mise en place par une forte énergie hydraulique temporaire) ont été également signalés dans le contexte de convergence de Laurussia et Gondwana pendant le Dévonien (Givétien et Frasnien) dans plusieurs régions du monde : les Montagnes du Hartz en Allemagne, à l'ouest du massif central du Maroc (Nappe de Ziar-Mrirt) et dans les Alpes Carniques en Autriche/Italie. Les faciès de dépôts liés à ce type de courant sont fortement condensés et induisent une réduction des successions stratigraphiques (Hüneke, 2006). En 1958, Heim (*in Leclaire et al.*, 1976) avait déjà fait le rapprochement entre les séries pélagiques réduites des continents et les séries condensées des bassins actuels. Le rôle des mouvements d'eaux profondes et de la dissolution des carbonates dans la formation de ces couches ne lui avait pas échappés. Il a été suivi par Jenkyns (1971) (*in Leclaire et al.*, 1976) qui compare les séries condensées rouges de Sicile aux boues rouges des grands fonds actuels (Leclaire *et al.*, 1976).

Les mouvements d'eaux profondes s'agissent en fait, d'un grand courant dit géostrophique, qui parcourt le fond de manière permanente, à des vitesses variables (parfois très faible mais d'autre fois pouvant atteindre 2km/h soit 50cm/s), en suivant les contours du relief océanique et en déposant des sédiments qui modèlent la morphologie du glaciaire. Hollister (1967) a nommé ces courants de fond des « courants de contour », et les dépôts correspondants, des « contourites ». Le terme contourite ne s'applique qu'à des sédiments déposés à une bathymétrie d'au moins 300m (Hanquiez, 2006). D'un point de vue descriptif, les caractéristiques physico-chimiques des eaux profondes jouent un rôle majeur dans : l'oxydation de la matière organique et des sédiments, l'érosion des dépôts profonds et la création des discontinuités et des hiatus sédimentaires, la sédimentation et la redistribution des sédiments (mise en place des contourites), la dissolution des carbonates et de la silice, la création des champs de nodules de manganèse et la répartition des organismes benthiques profonds. Cependant il existe des difficultés dans la caractérisation de certains dépôts des courants de contours par confusion avec ceux des turbidites et des hémipélagites dans les régions où ils sont susceptibles de coexister, comme à l'aval des talus continentaux. Pour Stow &

Piper (1984) les critères d'identification des contourites, relativement aux turbidites distales, et aux hémipélagites, suppose une étude attentive qui met en évidence les particularités suivantes : succession verticale des faciès sédimentaires différents, avec granoclassement positif et négatif mais absence de séquences ordonnées ; bioturbation plus ou moins continue au fur et mesure du dépôt, avec préservation des figures de courants ; origine à la fois locale et allochtone des composants sédimentaires.

B- Environnements de dépôt de la formation de Chefar el Ahmar

La coupe du Dévonien moyen représente des faciès de plate-forme carbonatée incluant des faciès pélagiques à hémipélagiques, déposés par différents mécanismes sédimentaires.

B-1-Les faciès de la formation de Chefar El Ahmar

Les principaux faciès identifiés dans la formation dans notre coupe sont :

B-1-1- faciès boueux :

- Marnes.
- Argiles.
- Argiles silteuses.
- Argiles bariolées.
- Marnes riche en matière organique.

Ce faciès implique un mécanisme de dépôt par décantation.

B-1-2- faciès granulaire

- Silts fins.
- Grès fins.
- Calcaire oolithique ferrugineux.

Le mécanisme de dépôt traduit une remobilisation sous aquatique, généralement sans apports frais.

B-1-3- faciès calcaire

- Calcaire argileux.
- Calcaire micritique à pseudo-nodules.
- calcaire à Tentaculites et Styliolines.
- Calcaire en miches alignées.
- Calcaire de type « pseudo-griottes ».

Le mécanisme responsable de ces dépôts traduit une précipitation directe (production carbonatée in situ) et bioturbation.

B-2-Association des faciès

B-2-1- Association Argilo/silto-gréseuse

Cette association est représentées par des combes d'argiles associées à des passées silteuses ou sableuses (sables fins) à laminations frustes ou planes à faibles angles. Elle traduit une décantation de particules boueuses dans un environnement calme à épisodes de remaniement (redistribution sous-aquatique) en absence d'apports frais (silts et grès fins).

B-2-2-Association Marno/calcaire

Cette association à faune pélagique se développe sur la partie distale d'une plate-forme carbonatée ouverte. Le faciès granulaire est souvent intercalé dans d'épaisses combes argileuses.

Les silts et les grès fins traduisent des moments de remobilisation sous aquatiques, en échos de tempêtes (Ouali-Mehadji *et al.*, 2011). L'horizon oolithique ferrugineux intercalé à la base des argiles à matière organique, est à notre avis, comparable aux oolithes charmoisitiques signalées par Leclaire *et al.*, (1976) dans les dépôts néogènes et quaternaires des bassins de l'océan Indien austral. Il s'agit d'un « essaimage » (dans ce cas par des courants de Downwelling) et ferrugination bactérienne lors de l'immobilisation dans un contexte anoxique (argiles noires).

En outre les niveaux des argiles bariolées [niveaux **(f)** et **(h)**] sont l'expression d'un taux de sédimentation élevé et rapide dans un environnement fortement oxydant.

Les marnes riches en matière organique [niveaux **(i)** et **(k)**] traduisent des moments à forte production et exportation de matière organique combinée à une dysaérobie ou anoxie du fond. Autrement dit, les accumulations de la matière organique proviennent suite à une exportation par des eaux de fond bien oxygénées et productives vers des zones faiblement oxygénées et moins productives permettant leur accumulation et préservation. Ceci peut être assimilé au cas, par exemple Baudin *et al.*, (2007), de la marge mauritanienne qui est l'une des quatre grandes zones d'upwellings côtiers ou de la mer du labrador. Les eaux de fond de ces régions sont parmi les plus oxygénées et les plus ventilées de l'océan, ce qui a pour conséquence de faciliter la dégradation de la matière organique lors de sa chute dans la colonne d'eau et au niveau de l'interface eau/sédiment. A l'opposé, des zones faiblement productrices, comme la mer baltique ou la mer noire, montrent des sédiments de fond relativement riche en matière organique. Dans ce cas, c'est la faible oxygénation des eaux qui permet d'expliquer ces accumulations.

Par ces preuves directes et indirectes, nous soupçonnons au-moins deux intercalations de séquences contourites. Ces séquences traduisent des moments d'oxydation par des courants de fonds thermo-halins. Ces courant modifient le PH du milieu et favorisent le développement de nodules ou miches calcaires (banc n°26). Ils peuvent également conduire à une concentration mécanique des particules phosphatées, relativement denses par des phénomènes sédimentologiques (vannage et remobilisation

dans les milieux agités) aboutissant, parfois, à la formation de dépôts très riches en phosphore, appelées phosphorites (Baudin *et al.*, 2007). La présence de quelques niveaux à phosphorites dans notre coupe intercalés dans les argiles bariolées, implique qu'ils ont été alimentés par des éléments phosphatés remobilisés et remaniés par des courants de fond marin.

C- Environnements impliquant le cadre bio-évènementiel de la formation de Chefar el Ahmar

La lithologie des niveaux **(b)** et **(c)** correspond à celle décrite pour le Chotec ou *jugleri event*. En effet, nous notons la présence de nodules calcaires verdâtres à grisâtres emballés dans des argilites grisâtres.

Les brachiopodes de formes naines localisées (Pentameridae) dans le banc n°5 du niveau **(b)**, semblent être déposées dans le même contexte d'âge et d'environnement que les niveaux à *pumilio* signalés par les auteurs au Maroc : Becker *et al.*, (2004) dans la Vallée du Dra entre Akka et Foum Zguid dans le membre supérieur de la Formation Timrhanhart (Hollard, 1978) ; Ebbighausen *et al.* (2004) dans les couches 20 à 24 de la coupe d'Oufrane N au sud de Tata , et que les formes naines de Brachiopodes décrites plus récemment en Algérie à Gara Djilet par Brice et Ouali-Mehadji (2009). Dans les deux derniers cas, les formes naines de Brachiopodes se sont déposées près de la limite Dévonien inférieure/Dévonien moyen et reliées à un bouleversement environnemental soudain causant leur micromorphie. Ce qui concorde avec le Chotec *event*, qui s'est déroulé d'après la convention internationale au-dessus de la zone à *partitus* et sous la zone à *costatus*. Dans le présent travail, nous notons encore la présence d'un *Polygnathus costatus partitus* dans le banc n°8 ce qui suggère, si l'on attribue la cause de la micromorphie des Pentameridae du banc n°5 au Chotec *event*, qu'il s'est produit plus tôt par rapport aux autres régions du monde (dans la zone même à *partitus*).

Par ailleurs, la microfaune dans les niveaux **(b)** et **(c)** révèle une abondante faune planctonique (Tentaculites, Stylolines) impliquant selon House (2002) un milieu réducteur en profondeur réduisant la faune benthique. La présence d'articles de crinoïdes comme faune benthique peut s'expliquer par la désarticulation des tiges et le transport de leurs articles par les différents mécanismes. L'un de ces mécanismes est probablement lié à la pulsion transgressive survenue comme l'avait indiqué Walliser (1996 : *in* Brice et Ouali-Mehadji (2009)) lors du Chotec *event*, entraînant l'arrivée massive des Goniatites. Ces dernières sont en effet, prépondérantes déjà à partir du niveau **(b)**, attestées par des spécimens entiers ou par des moulages sur les bancs calcaires.

L'environnement de dépôt des niveaux **(b)** et **(c)** évolue relativement aux FBV depuis une plate-forme proximale à une plate-forme distale.

Les niveaux **(c)** à **(e)** interrompus par le niveau **(d)** irrégulier, consistent en des calcaires rougeâtres, pseudonoduleux à moulages de Goniatites et bioturbation,

renfermant des trilobites et de gros bivalves ainsi que des articles de crinoïdes, des Tentaculites, des Ostracodes et rares Gastéropode. Des traces Zoophycus près du niveau **(e)** suggèrent en association avec les données précédentes, que l'environnement de dépôt est caractéristique du domaine de plate-forme distale (offshore inférieur).

Les argiles bariolées, coïncideraient avec les dépôts de l'épisode du *kacàk event*. Il est souscrit par le passage brutal des calcaires clairs à des schistes ou argiles noirs (*otomari event*) et dont l'horizon entier correspond au dépôt du *kacàk event*. En effet, dans notre coupe, le changement de facies est clairement présent, il se manifeste brutalement du banc (n°27) qui est grès carbonaté jaunâtre, aux argiles bariolées. Ce banc, correspond au MH 40 de Göddertz (1987) à *xylus ensensis* marqueur conventionnellement de l'évènement *otomari* en liaison avec la limite Eifélien-Givétien, située par Göddertz approximativement aux environs du MH 41, soit le banc n°28 de notre coupe en accord avec la zone à *hemiansatus*.

La mise en place soudaine des argiles noires fut interprétée par Johnson *et al.* (1985) par un abrupt approfondissement au début d'un cycle transgressif-régressif. Cette interprétation peut expliquer la présence des *pumilio-beds* identifiés dans le travail de Maillet *et al.*, (2012) au niveau du banc n°56b (aux environs du MH48 de Göddertz (1987) caractérisé par une abondante faune de petits brachiopodes *Ense andrea* STRUVE, 1992, concordant conventionnellement avec la zone à *P. ansatus*.

En outre, en considérant que les argiles bariolées du niveau **(f)** soient l'horizon du *kacàk event* interprété par les auteurs comme un abrupt approfondissement au début d'un cycle transgressif-régressif, la série du niveau **(g)** indiquerait alors, par ses dépôts d'environnement relativement moins profonds, le cycle régressif en question, et dont a fait allusion Johnson *et al.*, (1985).

L'unité **(j)** marqué par les Tentaculites, confirme un environnement purement pélagique, et pourrait impliquer le Taghanic *event* qui est l'un des plus importants événements transgressifs à l'échelle globale (Taghanic onlap de Johnson, (1970)). Il correspond à une période de radiation et d'extinction de plusieurs groupes de faunes, tels que les Ostracodes étudiés par Casier (1982, 1985, 1986) et Maillet *et al.*, (2012) dont la décroissance en ces espèces s'est faite déjà ressentir depuis le banc n°60 de notre coupe.

Au niveau des bancs n°60 et 80, Maillet *et al.*, (2012) notent comme Casier (1982 ; 1985 ; 1986) une rareté en ostracodes ainsi qu'une décroissance importante de leur diversité. Cette extinction des espèces du Givétien est reliée à la crise globale du Taghanic *event* produite aux alentours de la limite Dévonien moyen/Dévonien supérieure.

II- Conclusion (Figs. 14, 15)

Le milieu de dépôt de la série de la coupe de Marhouma, dite coupe du km30, est matérialisé par des facies carbonatés pélagiques à hémipélagiques. Il s'inscrit dans des associations d'environnements dans une zone de transition depuis la plate-forme

proximale à distale, impliquant ainsi divers mécanismes de transport et de sédimentation (action des vagues, de tempêtes, des courants de fonds marins, des paramètres orbitaux influant sur la décantation périodiques).

Deux principales séquences contourites sont reconnues dans la coupe selon des preuves directes et indirectes: la première correspond à l'unité **(f)** et la deuxième implique l'unité **(h)**. Il ressort par le biais de l'activité d'un courant de fond thermohalin qu'une remise en eau du PO₄ par divers processus de dissolution affectant des éléments phosphatés d'origines organiques (conodontes, ostracodes, micro-restes de vertébrés) ont conduit à la formation de niveaux à phosphorites (nodules phosphatés ou lits continus de phosphorites) intercalés dans des argiles bariolées qui traduisent un fort taux de sédimentation dans un contexte oxydant.

La faible épaisseur verticale par rapport à l'étendue horizontale de la formation de Chefar El Ahmar, la faible proportion fossilifère généralement phosphatées, la présence de granules ferrugineuses et les accumulations a *Goniatites* impliquent que cette coupe présente des caractères de lacunes et de condensations similaires à ceux observés par Leclaire *et al.*, (1976) dans le quaternaire des bassins de l'océan Indien austral et les divers travaux sur les contourites.

Les bioévénements reconnus selon leur lithologie typique et les corrélations faunistiques sont : le *Chotec event* dans le banc n°5 ; le *otomari event* dans le banc n°27 ; Le *Kacàk event* correspondrait à tout l'horizon des argiles bariolées dans l'unité **(f)** ; le *pumilio event* dans le banc n°56b. Quant au *Taghanic event*, il s'emble s'annoncer dès le banc n°60 concordant avec la décroissance des espèces d'Ostracodes étudiées par Maillet *et al.*, (2012).

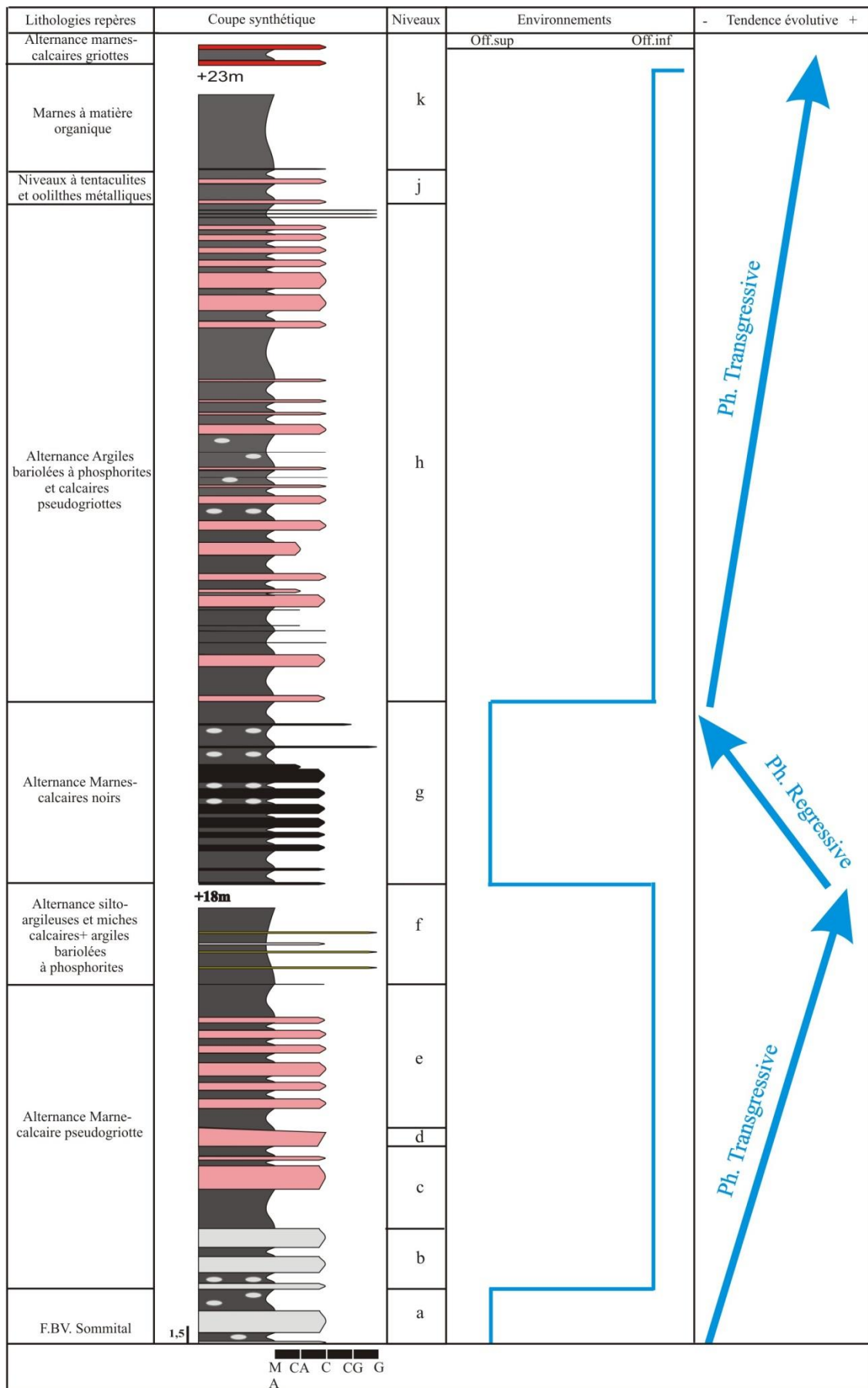


Fig. 14- Environnements de dépôts de la formation de Chefar El Ahmar.

Unités	Environnements de dépôts	Cadre bio-évènementiel	Milieu de dépôt
j h	Plate-forme distale	Taghanic event <i>pumilio event</i>	Plate-forme carbonatée pélagique à hémipélagique caractérisée par des dépôts transitant entre l'offshore supérieur et l'offshore inférieur
g	Plate-forme proximale		
f	Plate-forme distale	<i>otomari</i> et <i>Kacàk events</i>	
e			
d			
c b		<i>Chotec event (jugleri event)</i>	
a	Plate-forme proximale		

Fig. 15- Tableau récapitulatif des environnements et le cadre bio-évènementiel des dépôts de la coupe du Dévonien moyen de la coupe de Marhouma (km30).

CHAPITRE SIXIEME
IMPLICATION BIOSTRATIGRAPHIQUE

I- Introduction

La zonation des limites et des bioévénements a été établie à partir des travaux antérieurs et récents, principalement sur les Conodontes, les Ostracodes et les Brachiopodes.

II- Implication biostratigraphique

La limite Emsien-Eifelien est localisée principalement selon les travaux d'Ouali-Mehadji (2004-2011) à environ 3,5 m au-dessus du niveau à FBV concordant avec le banc n°4 de notre coupe.

Le banc n°5 d'âge eifelien, a livré des Pentaméridae (Brachiopodes) micromorphes que nous assimilons au Chotec *event* qui se situe au-dessus de la zone à *partitus* supérieure. Cependant le banc n°8 présente toujours *Polygnathus costatus partitus*, ce qui implique que le bioévénement s'est produit à même la zone à *partitus*.

A partir du banc n° 11, la lithologie change et ne correspond plus à celle décrite pour le Chotec *event*. Ce qui suggère que la zone à *costatus* débute à partir de ce banc, soit aux environs du MH34 de Göddertz. La présence de *Polygnathus serotinus* dans le banc n°13 indique qu'on est déjà dans la zone à *costatus*.

La limite Eifelien-Givétien, d'après Göddertz (1987), n'a pu être définie qu'aux environs du MH41 selon que la base de la zone à *hemiansatus* n'a pu être décelée, soit au niveau du banc n°28 du présent travail.

L'*otomari event* est conventionnellement reconnu par l'apparition de *Polygnathus xylus ensensis*, soit en accord avec le MH40 de Göddertz (1987) et le banc n° 27 de notre travail. Le Kacàk event représenterait l'horizon entier du banc n°27 au banc n°28.

Le bioévénement « *pumilio-beds* » identifié par une abondante faune de petits *Ense andrea* STRUVE, 1992 a été défini dans le travail par Maillet *et al.*, (2012) au niveau du banc n°56b de notre coupe, ce qui concorde conventionnellement avec la base de la zone à *P. ansatus*, soit le Givétien moyen aux environs du MH48 de Göddertz (1987).

L'échantillon n°77 a livré *Franklinella latesulcata* Paeckelmann, 1922 qui est un marqueur de la zone à *F. torleyi* (Rabien, 1954) s'étendant en terme de conodontes de la zone à *S. hermanni* à *P. asymmetricus*, par conséquent au Givétien supérieure.

Entre les bancs n°60 et 80, Maillet *et al.* (2012) notent comme Casier (1982, 1985, 1986) une recrudescence des ostracodes en espèces et en diversité, voire leur disparition. Cette extinction des espèces du Givétien est reliée à la crise globale du Taghanic *event* reconnue conventionnellement au sommet de la zone à *varcus* moyenne.

La limite Givétien-Fransien, correspondant au passage Dévonien moyen/Dévonien supérieur, se situe grâce à l'identification de la zone à conodontes à

asymmetricus basale, juste au-dessous du MH55 de Göddertz (1987), soit avec notre banc n° 82 à tentaculites.

Dévonien	Etages	Zonation standard à conodontes		Göddertz (1987)	N° échantillons Göddertz (1987)	N° échantillons présent travail	Bioévènement
Sup	Fransien	<i>falsiovalis</i>	<i>asymmetricus</i>		Mh55	N°82	Taghanic event
Moyen	Givétien	<i>disparilis</i>			Mh48	N°56b	pumilio event
		<i>hermanni-cristatus</i>	supérieure				
			inférieure				
		<i>varcus</i>	supérieure				
	moyenne						
	inférieure						
	Eifelien	<i>hemiansatus</i>			Mh42	N°28 N°27	otomari event
		<i>ensensis</i>			Mh41		
		<i>kockelianus</i>			Mh40		
<i>australis</i>				Mh39			
<i>costatus</i>				Mh37			
Emsien	<i>Patulus</i>			Mh34	N°11 N°4	Chotec event	
Inf		<i>serotinus</i>					

Fig. 16 -Tableau illustrant les bases des zones à conodontes (en noir) identifiées par Göddertz (1987) ; Les limites (en bleu) et les bioévènements établis par le présent travail dans le Dévonien moyen de la coupe du Km30 (Marhouma).

CHAPITRE SEPTIEME

CONCLUSION GENERALE

I-Introduction

Le Sahara algérien nord occidental offre dans la région de Béni Abbés, une coupe de référence dite « coupe de Marhouma » ou « coupe du km30 ». Cette dernière est le siège de nombreux résultats des travaux de nos prédécesseurs, tels que Menchikoff (1930), Le Maître (1952), Alimen (1952), Petter (1957), Fabre (1976 ; 2005), Casier (1985), Göddertz (1987) et plus récemment Paris *et al.* (1997), Boumendjel *et al.* (1997) et Ouali Mehadji (2004).

Le principal objectif de ce mémoire était au départ de se focaliser sur l'étude des Conodontes (excellents marqueurs biostratigraphiques) relatifs au Dévonien moyen de cette coupe (formation de Chefar El Ahmar), afin de situer les bioévénements et les passages Emsien-Eifelien, Eifelien-Givétien, Givétien Frasnien. Cependant, malgré un long processus de traitement des échantillons calcaires susceptibles de fournir ces fossiles, les résultats ont été inattendus. En effet, 18 exemplaires d'éléments conodontes ont pu être dégagés parmi lesquels on a quatre taxons. Une rareté voire une absence quasi totale en éléments phosphatés d'origine organique (Conodontes, micro-restes de vertébrés, et Ostracodes) a été constatée. Cette observation nous a conduits par la suite, à chercher les principales causes de cette déficience, spécialement en éléments phosphatés. En parallèle, cette rareté en élément conodontes a également été signalée dans les bassins de l'Ahnet et le Mouydir par Zielinski (2012) surtout de l'Eifélien et du Famennien mais sans interpréter le "pourquoi". Il donne une idée sur la fréquence des conodontes du Carbonifère, de l'ordre de 5 spécimens / kg de roches.

Par ailleurs, en corrélant notre travail avec les résultats des travaux réalisés dans la région, nous avons pu apporter des précisions concernant notre principal objectif.

II-Conclusion

Le Dévonien moyen de la coupe de Marhouma a été subdivisé en niveaux ou unités allant de **a** à **k** essentiellement basés sur les caractéristiques lithologiques externes dominantes.

Les faciès de la formation de Chefar El Ahmar correspondent à des pélagites et hémipélagites de plate-forme carbonatée, construite suite à la transgression du Dévonien moyen, essentiellement à production carbonatée élaborée *in situ*. Le contexte de dépôt s'est effectué dans un environnement dominé par la décantation, remobilisation et bioturbation. Fluctuant entre une zone de transition des parties proximales et distales (Fig.14) de la plate-forme. Divers mécanismes d'érosion et de redistribution sédimentaires (action des vagues et de tempêtes, des courants de fonds marins, des paramètres orbitaux influant sur la décantation périodiques) et biologiques ont influencés la mise en place de cette formation.

Deux séquences contourites correspondantes aux unités **(f)** et **(h)** ont été identifiées. En effet, l'activité d'un courant de fond marin thermohalin a permis

d'expliquer la présence des niveaux à phosphorites intercalés dans les argiles bariolées des unités **(f)** et **(h)** et l'origine des phosphates qui ont conduit à leur alimentation. Les courants de contours permettent par différents processus de dissolution, une remise en eau et un recyclage du PO₄ puisé à partir des éléments phosphatés d'origine organique (conodontes, ostracodes, micro-restes de vertébrés). L'exposition de ces derniers aux courants de fond marin est favorisée par leur densité qui leur permet de vite tomber sur les fonds ventilés. Ceci permet d'expliquer en outre, la rareté des éléments phosphatés d'origine organique et leur état d'usure avancée dans la formation de Chefar El Ahmar. La présence des marnes riches en matière organique (niveau **k**) implique des moments d'anoxie lors des arrêts de cette ventilation. Elles traduisent des moments à forte production et exportation de matière organique combinée à une dysaérobie ou anoxie du fond, suite à une exportation par des eaux de fond bien oxygénées et productives, vers des zones faiblement oxygénées et moins productives.

De plus, l'activité des courants de contours a déjà été signalée (Hüneke, 2006) durant le Givétien et le Frasnien dans le contexte de convergence de Laurussia et Gondwana dans plusieurs régions du monde : les Montagnes du Hartz en Allemagne, à l'ouest du massif central du Maroc (Nappe de Ziar-Mrirt) et dans les alpes carniques en Autriche/Italie. Leurs occurrence dans la Saoura est certaine, mais l'originalité de leurs organisations demande une étude purement sédimentologique. Cependant, un travail sédimentologique est en cours et que les détails seront traités dans un autre cadre qui ressort de l'objectif du présent mémoire.

Trois de nos échantillons (n°8, 11, 13) appartenant à la partie la plus inférieure du Dévonien moyen, ont livrés quatre taxons de Conodontes attribués génériquement à des *Polygnathus* (1 *Polygnathus costatus partitus* dans le banc n°8, 2 *Polygnathus linguiformis nov. sp.* dans le banc n°11, *Polygnathus serotinus* dans le banc n° 13). Les autres éléments conodontes extraits des matériaux calcaires, présentent une très fine proportion et sont très usés ou alors ils sont représentés que par des éléments S, O, M qui n'impliquent aucun intérêt biostratigraphique.

Avec l'appui des anciens travaux et nos résultats nous avons pu établir le support chronostratigraphique nous permettant de situer les bioévénements par rapport aux limites, avec une marge d'erreur métrique, ce qui est largement acceptable (Fig.15, 16) :

-La limite-Emsien/Eifelien se situerait au niveau du banc n°4 de notre coupe.

-La présence des Brachiopodes de formes naines attribuées au Pentameridae par Ouali-Mehadji dans le banc n°5 impliquerait que le Chotec event se situerait dans ce niveau. Sinon ce niveau correspondrait à un événement local.

-A partir du banc n° 11, la lithologie change et ne correspond plus à celle décrite pour le Chotec event. Ce qui suggère que la zone à *costatus* débute à partir de ce

banc. La détermination de *Polygnathus serotinus* dans le banc n°13 indique qu'on est déjà dans la zone à *costatus*.

-La limite Eifelien-Givétien est approximativement située aux environs du banc n°28 du présent travail.

-L'*otomari event* concorde avec le banc n° 27 de notre coupe. Le *Kacàk event* représenterait, alors, l'horizon entier du banc n°27 au banc n°28.

-Des niveaux à *pumilio* ont été déterminés dans le travail de Maillet *et al.*, (2012) au niveau du banc n°56b, ce qui concorde conventionnellement avec la base de la zone à *P. ansatus*, soit le Givétien moyen.

- l'étude des Ostracodes dans le travail de Maillet *et al.*, (2012) a permis de situer l'échantillon n°77 dans le Givétien supérieur, et qui s'étend en termes de conodontes, de la zone à *S. hermanni* à *P. asymmetricus*.

-La crise du Taghanic est déjà ressentie par l'étude des Ostracodes à partir du banc n°60 de notre coupe. Ceci implique qu'on est dans la partie supérieure de la zone à *varcus* moyenne.

-La limite Givétien-Frasnien reste à préciser mais elle se situerait à proximité du banc à *Tentaculites* n°82 de notre coupe.

Enfin, il est important de signaler que la faible épaisseur verticale par rapport à l'étendue horizontale, la faible proportion fossilifère, la présence à plusieurs niveaux de granules de fer et les accumulations à *Goniatites* suggèrent que la formation de Chefar el Ahmar pourrait présenter des lacunes et des condensations qui sont similaires avec celles décrites par Leclaire *et al.*, (1976), dans les dépôts néogènes et quaternaires des bassins de l'océan Indien austral. Ce qui offre une nouvelle vision pour la compréhension du mode de dépôt des sédiments par la réelle intervention des courants de fond marin thermohalin au cours des temps géologiques.

Les travaux futurs qui doivent être entrepris, dans les terrains du Dévonien moyen, devraient aborder :

- La sédimentologie des niveaux à *contourites* (travail en cours).
- La géochimie des marnes à matière organique et les tests avec de la susceptibilité magnétique et gamma ray.
- La paléocourantologie du Dévonien moyen sur la plate-forme saharienne.
- Enfin tenter de pousser les analyses géochimiques pour comprendre la rareté des éléments phosphatés (conodontes et micro-restes de vertébrés) dans les terrains dévoniens.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Akkouche M. (2007)** - Application de la datation par traces de fission à l'analyse de la thermicité de bassins à potentialités pétrolières. Exemple de la cuvette de Sbaa et du bassin de l'Ahnet-Nord (Plate-forme saharienne occidentale, Algérie). *Th. Doct. Univ.*, Bordeaux I, 1-289.
- 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, Monatsheft*, (10) : 581-594.
- Alimen H., Le Maitre. D., Menchikoff N., Petter G. & Poueyto A. (1952)** - Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. *19^{ème} congr. Géol. Intern., Alger, 1^{ère} série*, Algérie, 15: 1-114.
- Aït Kaci A. (1990)** - Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des monts d'ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien nord-occidental). *Th. Doct. 3^{ème} cycle, Univ.*, Alger, 1-193.
- Aliev M. & Aït Laussine S. A. (1971)** - Geological structures and estimation of Oil and Gaz in the Sahara of Algéria : Spain, Altamira *Rotopress, S. A.*, 255p.
- Aldridge R. J. (1986)** - Conodont palaeobiogeography and thermal maturation in the Caledonides. *Jour. Geol. Soc.*, London, 143: 177-184.
- Aldridge R. J. & Purnell M. A. (1996)** - The conodont controversies. *TREE*, 11(11): 463-468.
- Bandel K. (1974)** - Deepwater limestons from the devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria. In: Hsü, K. J., Jenkyns, H. C. (eds), Pelagic sediment: On land and Under The Sea. *Publ. Int. Ass. Sedim.*, .1: 71-92.
- Barnes C. R. & Fåhraeus L. E. (1975)** - Provinces, communities, and the proposed nektobenthic habit of Ordovician conodontophorids. *Lethaia*, 8: 133-149.
- Baudin F. Tribovillard N. & Trichet J. (2007)**- Géologie de la matière organique. *Soc. Géol. France. Amazon* (ed.). 263p.
- Becker R. T. & House M. R. (1994)** - International Devonian Goniatic zonation, Emsian to Givetian, with new records for Morocco. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg, Willi Ziegler Festschrift II*, 169: 79-135.
- Becker T. R., Jansen U., Plodowski G., Schindler E., Aboussalam S. Z. & Weddige K. (2004)** - Devonian litho- and biostratigraphy of the Dra valley area. In: A. El Hassani: Devonian Neritic-Pelagic Correlation and Events in the Dra Valley (Western Anti-Atlas Morocco). *Doc. Instit. Scient, Rabat*, 19 : 3-18.
- Beckman H. (1949)** - Conodonten aus dem Iberger Klk (Ober-Devon) des Bergischen Landes und ihr Feinbau. *Senckenbergiana*, 30: 153-168.
- Berkyova S. (2009)** - Lower-Middle Devonian (Upper Emsian-Eifelian serotinus-kockelianus zone) Conodont faunas from the Prague Basin the Szech Republic. *Bull. Geos.*, Prague, 84(4) : 667-686.
- Blicek A., Turner S., Burrow C. J., Schultze H. P., Rexroad C. B., Bultynck P., Nowlan G. S. (2011)** - Fossils, histology, and phylogeny: Why conodonts are not vertebrates. *Episodes.*, 33, not 4: p. 238.

- Boumendjel R., Brice D., Cooper P., Gourvenec R., Jahnke H., Lardeux H., Le Menn J., Melou M., Morzadec P., Paris F., Plusquellec Y. & Racheboeuf P. (1997)**- Les faunes du Dévonien moyen de L'ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord. T.5* (2^{ème} série) : 89-116.
- Branson E. B. & Mehl M. G. (1934a)** - Conodonts from the Grassy Creek Shale of Missouri. *Univ. Missouri Studies*. 8, n° 3: 171-259.
- Branson E. B. & Mehl M. G. (1934b)** - Conodonts from the Bushberg Sandstone and equivalent Formations of Missouri. *Missouri Studies*. 8, n° 3: 265-299.
- Briggs, D. E. G., Clarkson E. N. K. & Aldridge R. J. (1983)** - The conodont animal. *Lethaia*, 16:1-14.
- Biju-Duval B (1999)** - Géologie sédimentaire : bassins, environnements de dépôts, formation du Pétrole. *Ophrys* (ed.), 735p.
- Brice D. (2000)** - Dévonien. *86^{ème} réunion-Maison de la géologie*. Paris, 16-17.
- Brice D. & Ouali Mehadji A. (2009)** - Découverte d'une « faune naine » de Pentamerida (Brchiopodes dévoniens) à Gara Djebilet (Flanc sud du bassin de Tindouf) en Algérie. *Ann. Soc. Geol. Nord. T. 16* (2^{ème} série), 69-77.
- Casier J. G. (1982)** - Les ostracodes du Frasnien et de la base du Famennien de la coupe du Km 30 (Saoura, Sahara algérien). *Bull. Soc. Geol. Belge*, 91 (4): 195-207.
- Casier J. G. (1983)** - Les Ostracodes du Fransien et de la base du Famennien de la coupe du « km30 » (Saoura, Sahara algérien). *Géobios*, 18 : 33-846.
- 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*, 18 (6): 833-846.
- Chamley H. (2000)** - Bases de sédimentologie. *Série Géoscience, Dunod* (ed.), Paris, 178p.
- Chlupac I. & Turek R. (1983)** - Devonian goniatites from the Barrandian area, Czechslovakia. *Ústředni. Ustav. Geol.* 46: 1-159.
- Chlupac I. (1985)** - Comments of the Lower-middle Devonian boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 75: 389-400.
- Clark D. L. (1981)** - Part W Miscellanea supplement 2 Conodonta. *New York*. 202p.
- Collinson C. (1963)** - Techniques for the collecting and processing of conodonts. *Illinois Geol. Survey Circular*, 343: 16p.
- Colomb P. & Donzeau M. (1974)**- relation entre Kik-bands décamétriques et fracture du socle dans l'hercynien des Monts d'Ougrta (Sahara occidental, Algérie). *Tectonophys.*, 24 : 213-242.
- Copper P. (2002)** - Silurian and Devonian reefs: 80 million years of global greenhouse between two ice ages, *Soc. Sedim. Geol.*, 181-238.
- Cygan C. (1979)** - Etude de conodontes dévoniens des Pyrénées et du Massif de Mouthoumet. *Th. Doct. Univ. Paul-Sabatier*. Toulouse, 340p.
- Dineley D. L. (1984)** - Aspects of a stratigraphic system : The Devonian. *Geo. Strati, Dev.* Wiley, New York, 223p.
- Donoghue P. C. J., Purnell M. A. & Aldridge R. J. (1998)** - Conodont anatomy, chordate phylogeny and vertebrate classification. *Lethaia*, 31: 211-219.

- Donzeau M. (1971a)** - Etude structural dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta. *Th. Doct. 3^{ème} cycle*, Orsey, 115p.
- Donzeau M. (1971b)** - Signification tectonique des diaclases du Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara Occidental Algérien). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord, Alger*, 62 (3-4) : 97-115.
- Donzeau M. (1972)** - Les déformations hercyniennes dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274 : 2519-3522.
- Drot J. (1964)** - Rhynchonelloidea et Spirifiroidea Siluro-dévonien du Maroc pré-saharien. *Not. Mem. Serv. Geol., Maroc*. 178: 1-288.
- Du Bois E. P. (1943)** - Evidence of the nature of conodonts. *J. Pal.*, 17: 155-159.
- Ebbighausen V., Bockwinkel J., Becker T. R., Aboussalam Z. S., Bultynck P., EL Hassani A. & Nübel H. (2004)** - Late Emsian and Eifelian stratigraphy at Oufrane (Tata region, eastern Dra Valley, Morocco). In A. EL HASSANI (ed.). Devonian Neritic-Pelagic Correlation and Events in the Dra Valley (Western Anti-Atlas Morocco). *Doc. Inst. Scient., Rabat*, 19: 57-70.
- Ellison S. P. Jr. (1944)** - The composition of Conodonts. *J. Pal.*, 18: 133-140.
- Epstein A. G., Epstein J. B. & Harris L. D. (1977)** - Conodont Color Alteration – an Index to organic Metamorphism. *Geol. Survey. Professional paper*, 995 : 1-27.
- Fahraeus L. E. & Barnes C. R. (1975)** - conodonts as indicators of paleogeographic regimes. *Natures*, 258 : 515-518.
- Fabre J. (1976)** - Introduction à la géologie du Sahara algérien. *Soc. Nat. Ed. et Diff.*, Alger, 422 p.
- FABRE J. (2005)**- Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren, 572 p.
- Feist R. (1990)** - The Fransien –Fammenian boundary and adjacent strata of eastern Montagne Noire, France. i. u. g. s. Subcommission on Devonian Stratigraphy. *Guidebook of the Field Meeting. U. S. T. L. Montpellier*.
- Gautier E. F. (1903)** - le Sahara oranais. *Ann. Géogr.*, 12 : 235.
- Girard C. (1994)** - Les communautés de conodontes et les crises Kellwaser et Hangenberg de la fin du dévonien en Montagne noire (Sud de France): Analyse faunistique et géochimique. *Th. Doct. Univ. Montpellier*, 112 p.
- Göddertz B. (1987)** - Devonische Goniatiten aus SW-Algerien und ihre stratigraphische Einordnung in die Conodonten-Abfolge. *Palaeontographica*, 197 (4-6): 127-220.
- Gross W. (1960)** - Über die Basis der Conodonten. *Paläont Zeitscher.*, 31: 78-91.
- Hadding A. R. (1913)** - Undre dicellograptus skiffern I Sk a° ne jämte nagra därmed ekvivalente bildningar. *Lunds Univ. Rrsskr., Avd. 2*, 9 (15): 90p.
- Halstead L. B. (1969)** - The pattern of vertebrate evolution. *Edimbourg : Oliver et Boyd*, 209p.
- Hanquiez M. V. (2006)** - Processus sédimentaire et activité de la veine d'eau méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le golf de Cadix. *Mém. Doc. Sci. Envi. Univ. Bordeaux I.*, 7-10.
- Hass W. H. (1941)** – Morphology of conodonts. *J. Pal.*, 15: 71-81
- Heezen B. C. & Hollister C. D. (1971)** - The face of the deep. *Univ. Press, Oxford*, 659p.

- Hervouet Y. & Duee G. (1996)** - Analyse morphostructurale par imagerie satellite ire et coupes structurales modélisées des monts d'Ougarta (Sahara Occidental, Algérie) une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mem. Serv. Geol. Algérie*, n°8, 127-173.
- Hinde G. J. (1879)** - On conodonts from the Chazy and Cincinnati Group of the Cambro-Silurian, and from the Hamilton and Genesee Shale divisions of the Devonian, in Canada and the United States quart. *J. Geol. Soc. London*, 35 : 351-368.
- Hollard H. (1978)** - Corrélations entre niveaux à brachiopodes et à goniatites au voisinage de la limite Dévonien inférieur – Dévonien moyen dans les plaines du Dra (Maroc Présaharien). *Newsletters on Stratigraphy*, 7 (1): 8-25.
- Hollister C. D. (1967)** - Sediment distribution and deep circulation in the western north Atlantic. PHD (inédit). *Univ. Colombia, New York*, 467p.
- House M.R. (1983)** - Devonian eustatic events. *Proceedings of the Ussher Society* 5: 396-405.
- House M. R. (1985)** - Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature*, 313: 17-22.
- House M. R. & Kirchgasser W. T. (1993)** - Devonian goniatite biostratigraphy and timing of facies movements in the Frasnian of eastern North America. In: E.A. Hailwood and R.B. Kidd (eds), High Resolution Stratigraphy. *Geol. Soc. Spec. Pub.* 70: 267-292.
- House M. R. (2002)** - Strengt, timing, setting and cause of mid- Paleozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181: 5–25.
- Huddle J. W. (1934)** - Conodonts from the New Albany shale of Indiana. *Bull. Am. Pal.*, 21, n°72: 1-136.
- Hüneke H. (2006)** - Erosion and deposition from currents during the Givetian and Frasnian : response to intensified oceanic circulation between Gondwana and Laurussia. *Inst. Geogr. Geol, Univ. Greifswald, D17487 Greifswald, Germany*, 146-167.
- Johnson J. G. (1970)** - Taghanic onlap and the end of North American Devonian provinciality. *Geol. Soc. America. Bull.* 81: 2077-2106.
- Johnson J. G. Klapper G. & Sandberg C. A. (1985)** - Devonian eustatic fluctuations in euramerica.- *geol. Soc. America bull*, 96:567-587.
- Johnson J. G. Klapper G. & Elrick M. (1996)** - Devonian transgressive-regressive cycles and biostratigraphy, Northern Antelope Range, Nevada: Establishment of Reference Horizons for Global Cycles. *Palaios*, 11: 3-14.
- Kaufmann B. (1998)** - facies, stratigraphy and diagenesis of middle Devonian reef- and mud mounds in the Mader (Eastern Anti-atlas, Morocco). *acta geologica Polonica* 48 (1) : 43-106.
- Kirk S. R. (1929)** - Conodonts associated with the Ordovician fish fauna of Colorado. A Preliminary note. *Am. Jour. Sci., ser. 5* (18), n°108 : 493-496.
- Klapper G. & Barrick J. E. (1978)** - Conodont ecology : pelagic versus benthic. *Lethaia*, 11: 15-23.

- Klug C. (2002)** - Conch parameters and habitats of Emsian and Eifelian Ammonoids from the Tafilalt (Marocco) and their relation to the global events. *Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt*, 533-534.
- Königshof, P. (2003)** - Conodont deformation patterns and textural alteration in Paleozoic conodonts: examples from Germany and France. *Senckenbergiana Lethaea*, 83 (1/2) : 149-156.
- Leclaire I., Clocchiatti M., Muller C., Caulet J-P. & Giannesini P-J. (1976)** - lacunes de sédimentation, séries condensées et nodules de manganèse dans les dépôts néogènes et quaternaires des bassins de l'océan Indien austral. *Bull. Soc. Géol. France*, (7). T. XVIII. N°3 : 725-746.
- Le Maitre D. (1952)**- La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg el Djemel (Sud oranais). Matériaux pour la Carte géologique de l'Algérie. *Paléontologie*, 12 : 1-170.
- Le Menn J. (1989)** - Contrôle de la sécrétion stéréomique dans les stolons d'un Crinoïde nouveau du Dévonien inférieur d'Algérie. *Lethaia*. 22 : 395-404.
- Le Menn J. (1990a)** - Les calices du genre *Tiaracrinus* (crinoïdea. *Inadunata*) dans l'Emsien supérieur d'Algérie et du massif armoricain. *Geobios*. 23 (2) : 161-167.
- Le Menn J. (1997)** - Crinoïdes. In Boumendjel *et al.* Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 5 (2ème Série): 101-103.
- Lindström M. (1964)** - Conodonts. Elsevier Publishing Company-Amsterdam, 196p.
- Lindström M. & Ziegler W. (1971)** - Feinstrukturelle Untersuchungen an Conodonten. 1. Die Überfamilie Panderodontacea. *Geologica & Paleontologica* 5: 9-33.
- Loomis F. B. (1936)** - Are conodonts gastropods? *J. Pal.*, 10: 663-664.
- Maillet S., Tandjaoui-Arif R., Milhau B., Nicollin J-P. & Ouali-Mehadji A. (2012)** - Ostracodes of the Chefar el Ahmar Formation (Middle Devonian) in the km30 section (Beni-Abbes area, Ougarta, Algeria. *24ème R. O.L. F.*(Genève 1-3- 2012).
- Martin-Chivelet J., Fregenal-Martínez M. A. & Chacon B. (2003)**-Mid-depth calcareous contourites in the latest Cretaceous of Caravaca (Subbetic Zone, SE Spain). Origin and palaeohydrological significance. *Sedim. Geol.* 163: 131-146.
- Mound M. C. (1968)** - Upper Devonian conodonts from southern Alberta. *J. Pal.* 42 (2): 444-524.
- Moore R. C. (1981)** - Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea Supplement, 2 Conodonta. *Geol. Soc. America, Inc., and, Univ. Kansas Boulder, Colorado, and Lawrence, Kansas*, 202 p.
- Müller K. J. (1956a)** - Taxonomy, nomenclature, orientation and stratigraphic evaluation of Conodonts. *Jour. Pal.*, 30: 1324-1340.
- Müller K. J. (1962)** - Zur systematischen Einteilung der Conodontphoridae. *Pal. Z.*, 36 : 109-117.
- Müller K. J. (1962a)** - Taxonomy, evolution and ecology of conodonts. In Moore (1981): Treatise on Invertebrate Paleontology, *Geol. Soc. Am. SEPM* (ed.), 36: 1398-1401.

- Narkiewicz K. & Narkiewicz M. (1998)** - Conodont evidence for the mid-Givetian Taghanic Event in south-eastern Poland. In: H. Sza niawski (ed.), Proceedings of the Sixth Euro pean Conodo nt Symposium (ECOS VI). *Palaeontologia Polonica* 58: 213-223.
- Nowlan G. S. (2010)**- False teeth: conodont-vertebrate phylogenetic relationships revisited. *Geodiversitas*, 32 (4): 545-594.
- Pander C. H. 1856.** Monographie der fossilen Fische des silurische Systems der russisch-baltischen Gouvernements. *Akad. Wiss., St. Petersburg*, 91 p.
- Paris F. Boumendjel K. Morzadec P. & Plusquellec Y. (1997)** - Synthèse chronostratigraphique du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie)- *Ann. Soc. Géol. Nord T.5* (2^{ème} série), 117-121.
- Petter G. (1959)**- Goniatites dévoniennes du Sahara. *Pub. Serv. Carte géol. Algérie*, (nouvelle série), *Pal. Mém.* 2, 1-313.
- Pietzner H., Vahl J., Werner H., & Ziegler W. (1968)** - Zur chemischen Zus amme nse tzung und mikromorphologie der conodonten. *Paleontographica*, A-128 : 115-152.
- Purnell M. A. (1995)** - Microwear on conodont elements and macrophagy in the first vertebrates. *Nature*, 374(6525) : 798-800.
- Purnell M. A., Donoghue P. C. J. & Aldridge R. J. (2000)** - Orientation and anatomical notation in conodonts. *J. Pal.*, 74(1) : 113-122.
- Randon C. (2006)** - Conodontes du devonien superieur - carbonifere inferieur(thailande, europe) – paleontologie et implications geologiques. *Th. Doct.. Univ. Lille 1*, 461p.
- Requadt, H. & Weddige k. (1978)**- Litostratigraphie und Conodontenfaunen der Wissenbacher Fazies und ihrer Äquivalente in der Südwestlichen Lhnumulde (Rheinisches Schifergebirge). *Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen*, 7:183-237.
- Rejebian, V. A., Harris A. G., & Huebner J. S. (1987)** - Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration. *Geol. Soc. America bull*, 99:471-479.
- Rhodes F. H. T. (1952)** - A classification of Pennsylvanian conodont assemblages. *J. Pal.*, 26 : 886-901.
- Rhodes F. H. T. (1953a)** - Nomenclature of conodont assemblages. *J. Pal.*, 27: 610-612.
- Rousselle B. (1997)**- Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt en domaine de plate-forme carbonatée :Exemple dans l'Aalénien du Sud-est de la France. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n°143, 225 p.
- Sandberg, C. A., Poole, F.G., & Johnson G. (1988)** - Upper Devonian of western United States. In: N.I. McMillan, A.F. Embry, and D.I. Glass (eds.), Devonian of the World. *Canadian Soc. of Petroleum Geologists*, 14(1): 183- 220.
- Schmidt H. (1934)** - Conodonten-funde in ursprünglichem Zusammenhang. *Pal. Z.*, 16: 76-85.
- Scotese C. R., Bambach R. K., Barton. C., Van Dervoo R. & Ziegler A. M. (1979)** - paleozoic base maps. *J. Geol.* 87:217-277.

- Scotese C. R. (1997)** - Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress. *Report 90-0497*,
Depart. Geol, Univ. Arlington, Texas, 37 p.
- Scott H. W. (1934)** - The zoological relationships of the conodonts. *U. Pal.*, v. 8, p.448-455, 2pls.
- Scott H. W. (1942)** - Conodont assemblages from the Heath Formation, Montana. *J. Pal.*, 16(3):293-300.
- Seddon G. & Sweet W. C. (1971)**- An ecologic model for conodonts. *J. Pal.*, 45(5):869-880.
- Sweet W. C. (1988)** - The Conodonta. Morphology, Taxonomy, Paleoecology, and Evolutionary History of a Long-Extinct Animal Phylum. *Oxford Univ. Press, New York*, 212 p.
- Stow D. A. V. & Piper D. J. W. (1984)** - Fine grained sediments : deep-water processes and facies. *Geol. Soc. London, Blackwell, London*, 659p.
- Tucker M. E. (1973)** - Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones(Cephalopodenkalk) and associated sediments of the rhenohrcyne Geosyncline, West Germany. *N. Jb. Geol. Pal. Abh. P.*, 142: 320-350.
- Tucker M. E. (1974)** - sedimentology of paleozoic pelagic limestones : The Devonian Griotte (southern France) and Cephalodenkalk (Germany). In: Hsü K. J., Jenkyns H. C. (Eds). *Pelagic sediment : On land and Under the Sea*, *Internat. Assoc. Sedim.* : 71-92.
- Tucker M. E. & Wright V. P. (1990)** - Carbonate sédimentology. *Blackwell. Scientific publications, Oxford*, 482p.
- Turner S., Burrow C. J., Schultze H.-P., Blicek A., Reif W.-E.†, Rexroad C. B., Bultynck P. & Nowlan G. S. (2010)** - False teeth: conodont-vertebrate phylogenetic relationships revisited. *Geodiversitas* 32 (4): 545-594.
- Ulrich E. O. & Bassler R. S. (1926)** - A classification of the toothlike fossils, conodonts, with descriptions of American Devonian and Mississippian species. *U.S. Natl. Mus. Proc.*, 68: 63p.
- Walliser O. H. (1983)** - Statement to the boundaries of the Devonian system, its series and stages. *Doc. Dev. Strati.* : 4 p.
- Walliser O. H. (1984)** - Geology process and global events. *Terra Cognita*, 4: 17-20.
- Walliser O. H. (1985)** - Natural boundaries and commission boundaries in the Devonian. - *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 75: 401-408.
- Walliser O. H. (2000)** - The Eifelian-Givetian stage boundary. In Bultynck (ed.). *Cour. Forsch, Inst. Sencken.* 225p.
- Wendt J. & Aigner T. (1985)** - Facies patterns and depositional evironments of Paleozoic cephalopod limestones. *Sedim. Geol.* 44 : 263-300.
- Ziegler O. H. & Klapper g. (1985)** - Stage of the Devonian system. *Episodes*, 8, No. 2: 30.
- Ziegler W. 2000-** The lower Eifelian boundary. Bultynck (ed.). *Cour. Forsch, Inst. Sencken*, 225- 27-3.
- Zielinski M. (2012)** - Conodont thermal alteration patterns in Devonian and Carboniferous rocks of the Ahnet and Mouydir basins (southern Algeria). *Marine and Petroleum Geology* 38: 166-176.

Zittel K. A. V. & Rohon J. V. (1886) - Ueber conodonten. *Akad. Wiss., München, Mathü-Phys. Kl., Sitzungsber*, 16: 108-136.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1- Localisation satellitaire de la Chaîne d'Ougarta.

Fig. 2- Tableau illustrant les bases des zones à conodontes (en noir) Identifiées par Göddertz (1987) dans la coupe du Km30 (Marhouma).

Fig.3- Configuration de la terre au Dévonien moyen (Scotese, 1997).

Fig.4- Localisation du secteur d'étude.

Fig.5- Tableau illustrant la correspondance entre les principaux évènements reconnus dans le Dévonien moyen avec les étages chronostratigraphiques et les zonations à conodontes et ammonoïdes (d'après House, 2002).

Fig. 6- Première partie de la coupe lithostratigraphique de Marhouma du Dévonien moyen de Marhouma (km30).

Fig. 7- Deuxième partie de la coupe lithostratigraphique de Marhouma du Dévonien moyen de Marhouma (km30).

Fig. 8- Illustration schématique de l'une des topologies obtenue à partir des analyses cladistiques (phylogéniques) des chordés d'après Turner *et al.*, 2010, modifié par Blicek *et al.*, 2011).

Fig.9 - Index d'altération des conodontes d'après Königshof (2003)

Fig. 10 - Eléments conodontes : A (coniforme), B (ramiforme), C (pectiniforme) (Randon, 2006).

Fig. 11 – Relations entre les lamelles et celles du corps basal (Cygan (1979) : A : Hass (1962) ; B : Gross (1960) ; C : Lindström (1964) ; D : Lindström et Ziegler (1971).

Fig. 12- Modèles d'habitats suggérés pour les conodontes (Girard, 1994).

Fig. 13 – Terminologie générale pour un *Polygnathus*.

Fig. 14- Environnements de dépôts de la formation de Chefar El Ahmar.

Fig.15- Tableau récapitulatif des environnements et le cadre bio-événementiel des dépôts de la coupe du Dévonien moyen de la coupe de Marhouma (km30).

Fig. 16- Tableau illustrant les bases des zones à conodontes (en noir) identifiées par Göddertz (1987) ; Les limites (en bleu) et les bioévènements établis par le présent travail dans le Dévonien moyen de la coupe du Km30 (Marhouma).

PLANCHE I

Figs. 1- 3 : *Polygnathus costatus partitus* Klapper, Ziegler & Mashkova, 1978.

Fig. 1- vue orale.

Fig. 2- vue aborale.

Fig. 3-vue oralo-oblique.

Figs. 4- 9 : *Polygnathus linguiformis* Hinde.

Figs. 4, 7- vue orale.

Figs. 5, 8- vue aborale.

Figs. 6, 9-vue oralo-oblique.

Figs. 10-12 : *Polygnathus serotinus* Telford, 1975.

Fig. 10- vue orale.

Fig. 11- vue aborale.

Fig. 12-vue oralo-oblique.

Figs. 13-16 : *Polygnathus* sp.

Fig. 13- Elément Pb, vue latérale.

Figs. 14-15- Eléments S, vue latérale.

Fig. 16- Elément Sa ?, vue latérale.

PLANCHE I



PLANCHE II

Photo-1- Niveau à Pentameridae dans le banc n°5.

Photo-2- Trace de Zoophycos (banc n°43)

Photo-3- Trace de Neonereites biserials dans un niveau argilo-gréseux du Givétien

Photo-4- Miche calcaire

Photo-5- Niveau à miches calcaires

Photo-6- Contourites (niveau de l'Eifelien supérieur : argiles bariolées).

Photo-7- Niveaux à phosphorites grisâtres dans les argiles bariolées du Givétien.

Photo-8- Contourites biogéniques (argiles bariolées du Givétien).

PLANCHE II



