

UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCEM
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET SCIENCES DE LA
TERRE ET DE L'UNIVERS
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

N° d'ordre : 00/DSTU/2014

MEMOIRE DE MAGISTER

Option

Bassins Sédimentaires & Paléoenvironnements

Présenté par

Abdelkader BAALI

**LE PASSAGE TURONIEN-SENONIEN DANS LE PLATEAU DE TADEMAÏT :
BIOSTRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE**

Soutenu le 25.12.2014 devant les membres du jury :

Abbas MAROK, Professeur, Univ. Tlemcen
Mme KECHID Fatiha, Professeur, Univ. USTHB- Alger
Abbès SEBANE, Professeur, Univ. Es-Sénia-Oran
Benali KHARROUBI, Maître de Conférences (A), USTO

Président
Encadreur
Examineur
Examineur

ملخص

في اقليم عين الحجاج حوض احنان جنوب غرب الجزائر قمنا بجمع (22) عينة من الطين على طول المقطع التيروني العلوي-الكونياسي السفلي حيث سمح التحليل الكمي والنوعي للصدفات الموجودة في هذه العينات من رسم فاصل بين هذين العمرين كما سمح ايضا التحليل الكمي والنوعي لمعادن الطين الموجودة في هذه العينات بتقنية حيود الاشعة السينية بتأكيد وجود هذا الفاصل بين التيروني العلوي-الكونياسي السفلي

وكذلك سمحت دراسة الشفورات الرقيقة من وجود ثلاث سحنات المتمثلة في الطين, الحجر رملي, الحجر الجيري والدولميت التي توضع في ثلاث اوساط مختلفة .

الكلمات المفتاحية : عين الحجاج, احنان, التيروني, الكونياسي, علم الروسوبيات, علم المعادن, دراسة الطبقات الحية, الصدقات.

Résumé :

Dans la région d'Ain El Hadjadj (Bassin de l'Ahnet, Algérie sud occidentale), (22) échantillons ont été récoltés le long d'une coupe, durant l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien inférieur pour une étude sédimentologique, minéralogique et biostratigraphique. La détermination des ostracodes a permis de tracer une coupure entre le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur. Cette même coupure sera confirmée plus tard par la répartition des minéraux argileux.

Les analyses sédimentologiques des échantillons de lame minces ont montré la présence de trois faciès (argileux, gréseux, et calcaro-dolomitique), répartis en trois associations caractéristiques de milieux bien particuliers : infratidal à subtidal, entrecoupé momentanément par des dépôts intertidaux sous climat tropical sec. Ces faciès s'organisent en cinq mésoséquences d'ordre 3 ; quatre sont à tendance régressive et la dernière à tendance transgressive.

Mots-clés : Ain El Hadjadj, Ahnet, Turonien, Coniacien, Sédimentologie, Minéralogie, Biostratigraphie, Ostracodes.

Abstract :

In the Ain El Hadjadj region (Ahnet Basin, South-Western Algeria), twenty two (22) samples were collected from the Upper Turonien -Lower Coniacien interval for sedimentological, mineralogical and biostratigraphical study. The determination of Ostracodes samples allowed to establish a limit between the Upper Turonien and Lower Coniacien. This boundary will be confirmed later by the distribution of clay minerals.

The sedimentological analysis of samples taken from the blade thin section studies, showed the presence of three facies (clay, sandstone, calcareous and dolomitic), divided into three characteristics of very specific environments associations: subtidal to subtidal, interrupted momentarily by intertidal deposits in dry tropical climate. These facies are organized into five mésoséquences of order 3; four are regressive trend and the last is transgressive trend.

Key-words: Ain El Hadjadj, Ahnet, Turonien, Coniacien, Sedimentology, Mineralogy, Biostratigraphy, Ostracodes;

TABLE DES MATIERES

AVANT PROPOS	P 04
RESUME	05
ABSTRACT	06
CHAPITRE I : GENERALITES	
<hr/>	
INTRODUCTION ET BUT DE L'ETUDE	07
I.1. Généralités sur la plate-forme saharienne	07
I.1.1. Cadre géographique	07
I.1.2. Cadre géologique et histoire structurale	07
I.1.3. Aperçu stratigraphique	08
I.2. Généralités sur le bassin de l'Ahnet	08
I.2. 1. Cadre géographique	08
I.2.2. Cadre géologique	10
I.2.3. Cadre structural	16
I.3. Historique des travaux	17
I.4. Etat des connaissances sur la limite Turonien- Coniacien	19
I.4.1. Le Turonien	19
I.4.1.1. Définition	19
I.4.1.2. La base du Turonien	19
I.4.1.3. Les sous étages du Turonien	19
I.4.2. Le Coniacien	20
I.4.2.1. Définition	20
I.4.2.2. La base de Coniacien	20
I.4.2.3. Les sous étage du Coniacien	20
I.5. Techniques et Méthodes d'étude	21
1.5.1. Sur le terrain	21
1.5.2. Au laboratoire	21
CHAPITRE II : ETUDE LITHO-BIOSTRATIGRAPHIQUE	
<hr/>	
II.1. Présentation de la coupe d'Ain El Hadjaj	23
II.1.1. Cadre géographique et géologique	23
II.1.2. Description lithologique et attribution biostratigraphique	24
II.1.2.1. Description lithologique	25
II.1.2.2. Attribution biostratigraphique	28
II.2. Conclusion	28

CHAPITRE III : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET ANALYSE SEQUENTIELLE

III-1. Introduction	29
III-2. Analyse des données	29
III.2.1. Evolution stratonomique	29
III.3. Description des faciès et leurs interprétations	29
III.3.1. Faciès argileux	30
III 3.2. Faciès gréseux	30
III 3.3. Faciès calcaire	31
III.4. Associations des faciès et interprétation des milieux de dépôts	32
III.4. 1. Association I	33
III.4.2.Association II	33
III.4. 3.Association III	33
III-5. Analyses séquentielles	35
III-5.1. Les discontinuités	35
III-5.2. Les séquences	35
III.5.2.1. les séquences élémentaires	35
III5.2.2. Les mésoséquences	36
III-6. Conclusion et interprétation paléogéographique	37

CHAPITRE IV : MINERALOGIE DES ARGILES

IV.1. Introduction	39
IV.2. Minéralogie des argiles et évolution verticale	39
IV.2.1. Zonation des minéraux argileux	40
IV.2.2. Zonation des minéraux non argileux	41
IV.3. Interprétation des minéraux argileux	41
IV-4. Conclusion	44

CHAPITRE V : SYNTHESE DES DONNEES

V.1. Approche paléoécologique et implication paléoenvironnementale et paléogéographique	45
V.2. Conclusion générale et perspectives	45
V.2.1. Conclusion générale	45
V.2.1.1. Sur le plan lithostratigraphique et biostratigraphique	45
V.2.1.2. Sur le plan sédimentologique	45
V.2.2. perspectives	46

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	47
LISTE DES FIGURES	51
LISTE DES TABLEAUX	52
PLANCHES	53

AVANT-PROPOS

En premier lieu, nous remercions le DIEU tout puissant qui nous a donné la force pour réaliser ce travail.

J'adresse mes vifs remerciements à ma promotrice **Mme Kechid Fatiha**, Professeur à l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène-Alger (USTHB) qui a accepté de suivre ce sujet. Ses encouragements et ses conseils constructifs tout au long de ce travail, malgré ses nombreuses tâches, ont été pour moi une source d'énergie. Qu'elle trouve ici, mes sincères remerciements et ma profonde gratitude.

Mes remerciements vont aussi à :

Monsieur **Abbas MAROK**, Professeur à l'Université Abou Bekr Belkaïd-Tlemcen qui m'a fait l'honneur de présider le jury.

Monsieur **Abbès SEBANE**, Professeur, Université Es sènia -Oran pour avoir accepté d'examiner ce travail, et aussi pour son encouragement et son soutien moral.

Monsieur **Benali KHARROUBI**, Maître de Conférences (A), USTO pour avoir bien voulu examiner ce mémoire et me faire l'honneur de participer au jury.

Je ne saurais oublier mes collègues de la promotion; surtout Mademoiselle Samar Louiza qui m'a toujours encouragé et soutenu le long de cette formation. A tous ceux qui m'ont enseigné le long de mon cursus au département des sciences de la terre et de l'univers (Université Abou Bekr Belkaïd-Tlemcen).

RESUME

Dans la région d'Ain El Hadjadj (Bassin de l'Ahnet, Algérie sud occidentale), (22) échantillons ont été récoltés le long d'une coupe, durant l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien inférieur pour une étude sédimentologique, minéralogique et biostratigraphique. La détermination des ostracodes a permis de tracer une coupure entre le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur. Cette même coupure sera confirmée plus tard par la répartition des minéraux argileux.

Les analyses sédimentologiques des échantillons de lame minces ont montré la présence de trois faciès (argileux, gréseux, et calcaro-dolomitique), répartis en trois associations caractéristiques de milieux bien particuliers : infratidal à subtidal, entrecoupé momentanément par des dépôts intertidaux sous climat tropical sec. Ces faciès s'organisent en cinq mésoséquences d'ordre 3 ; quatre sont à tendance régressive et la dernière à tendance transgressive

Mots-clés : Ain El Hadjadj, Ahnet, Turonien, Coniacien, Sédimentologie, Minéralogie, Biostratigraphie, Ostracodes.

ABSTRACT

In the Ain El Hadjadj region (Ahnet Basin, South-Western Algeria), twenty two (22) samples were collected from the Upper Turonien -Lower Coniacien interval for sedimentological, mineralogical and biostratigraphical study. The determination of Ostracodes samples allowed to establish a limit between the Upper Turonien and Lower Coniacien. This boundary will be confirmed later by the distribution of clay minerals.

The sedimentological analysis of samples taken from the blade thin section studies, showed the presence of three facies (clay, sandstone, calcareous and dolomitic), divided into three characteristics of very specific environments associations: subtidal to subtidal, interrupted momentarily by intertidal deposits in dry tropical climate. These facies are organized into five mésoséquences of order 3; four are regressive trend and the last is transgressive trend.

Key-words: Ain El Hadjadj, Ahnet, Turonien, Coniacien, Sedimentology, Mineralogy, Biostratigraphy, Ostracodes.

CHAPITRE I : GENERALITES

I. INTRODUCTION ET BUT DE L'ETUDE

La présente étude concerne les dépôts de la limite Turonien supérieur-Coniacien inférieur qui affleurent largement sur la bordure méridionale du Plateau de Tademaït (région d'Ain El Hadjadj). Elle vise à développer des aspects de recherche non encore abordés dans cette région.

Ces dépôts correspondent au niveau d'argiles compactes à *Estheria* et Ostracodes (*in* Fabre, 2005). L'âge indiqué par les fossiles est le passage entre le Turonien et le Sénonien (P. Tasch, *in* Litt) ce qui a permis de ce fait des corrélations avec des assises contemporaines dans tout le plateau de Tademaït.

Nous avons de ce fait, procédé à une étude lithostratigraphique, sédimentologique, biostratigraphique et géochimique (DRX), afin de tracer avec précision la limite stratigraphique qui sépare le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur et de déterminer les caractères sédimentologiques, biostratigraphiques et paléoenvironnementaux au niveau de cette formation à Ain El Hadjadj.

I.1.GENERALITES SUR LA PLATE-FORME SAHARIENNE

I.1.1. Cadre géographique

La plate-forme saharienne se situe au Sud de la flexure sud-atlasique et s'étend sur une superficie de 8.000.000 km² dans la partie septentrionale du continent africain. Elle correspond à l'une des plus grandes plates-formes précambriennes au monde et se caractérise par la juxtaposition de bassins sédimentaires intracratoniques orientés N-S à NO-SE, séparés par des môles de même orientation (Follot, 1952 ; Fabre, 1976 et 2005) (fig.1).

I.1.2. Cadre géologique et histoire structurale

La plate-forme saharienne constitue un domaine cratonique stable depuis le Paléozoïque. On y rencontre des terrains très anciens, du Protérozoïque (1,8-2 Ga ; Trompette, 1995) mis en place à l'Archéen et lors de l'orogénèse éburnéenne. Ces formations constituent de vieux boucliers stables, comme le bouclier Réguibat par exemple (Rocci et al., 1991).

Le bouclier du Hoggar, également très ancien, a subi de surcroît les effets de l'orogénèse panafricaine (Liégeois et al., 2003).

Sur le plan structural, les différentes parties du socle de la plate-forme saharienne font partie du Gondwana, super-continent formé par le collage de blocs continentaux issus de la Rodinia lors des événements orogéniques panafricains. Parmi les témoins de ce cycle orogénique ancien 625-550 Ma (Black et al., 1979 ; Caby et al., 1981 ; Fabre, 1988 ; Ziegler,

1988 ; Scotese et McKerrow, 1990 ; Black et Liégeois, 1993 ; Trompette, 1995 ; Schandelmeier et al., 1997), on reconnaît la zone de suture de la chaîne panafricaine de l'Ouest (Trompette, 1995) qui correspond à une chaîne de collision. On retrouve des traces de cette suture, en particulier au niveau des Monts de l'Ougarta.

Dans cette plate-forme plusieurs zones subsidentes sont reconnues. Elles ont conduit au développement d'importants bassins sédimentaires intracratoniques d'âge paléozoïque qui se développent entre les boucliers. Ils sont caractérisés par des subsidences et des déformations variables et sont limités par des môles.

On distingue deux grands ensembles de bassins situés de part et d'autre de la suture panafricaine marquée, entre autres, par l'alignement des monts de l'Ougarta.

Dans la partie algérienne de la plate-forme, les bassins les plus importants sont ceux d'Illizi-Berkine à l'Est, de Hassi Messaoud, de Hassi R'mel, de l'Oued Mya au centre, et de Tindouf, de Béchar, de Reggane, de Sbaâ, de Timimoun, de Ahnet, à l'Ouest. Notre étude s'inscrit dans le bassin de l'Ahnet.

I.1.3. Aperçu stratigraphique

Les séries paléozoïques, discordantes sur le socle et qui forment le remplissage de ces bassins, ont des épaisseurs importantes, dépassant souvent les 8000 m (Aliev et al., 1971 ; Beuf et al, 1971 ; Fabre, 1976, 1988 ; Legrand, 1985). Ces épaisseurs sont très variables et des lacunes sédimentaires ont été identifiées. Les séries sédimentaires du Paléozoïque, essentiellement détritiques, ont été affectées par les déformations du cycle orogénique calédonno-varisque (Fabre, 1988 ; Donzeau et al., 1981 ; Zazoun, 2001).

La série sédimentaire méso-cénozoïque de la plate-forme saharienne, peu épaisse (< 850 m), repose en discordance sur le Paléozoïque (Busson, 1970 ; Beuf et al., 1969 ; Boudjemaâ, 1987 ; Takhrst ; 1990 ; Bekkouche, 1992 ; Khennous, 1997 ; Boote et al., 1998). D'importants cordons dunaires recouvrent la plate-forme, comme les grands Ergs Occidental et Oriental au Nord, l'Erg Chech qui recouvre en partie la désolante surface du plateau de Tanezrouft et l'Erg Iguidi aux confins de la Mauritanie.

I.2. GENERALITES SUR LE BASSIN DE L'AHNET

I.2.1. Cadre géographique

La région d'étude (Ain Saleh) se situe à 1450 Km au Sud-Est de la ville de Tlemcen. Elle fait partie du bassin de l'Ahnet qui se localise dans la partie Sud-Ouest de la plate-forme saharienne, entre les parallèles 24°10 et 27°00 N et les méridiens 02°50 et 05°00 E. Ce bassin de l'Ahnet est encadré par les éléments morpho-structuraux suivants:

- L'ensellement de Djoua qui le sépare du bassin de Timimoun au Nord ;
- Le massif du Hoggar au Sud ;
- L'éperon d'Idjerane qui le sépare du Bassin de Mouydir à l'Est ;
- Et l'ensellement d'Azzel-Matti qui le sépare du bassin de Reggane à l'Ouest (Fig.1).

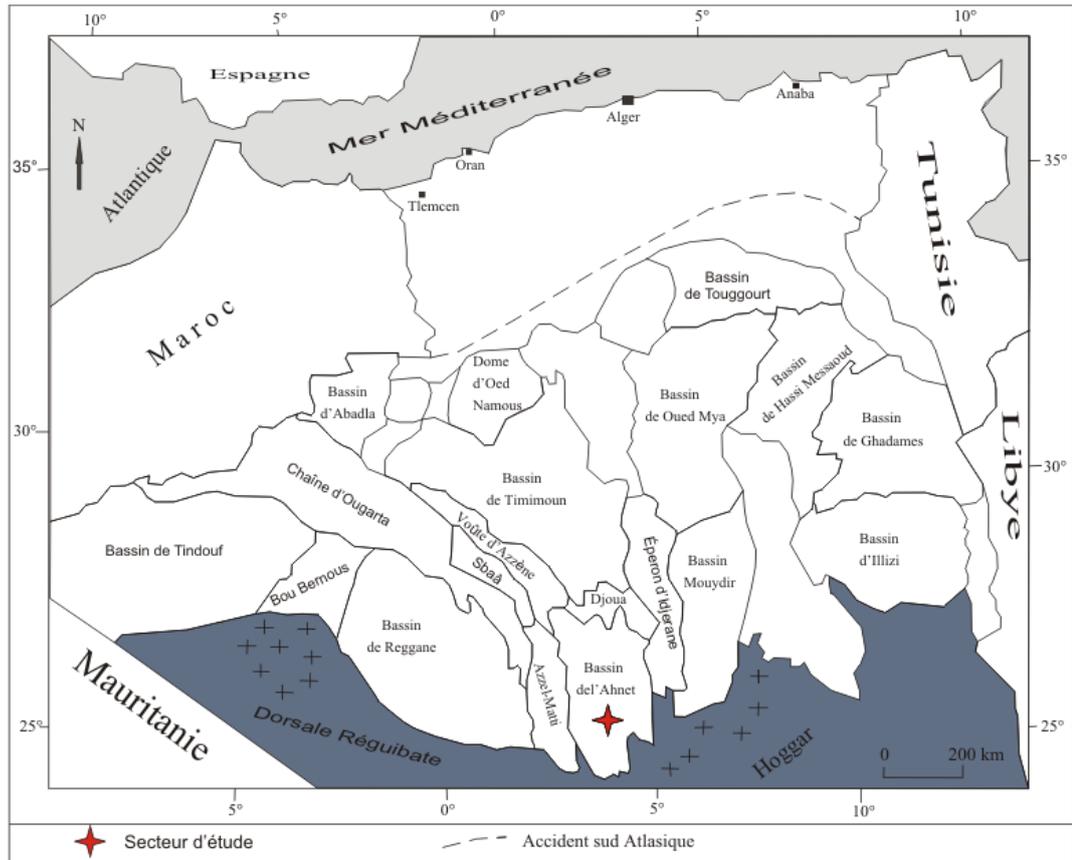


Fig. 01- Situation géographique du bassin de l'Ahnet (Carte SONATRACH, Division Exploration, in Akkouche, 2007, modifié)



Fig. 02- Image satellitaire présentant le secteur d'étude.

I.2.2. Cadre géologique du bassin de l'Ahnet

La structure géologique du bassin de l'Ahnet est caractérisée par :

1°- un socle : accidenté, attribué au Précambrien, formant les compartiments du bouclier Targui (Hoggar), en bandes subméridiennes, délimitées par des accidents majeurs, ces compartiments font partie de la «zone panafricaine», cratonisée depuis 550 Ma (Conrad et *al.*, 1984).

Il est ceinturé par des assises paléozoïques, elles mêmes recouvertes par les formations mésozoïques ou plus récentes (hamadas et ergs) (Fig. 03).

2°-une couverture sédimentaire reposant en discordance angulaire sur le socle, qui est composée de Paléozoïque qui s'étend du Cambrien supérieur jusqu'au Carbonifère, (Aliev et *al.*, 1971 ; Beuf et *al.*, 1971 ; Fabre, 1976,1988 ; Legrand, 1985), et se caractérise par essentiellement des dépôts détritiques à caractères de plate-forme ou d'aire cratonique (Fabre,1988), avec une épaisseur pouvant atteindre 10km (Wendt et *al.*, 2006), Formations mésozoïques ou plus récentes (Beuf et *al.*, 1971) (Fig. 05).

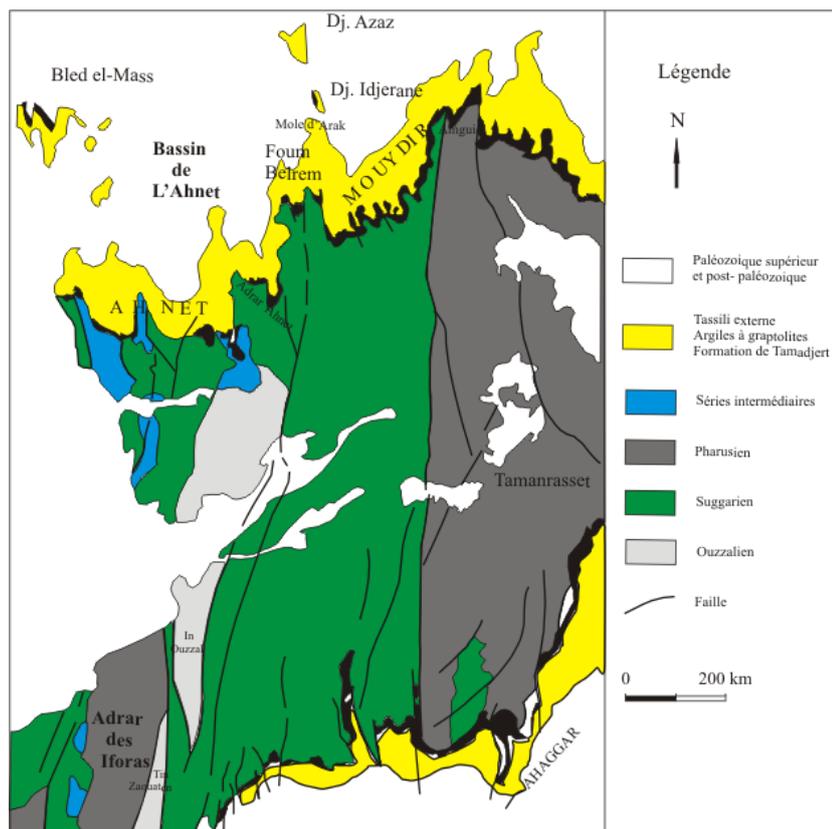


Fig. 03- Carte géologique schématique du Hoggar (Beuf et *al.*, 1971)

I.2.2.1. Le Paléozoïque :

Selon les caractères morphologiques, les auréoles sédimentaires de la série paléozoïque se subdivisent en deux pays très contrastés (J. Follot, 1952) qui sont :

- Le pays tassilien (du socle au Dévonien inférieur) au Sud.
- Le pays pré-tassilien (du Dévonien moyen au Carbonifère supérieur) au Nord.

A)-Le pays tassilien : correspond à la région des plateaux et des montagnes qui forment l'armature de l'Ahnet (J. Follot, 1952).

Il est constitué de plateaux gréseux, d'altitude fréquemment supérieure à 1500m au Nord du Hoggar, beaucoup plus faible au Sud (de 500 à 1000m), composés uniquement de sédiments détritiques azoïques, à rares fossiles, peu variés et sont surtout mal fossilisés (Beuf *et al.*, 1971).

Ce pays tassilien se subdivise lui-même en trois entités morphologiques, bien contrastées qui sont :

1-Le Tassili interne : forme le premier escarpement sédimentaire au-dessus du socle (Précambrien), il est constitué par les systèmes suivants :

I.2.2.1.1. Cambrien :

Il est constitué par l'unité I de la série pourprée (Beuf *et al.*, 1971). Cette dernière est représentée par de la molasse (syn à tardi-tectonique) issue du démantèlement de la chaîne panafricaine (Fabre, 1988). Elle porte l'empreinte de conditions glaciaires en liaison avec la présence d'un inlandsis situé plus à l'Ouest dans le Sahara (Caby et Fabre, 1981). Au dessus de l'unité I, conservée dans les paléo-creux, les dépôts de l'unité II ont été étalés par un système fluvial en tresse. Le milieu était tantôt continental tantôt marin peu profond (Fabre, 1988).

I.2.2.1. 2. Ordovicien :

Il est représenté par deux ensembles ; inférieur et supérieur. L'ensemble inférieur (ou unité III) est matérialisé par des dépôts transgressifs, localement discordants sur les grès cambriens. Ces dépôts révèlent un milieu marin peu profond à profond. L'ensemble supérieur est représenté par les dépôts glaciaires et glacio-marins de l'unité IV (Beuf *et al.*, 1971; Fabre, 1988). Cette dernière repose en discordance de ravinement sur les formations sous-jacentes.

2-La dépression intratassilienne ou sillon intratassilien : située en aval-pendage du Tassili interne, correspond à une zone plus ou moins étroite, établie à la base de l'épaisse série des argiles à graptolites du Silurien.

I.2.2.1.3. Silurien :

Est constitué d'argiles gris foncé à noire pyriteuses, renfermant une faune de graptolites gotlandiens (J. Follot, 1952) avec parfois la présence de bancs calcaires et d'intervalles de grès. Selon Berry et Boucot (Fabre, 1988), les argiles à graptolites sahariennes se sont déposées dans un milieu peu profond.

3-Le Tassili externe : correspond à une nouvelle série gréseuse constituant une falaise importante au-dessus de la dépression intra-tassilienne. Elle représente en majeure partie le Dévonien inférieur (J. Follot, 1952 ; Beuf *et al.*, 1971 ; Fabre, 1976 ; 2005).

I.2.2.1.4. Dévonien :

Dévonien inférieur : dans le bassin de l'Ahnet il est formé par les étages suivants (Fig.04):

- Lochkovien : il est représenté par une série argilo-gréseuse qui marque la zone de passage siluro-dévonienne à prédominance de dépôts marins peu profonds (Drid, 1989 *in* Zazoun 2000).

-Praguien : à sédiments fluviatiles en tresses, et parfois à influences tidales, à même caractère que celui du membre supérieur de la Formation de Dkhissa reconnue dans le bassin de Timimoun (Drid, 1989).

-Emsien : formé essentiellement par des dépôts de plate-forme (Drid, 1989 *in* Zazoun 2000).

B)-Le pays prétassilien :

Dévonien moyen (Eifélien-Givétien) : à sédiments marins, et formant la transition entre le pays tassilien et la plage prétassilienne ; en effet les couches eiféliennes suivent étroitement les mouvements du substratum coblencien. Par contre les couches givétiennes en majeure partie schisteuses sont beaucoup plus indépendantes et participent déjà au pays prétassilien.

- Dévonien supérieur (Frasnien-Famennien) : constitué en majeure partie par des schistes argileux blanchâtres et rougeâtres, intercalés de nombreuses passées ferrugineuses et de gros rognons à structure cloisonnée. Puis vient un banc de calcaire marno-ferrugineux renfermant des *Spirifer Verneuilli* associés à des Rhynchonelles et des Orthetins. (J. Follot, 1952).

I.2.2.1.5. Carbonifère :

Le Carbonifère montre une intrication de faciès fluviatiles et torrentiels, de faciès deltaïques, ou de transition, et de faciès marins à épicontinentaux (Conrad et Lemosquet, 1984).

I.2.2.2. Le Mésozoïque :

1.2.2.2.1. Le Crétacé inférieur

Repose directement sur l'antécambrien au Sud-Ouest d'Amguid, il est représenté par un placage de grès du continental intercalaire, à stratification entrecroisée, à bois silicifiés, à ossements de dinosauriens, de crocodiliens et de poissons, il est attribué à l'Albien (Kilian, 1923 *in* Follot 1952).

1.2.2.2.2. Le Crétacé supérieur est marqué essentiellement par :

1.2.2.2.2.1. Cénomaniens inférieurs : transgressif à la base du plateau de Tademaït, et au nord d'Ain Salah, et par un lambeau de calcaire à faune d'inocérames et d'huîtres du Cénomaniens supérieur dans la région d'Amguid (Kilian, 1923 *in* Follot 1952).

Dans le détail, ce Cénomaniens est formé essentiellement par une combe métrique d'argiles vertes à cristaux de gypse intercalées par un banc décimétrique de calcaire dolomitique aux joints de stratifications ondulées. Cette combe est surmontée par une barre

de calcaire à bancs décimétriques à métriques, compacts, à traces de terriers d'animaux fouisseurs dans les bancs inférieurs, par contre dans les bancs supérieurs on y trouve des coquilles d'animaux pélagiques surtout des *Neolobites* d'âge Cénomaniens supérieurs (*in* Fabre, 2005).

1.2.2.2.2. Le Turonien : est formé par des petites buttes de marnes vertes et de calcaires. Au sommet des bancs, sont récoltés surtout des huîtres, des oursins et des gastéropodes, plus gros dans les calcaires que dans les marnes. (Collignon et *al.*, 1970 *in* Fabre 2005).

1.2.2.2.3. Le Sénonien argilo-gréseux, d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, est représenté essentiellement par la Formation d'Ain Belbel, décrite par Lefranc (1983b) et Adam (1987) dans le plateau de Tademaït cette formation couvre la fin du Turonien, le Coniacien, le Santonien et le début du Campanien.

1.2.2.2.3.1. Sénonien inférieur : elle est constituée par trois ensembles qui sont de bas en haut :

1.2.2.2.3.1.1. L'ensemble inférieur : est représenté par des sédiments fins bien stratifiés intercalés par un niveau repère d'argiles compactes à *Estheria* et ostracodes, qui marquent la limite Turonien-Sénonien (P. Tasch, *in litt.*, *in* Fabre 2005).

1.2.2.2.3.1.2. L'ensemble moyen argilo-gréseux est à lentilles de grès friables, ferrugineux, brunâtres à grains moyens, à stratifications entrecoupées, et à débris de végétaux dans lequel Adam (1987) indique à ce niveau, des paléosols avec racines en place, des charophytes, des bivalves et des dents de poissons et de crocodiles.

1.2.2.2.3.1.3. Ensemble supérieur lagunaire est formé essentiellement par des argiles à gypse, des sédiments fins, des carbonates et de la silice.

1.2.2.2.3.2. Sénonien supérieur (Campanien-Maastrichtien) : il forme la corniche supérieure du plateau. Dans la région d'Ain El Hadjaj, elle est constituée par deux bancs de calcaires et de dolomies, ainsi que par des lits à silex. Par contre à 150 km à l'Est, entre Tademaït et Tinrhert, près du puits de Hassi Msegguem, cette dalle sommitale plus épaisse est formée par quatre bancs de calcaires séparés par des argiles à gypse. Elle contient une riche faune d'échinides.

I.2.2.3. Le Cénozoïque

I.2.2.3.1. Le Tertiaire

I.2.2.3.1.1. Le Paléogène : est formé par deux bancs calcaires, il repose en concordance sur les couches sous-jacentes. Ces calcaires renferment une microfaune tel que *Ranicotalia bermudezi* et *Flinthia sudanensis* du paléocène supérieur à la base et des Nummulites de l'Eocène au sommet (Amard, 1972 *in* Fabre 2005).

I.2.2.3.1.2 Le Néogène : Dans l'Ahnet les sédiments quaternaires sont très abondants, et appartiennent aux trois groupes suivants :

- A)- Les calcaires lacustres.
- B)-Les terrasses fluviales.
- C)-Les ergs.

A)- Les calcaires lacustres : ne se trouvent que dans l’Ahnet occidental, sur 20m d’épaisseur. Ils sont constitués par des lumachelles de *Cardium edule* et d’autres coquilles d’eau douce, leurs affleurements s’étendent généralement entre l’Adrar Morrat, l’Adrar Timedjerdane, l’Adrar In Allarène à l’Ouest et dans le djebel Chaab (Follot, 1952).

B)-Les terrasses fluviales : se rencontrent sur 50m d’épaisseur dans le cours supérieur des oueds. Elles sont formées par de gros éléments de grès à peine arrondis, des galets de schistes cimentés par une substance ferrugineuse. Ces affleurements sont bien visibles sur le versant Est du djebel Abdelkader et de part et d’autre de l’oued Botha.

C)-Les ergs : sont de simples reliefs en sables, qui se trouvent généralement au pied du Tassili et au débouché des grands oueds. Ils s’établissent sur le Dévonien supérieur sur un niveau gréseux du Frasnien, comme c’est le cas dans l’erg de Gourdane à l’Ouest de Tamanrasset, peu avant Aark, qui est formé essentiellement par l’ensablement d’un réseau de filons rhyolitiques. (Follot, 1952).

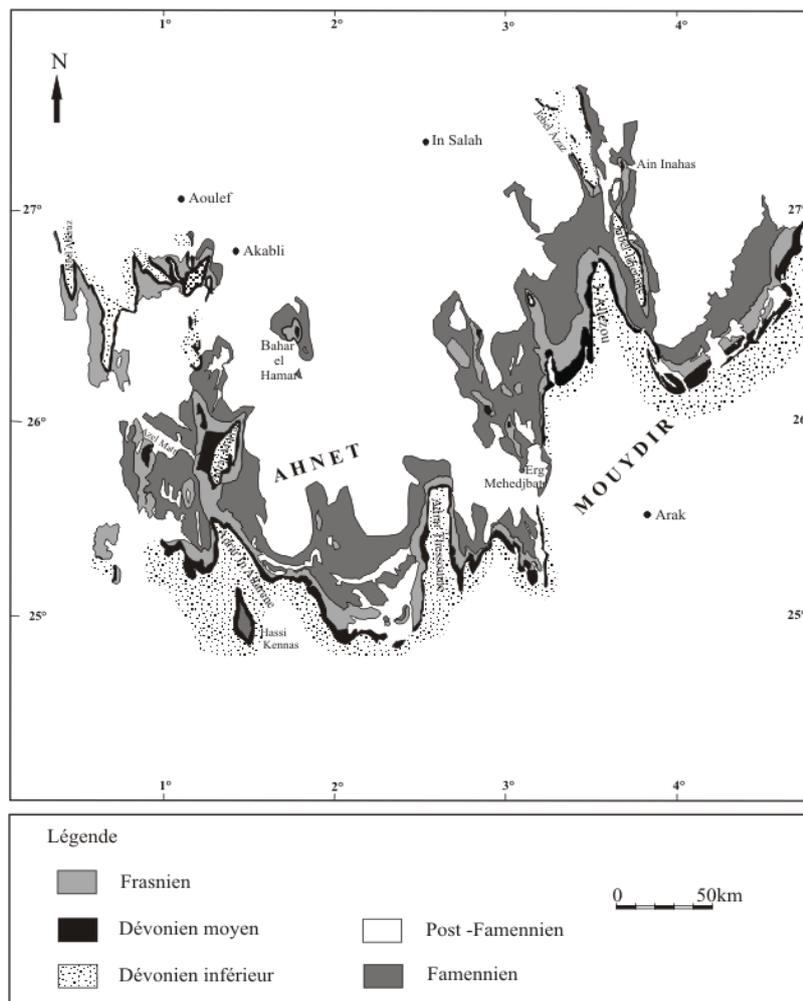


Fig. 04- Carte géologique simplifiée de l’Ahnet et Mouydir (extrait de la carte géologique de Moussine-Pouchkine, 1970 in Wendt et al., 2006, modifié)

Systeme	Epaisseur (m)	Etage ou Formation	Lithologie	Description sommaire		
Crétacé	500	Continental Intercalaire		Argiles silto-sableuses intercalées, de sable moyen à grossier parfois argilo-carbonaté. Présence de traces de dolomie. Discordance hercynienne		
Carbonifère	450	Viséen		Argiles silto-micacées et grès très fins argileux.		
		Tournaisien		Grès fins silto-micacés et grès très fins argileux.		
Dévonien	1000	Faménien		Argiles noires silto-micacées avec traces de calcaire, pyrite et fossiles.		
		Frasnien				
		Givétien Couvinien		Argiles noires silteuses.		
Silurien	500	Emsien		Grès moyens à grossiers silico-carbonatés à passées d'argile grises.		
		Siégénien				
		Gédinien				
Silurien	500	Silurien argileux		Argiles gris-foncé silteuses, micacées.		
		Ordovicien	600	Grès d'Elgoléa		Grès moyens silico-quartzitiques. Grès fins à moyens silico-quartzitiques, avec de fines passées d'argiles.
				Argiles d'Azzel		Argiles sombres, silto-micacées.
Cambrien	200	Quartzites de Hamra		Grès fins à moyens, siliceux et quartzitiques.		
		I-C		Quartzites et grès moyens à grossiers, à passées d'argiles grises à sombres.		

Fig. 05- Colonne lithostratigraphique synthétique du bassin de l'Ahnet

I.2.3. Cadre structural

Le bassin de l'Ahnet est subdivisé en trois compartiments bien distincts : occidental, central et oriental (Fig.6). L'intensité de la structuration est remarquable dans les domaines Est et Ouest qui ont été également soumis à une plus forte érosion par rapport au domaine central mobile. Ces compartiments se sont déplacés vers le nord ou vers le sud, suivant le mécanisme d'extrusion latérale par l'intermédiaire de couloirs d'accidents orientés NS à NW-SE, soulignant en profondeur l'existence probable de méga-linéaments qui seraient la continuité de ceux qui découpent le Hoggar en compartiments subméridiens.

Observées en surface et en subsurface, de forme ovoïde et quadrangulaire (Haddoum, 1997), les structures plicatives se regroupent en faisceaux de même direction que les couloirs d'accidents et se referment le plus souvent contre des accidents à composante décro-inverse. Les axes de plis ont tendance à se paralléliser à ces accidents. Le style structural observable actuellement peut être assimilé à un modèle correspondant à un réseau anastomosé de mégalentilles de cisaillement (Zazoun, 2001).

Le style tectonique de cette région trouve son expression dans le comportement plus plastique de la couverture paléozoïque par rapport à un socle panafricain rigide (Donzeau et al., 1981; Haddadi, 1996; Haddoum, 1997 in Zazoun, 2000).

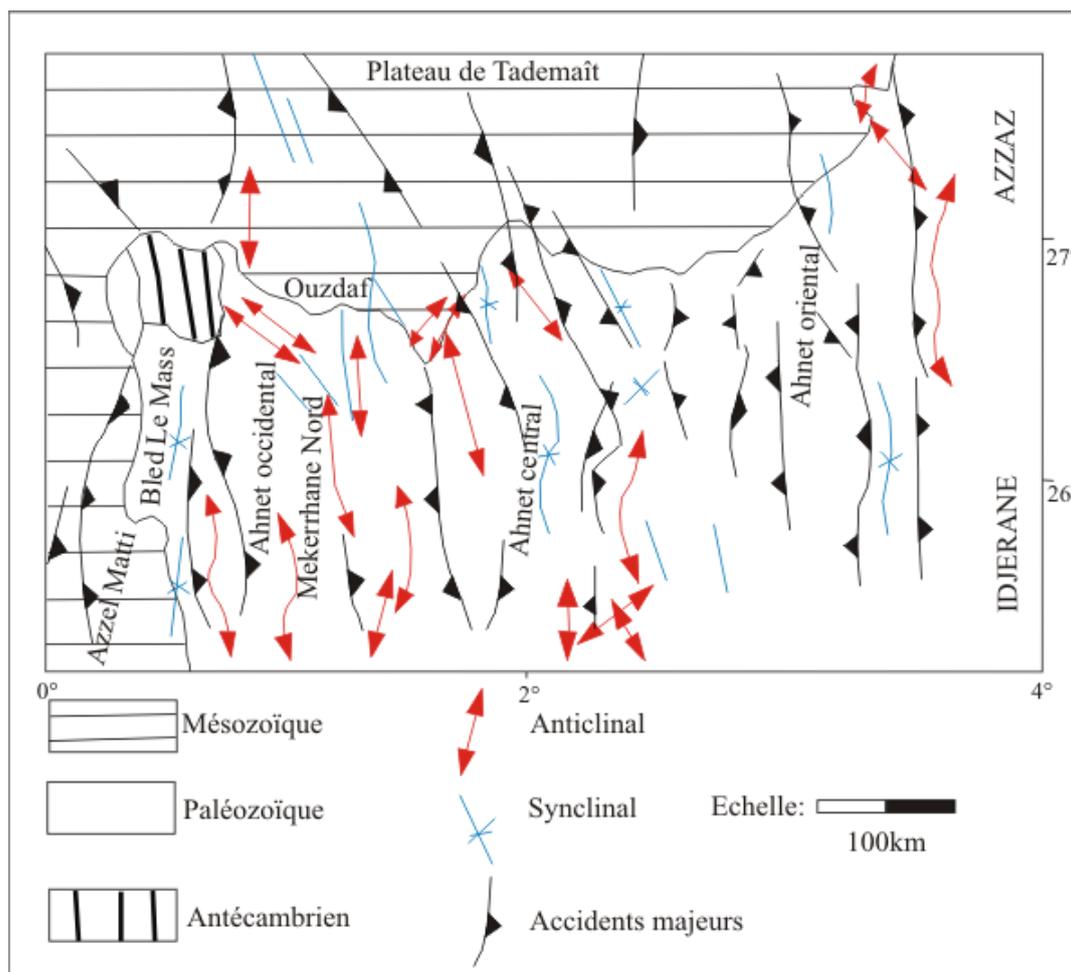


Fig. 06- Carte structurale du bassin de l'Ahnet (Zazoun, 2001. modifié)

I.3. HISTORIQUE DES TRAVAUX

Le Sahara Algérien et en particulier le bassin de l'Ahnet ont fait l'objet de plusieurs travaux, dès le début du 20^{ème} siècle jusqu'à nos jours. Trois périodes principales caractérisent l'historique des recherches :

- La première période (1900-1950) : a été essentiellement consacrée à la prospection du charbon et des métaux ;
- La deuxième période (1950-1970) : plus importante que la précédente, elle a été orientée vers la prospection à objet pétrolier ;
- La période actuelle (après 1970) : elle est d'ordre structural.

1°-La première période (1900-1950) :

-Flamand, en 1911, a défini les grandes lignes stratigraphiques du Sahara Nord occidental.

-Meyendorff en (1928), a étudié Gourara, Touat, Erg Chèche, Tanezrouft et l'Ahnet.

-Killian (1925) a établi une synthèse sur la géologie du Sahara central.

-Monod (1931-1932) a réalisé un travail géologique dans le Sud- Est de l'Ahnet.

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

2°-La deuxième période (1950-1970) : tous les travaux de cette période ont été effectués par les géologues et les sociétés pétrolières. Ils avaient pour objet l'établissement de la lithostratigraphie et la définition de l'extension des corps gréseux qui étaient considérés comme des réservoirs d'hydrocarbures dans le Sahara Algérien.

Parmi eux, on peut citer :

-Petter (1959) a étudié les Goniatites du Dévonien du Sahara. Dans la même année, Freulon a travaillé sur les accidents dans la région du Tassili externe occidental.

- Fleuron en 1959 a travaillé sur les accidents dans les régions du Tassili externe occidental.

-Legrand (1961-1985) a réalisé plusieurs études sur le Paléozoïque.

- L'institut Français du pétrole publia en 1967, une étude sur la stratigraphie et les caractères sédimentologiques des grès du Tassili externe.

- Dubois, Beuf et Biju-Duval (1967) ont réalisé et publié une étude lithologique du Tassili N'Ajjer oriental.

-Beuf (1968) a étudié l'Ordovicien de la région de Bled El Mass.

- Conrad (1969) réalisa l'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien, (Saoura, Erg Chèche, Tanezrouft, Ahnet et Mouydir).

-Les travaux de Beuf, Biju-Duval, Maivier et Legrand (1969) ont été réalisés sur de nouvelles observations sur le Cambro-Ordovicien de Bled El Mass.

3°-La troisième période : les travaux des géologues de cette période sont d'ordre structural, pétrographique, et géochimique, parmi eux, on peut citer :

- Beuf et *al.* (1971), publiaient une monographie sur le Paléozoïque inférieur du Sahara central.

-Aliev et *al.* (1972), ont réalisé une synthèse stratigraphique sur les terrains paléozoïques du Sahara algérien.

-En 1972, il y a eu les travaux de synthèses réalisés par SONATRACH sur le Cambro-Ordovicien, le Siluro-Dévonien et le Carbonifère.

-Les travaux structuraux effectués sur l'Ahnet ont été présentés par Echikh (1975) et Badsì (1998).

-Fabre (1976) présente une synthèse sur les événements survenus dans le Sahara algérien au cours des temps géologiques.

-Legrand (1983) a réalisé un travail sur l'Ordovicien de Bled El Mass.

-Caby (1987) a effectué une étude sur le Précambrien de Bled El Mass.

-Conrad (1984) a travaillé sur les séries carbonifères du Sahara algérien.

- Haddoum (1997) a réalisé un travail intitulé « le Sahara central dans les régions de l'Ahnet et Bled El Mass : une zone mobile hercynienne».

- L'étude de Logan P. et Duddy I. (1998) s'intitule : An investigation of the thermal history of the Ahnet and Reggane Basins, Central Algeria, and the consequences for hydrocarbon generation and accumulation.

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

-Fabre (2005) a publié un travail intitulé « Géologie du Sahara occidental et central » où il présente une synthèse sur l'histoire géologique du Sahara algérien, du Précambrien jusqu'au Quaternaire.

-Les récents travaux de Wendt et *al.* (2006), ont abordé la stratigraphie de l'Ahnet et du Mouydir en apportant de précieuses précisions sur la base de la faune récoltée.

-Mezlah (2006), dans sa thèse de Doctorat, a réalisé une étude intitulée « les mud-mounds du Dévonien moyen de l'Ahnet et ses régions limitrophes ».

-Akkouche (2007), dans le cadre de son Doctorat, a réalisé une application de la datation par traces de fission à l'analyse de thermicité de bassins à potentialités pétrolières en prenant comme exemple, la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet-Nord.

I.4. ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA LIMITE TURONIEN-CONIACIEN DANS LE MONDE

I.4.1. Le Turonien

I.4.1.1. Définition Le Turonien est le deuxième étage du Crétacé supérieur. Il a été défini à Tours (Indre-et-Loire). Sa durée approximative est de 4,1 Ma ; de – 93,9 Ma à – 89,8 Ma, (charte 2012), sa base est définie par l'apparition de l'Ammonite *Watinoceras devonense* et son sommet par l'apparition de l'inocérame *Cremnoceramus rotundatus*.

I.4.1.2. La base du Turonien

Suivant les recommandations formulées lors du « Second Symposium sur les limites des étages du Crétacé » tenu à Bruxelles en 1995, la base de l'étage Turonien est définie par la première apparition de l'ammonite *Watinoceras devonense* Wright et Kennedy (Bengtson coord., 1996). Cette espèce est extrêmement rare dans les craies du bassin anglo-parisien en dehors du Devon mais, suivant Gale (1996), l'apparition de *W. devonense* coïncide avec la disparition de deux espèces très communes du Cénomaniens supérieur : *Sciponoceras gracile* (Shumard) et *S. bohemicum anterius* Wright et Kennedy. L'extinction de ces deux espèces est utilisée ici pour placer la limite Cénomaniens-Turonien. Cet événement s'effectue au sommet des hardgrounds à *Sciponoceras situés* immédiatement sous le Meads Marl 4, lequel peut, de ce fait, être considéré comme un bon marqueur lithologique de la base du Turonien.

I.4.1. 3. Les sous étages du Turonien En ce qui concerne les sous-étages du Turonien, une division tripartite est communément admise.

La limite Turonien inférieur-Turonien moyen est placée avec l'apparition de l'ammonite *Collignoniceras woollgari* (Mantell) (Bengtson coord, 1996). Dans les craies des falaises de la Manche l'espèce est recueillie pour la première fois à 0,50 m au-dessus du Lulworth Marl. En revanche, il n'existe pas encore d'accord international sur la définition de la limite Turonien moyen –Turonien supérieur.

Le colloque sur le Turonien tenu à Paris en 1981 a suggéré d'utiliser provisoirement comme marqueur l'apparition de *Romaniceras deverianum* (d'Orbigny), cf. Robaszynski coord., (1983). Cette ammonite est rare dans les craies du bassin anglo-parisien, à l'exception du département de l'Aube en France (Amédro et al., 1982). Dans l'état actuel des connaissances, toutes les récoltes bien situées dans la série stratigraphique provenant de la moitié supérieure de l'intervalle compris entre les Southerham Marls et le Caburn Marl. (Gale, 1996 ; Vanderaveroet et al., 2000)

I.4.2. Le Coniacien

I.4.2.1. Définition

Le Coniacien est le troisième des six étages du Crétacé supérieur. Il a été défini en 1857 par Henri Coquand, Cognac (*Coniacum*), ville française de Charente. Il s'étend de -89.3 ± 1 Ma à -85.8 ± 0.7 Ma soit une durée approximative de 3,5 Ma.

I.4.2.2. La base de Coniacien :

La base du Coniacien est définie par l'apparition (FAD) de l'inocérame *Cremnoceramus rotundatus* et non plus par l'apparition de l'ammonite *Forresteria petrocoriensis*. Son sommet est défini par l'apparition de l'inocérame *Cladoceramus undulatoplicatus*.

Les critères de reconnaissance de la base du Coniacien ont évolué au cours des deux dernières décennies. Lors du « Premier Symposium sur les Limites des étages du Crétacé » tenu à Copenhague en 1983, la Sous-commission sur la stratigraphie du Crétacé a recommandé de faire coïncider la limite Turonien-Coniacien avec la première apparition de l'ammonite *Forresteria (Harleites) petrocoriensis* (Coquand), cf. Birkelund et al. (1984). Un exemplaire de l'espèce a été recueilli à Douvres dans le « Top Rock », au sommet du Navigation Hardground (Gale, Woodroof, 1981).

Le « Second Symposium sur les Limites des étages du Crétacé » de Bruxelles-1995 n'a pas retenu ce choix et a proposé la première apparition de l'inocérame *Cremnoceramus rotundatus* (*sensu* Tröger non Fiege), cf. Kauffman et al., (1996). Ce changement devrait abaisser de quelques mètres la base du Coniacien dans les craies du bassin anglo-parisien, mais la répartition des inocérames aux confins turono-coniaciens dans le Boulonnais n'est pas encore parfaitement élucidée. A noter que, suivant la révision récente de Walaszczyk, Wood (1998), *Cremnoceramus rotundatus* (*sensu* Tröger non Fiege) est un synonyme junior de *Cremnoceramus deformis erectus* (Meek) qui devient le taxon valide à utiliser dorénavant pour fixer la limite Turonien-Coniacien. (*in* Amédro F, al., 2000)

I.4.2.3. Les sous-étage du Coniacien

Dans le domaine thétysien, le Coniacien est subdivisé en 3 sous-étages sur la base des ammonites :

- Coniacien inférieur : zone à *Paratexanites serratomarginatus*
- Coniacien moyen : zone à *Gauthiericeras margae*
- Coniacien supérieur : zone à *Peroniceras tridorsatum*

Le symposium de Bruxelles (1995) a proposé une subdivision sur la base des inocérames :

- Coniacien inférieur : F.O. de *Cremnoceramus rotundatus*,
- Coniacien moyen : F.O. de l'inocérame spiralé *Volviceramus koeneni*,
- Coniacien supérieur : F.O. de *Magadiceramus subquadratus*.

Tröger (1989) propose les assemblages suivants d'inocérames pour chaque subdivision :

- Coniacien inférieur : *Inoceramus waltersdorfensis*, *I. rotundatus* Tröger non Fiege, *Cremnoceramus deformis*, *Cr. schloenbachi*, *Mytiloides incertus*.
- Coniacien moyen : *Inoceramus frechi*, *I. kleini*, *I. percostatus*, *Volviceramus involutus*, *Vo. koeneni* et début de la lignée *Platyceramus mantelli* sensu Barrois.
- Coniacien supérieur : *Magadiceramus subquadratus*, taxon de la lignée de *Platyceramus mantelli* sensu Barrois, continuation du taxon du Coniacien moyen *Volviceramus* et dans les régions tempérées le premier taxon du groupe *Sphenoceramus*.

I.5. TECHNIQUES ET METHODES D'ETUDE

I.5.1. Sur le terrain

Une coupe géologique a été levée banc par banc, en tenant compte des caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques. Des prises de photographies ainsi que des prélèvements d'échantillons pour l'étude au laboratoire ont été réalisés.

I.5.2. Au laboratoire

Dans le laboratoire les échantillons récoltés ont subi les techniques et les analyses suivantes :

1. Le lavage : les échantillons d'argiles et de marnes ont été dans un premier temps trempés dans de l'eau pendant un temps de plus de 24 heures, puis ils ont été lavés et tamisés par le jet d'eau continu sur une colonne de tamis constituée de trois tamis à tailles de mailles décroissantes (250 um 125 um et 63 um). La dernière opération a été de recueillir le résidu de chaque tamis dans une coupelle pour être mis ensuite à sécher dans une étuve une fois que l'eau sortant de la colonne soit devenue limpide.

2. Le tri : a consisté à consulter le résidu de chaque tamis sous une loupe binoculaire pour extraire les microfossiles (ostracofaune et autres) qui ont été mis ensuite dans des cellules pour être déterminés.

3. La confection des lames minces : les échantillons de calcaires et de grès ont été coupés en forme de sucre et laminés afin de réaliser l'étude microfaciologique.

4. Analyse minéralogique par DRX

Les fractions fines des échantillons d'argiles et de marnes ont été analysées qualitativement et semi-quantitativement par la technique de diffractométrie des rayons X (DRX) en vue d'une caractérisation minéralogique de ces échantillons.

4.1. Principe

La **Diffractométrie de Rayons X (DRX)** est une technique d'analyse fondée sur la diffraction des rayons X sur la matière. L'appareil de mesure s'appelle un diffractomètre. Les données collectées forment le diagramme de diffraction ou diffractogramme. Les rayons X sont des ondes électromagnétiques formant une série continue dont les longueurs d'ondes λ varient des ondes radios aux ondes cosmiques.

La diffraction des rayons X sur la matière cristalline permet d'avoir accès à des informations physiques sur les cristaux (la texture, les contraintes et les paramètres cristallins).

4.2. Méthodes

Les méthodes d'analyse des douze (12) échantillons se résument aux étapes suivantes

- a. Le broyage
- b. Le traitement acide : dispersion dans une solution d'HCL à 0,1 molaire ;
- c. La centrifugation puis le renouvellement de l'opération jusqu'à disparition des bulles.
- d. On prépare l'échantillon sous la forme d'une poudre aplanie dans une coupelle, ou bien sous la forme d'une plaquette solide plate. On envoie des rayons X sur cet échantillon, et un détecteur fait le tour de l'échantillon pour mesurer l'intensité des rayons X selon la direction. Pour des raisons pratiques, on fait tourner l'échantillon en même temps, ou éventuellement on fait tourner le tube produisant les rayons X.
- e. Les traitements spéciaux : l'analyse aux rayons X des minéraux argileux et non argileux est basée sur la connaissance des distances réticulaires (001). On cherche à renforcer les réflexions (001) en orientant les particules suivant le plan (001) qui est le plan de développement des minéraux argileux. Pour certains minéraux argileux, les distances réticulaires (001) varient d'une manière caractéristique après certains traitements.

f. Les diagrammes de diffraction obtenus sont :

-Diagramme normal : pas de traitement. Il est enregistré à partir d'une lame séchée à l'air.

-Diagramme chauffage : on chauffe l'échantillon à 490°C pendant quatre (04) heures pour détruire la Kaolinite, les vermiculites et les smectites se déshydratent.

-Diagramme éthylène glycol : les lames sont placées une nuit dans le vide en présence d'éthylène glycol. Ce traitement a pour effet d'intercaler les molécules organiques entre les feuillets (exemples les smectites gonflent).

CHAPITRE II : ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE

II.1.PRESENTATION DE LA COUPE DE AIN EL HADJADJ

II.1.1. Cadre géographique et géologique

II.1.1.1. Cadre géographique

La coupe a été levée dans la région d'Ain El hadjadj à environ de 90 km Nord de la ville d'Ain Saleh et à 2 km Est de la route nationale n° 01 reliant cette dernière par El Goléa (Fig.07).

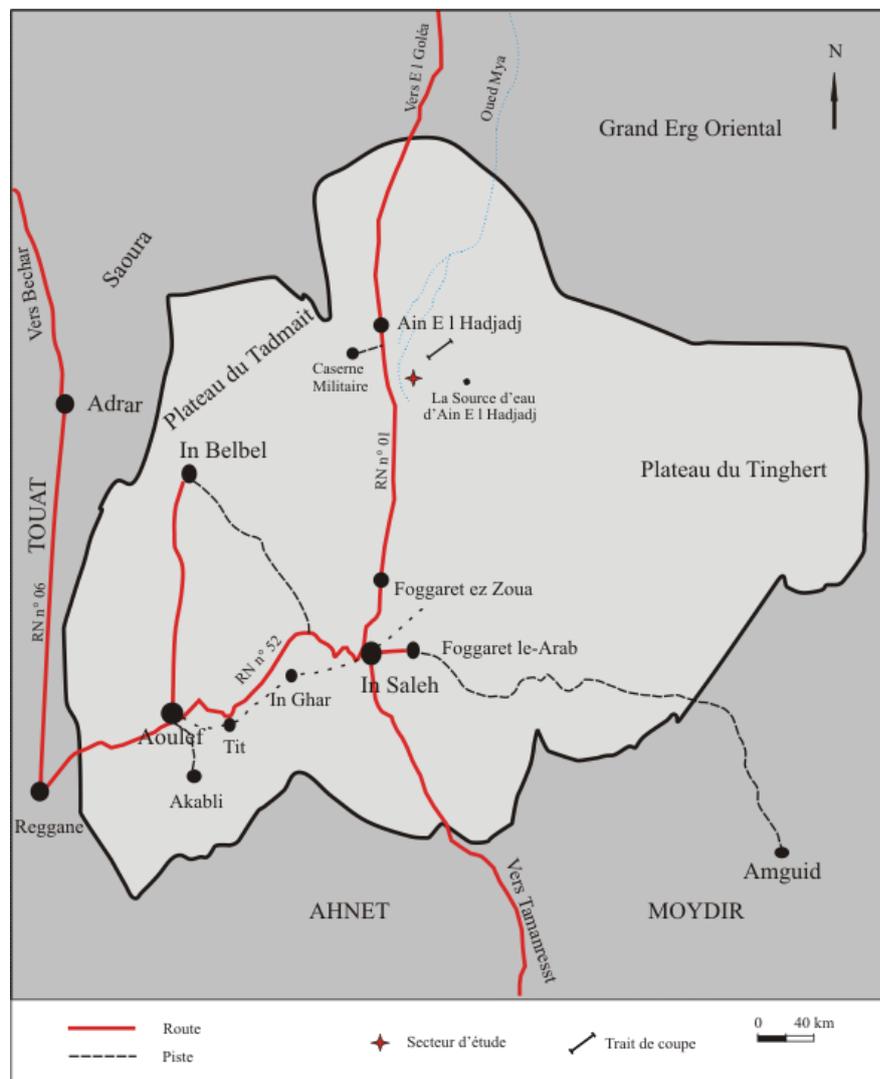


Fig. 07- Extrait de la Carte géographique de Tidikelt (*in* Ruffié, 1963 modifié).

II.1.1. 2. Cadre géologique

Le travail de synthèse géologique récemment réalisé par Fabre (2005), sur la base des résultats antérieurs de divers auteurs notamment Collignon *et al.*, (1970), Lefranc (1983b), Amard (1972), et Adam (1987), ont permis de définir avec précision les différentes subdivisions lithostratigraphiques du Crétacé. Ce dernier affleure largement dans les plateaux du Sahara central (Tademait et Tinhert), sous forme de falaises constituées par deux barres calcaires et /ou dolomitiques (dalle cénomanienne en bas et maastrichtienne en haut), séparées par un talus tendre d'argiles et de grès (Sénonien continental au milieu) (Fig. 08).

« La description détaillée se trouve au chapitre généralités sur le bassin de l'Ahnet ».

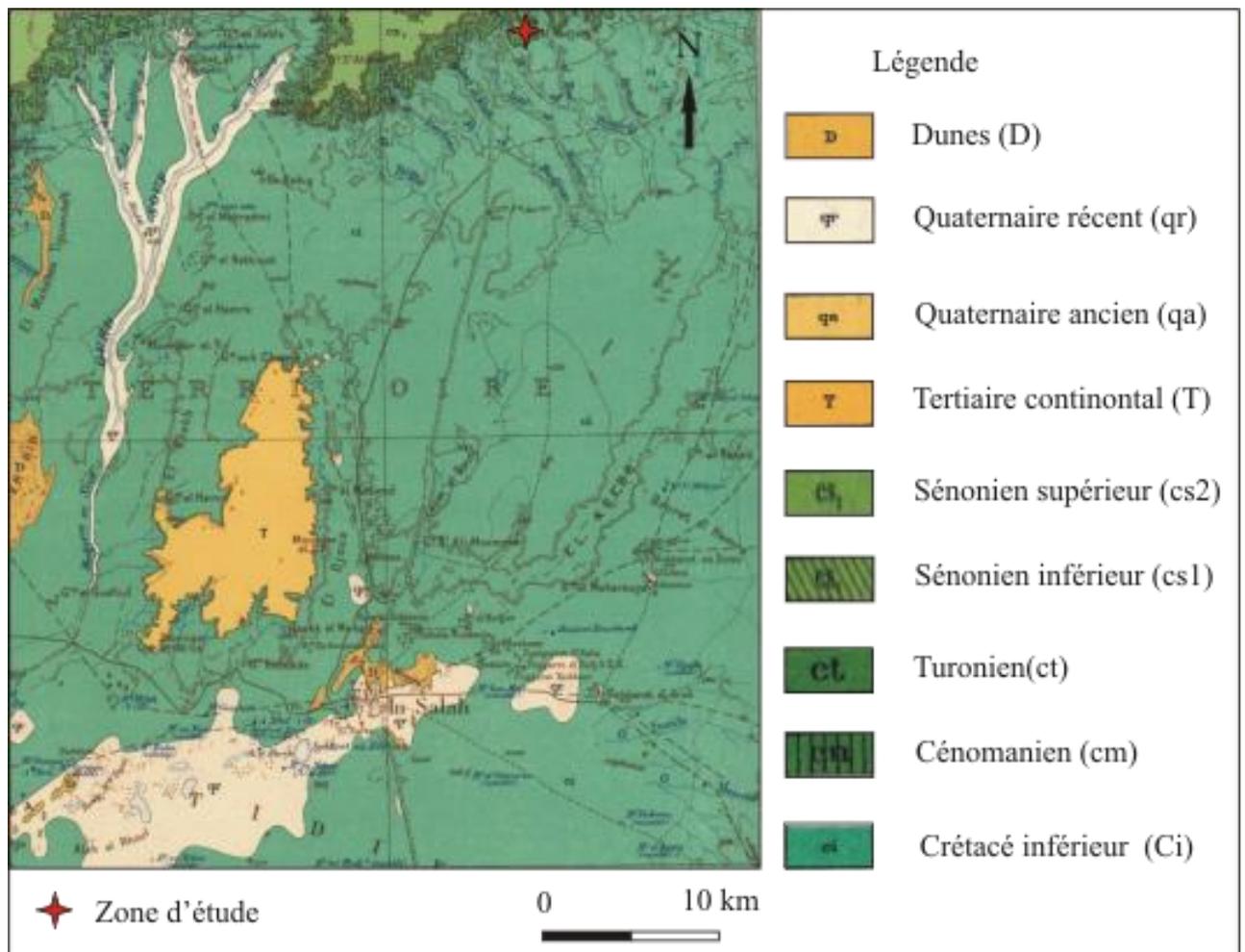


Fig. 08- Carte géologique de la région d'Ain Saleh /Ain El Hadjadj
(Extrait de la carte géologique d'Ain Saleh 1/500.000)

II.1.2. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE ET ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE

II.1.2.1 Description :

La coupe que nous avons étudié au niveau de la région d'Ain El Hadjadj correspond au tiers inférieur de la formation argilo-gréseuse d'Ain Belbel dénommée par Lefranc (1983b) et Adam (1987).

En se basant sur les critères lithologiques (lithofaciès), biologiques (biofaciès), géométriques des strates (stratofaciès) ainsi que sur les figures sédimentaires, il a été possible de subdiviser cette partie de la formation en quatre membres qui sont de bas en haut (Fig.9)

Membre A : argilo-calcaire (8.5 m) :

Il est matérialisé par une combe d'argile encadrée par deux barres de calcaire bioclastique.

L'argile de couleur verdâtre très riche en huîtres et gastéropodes, est intercalée par une passée centimétrique de gypse de couleur blanchâtre.

La première barre formée par des calcaires bioclastiques à filaments et fragments d'ostracodes, jaunâtres à la patine et blanchâtres à la cassure, massifs, fracturés, à quelques fragments minces de tests de bivalves, et boules de gypse, l'étude microscopique de cette dernière montre une biomicrite à ostracodes, filaments et foraminifères à texture wackestone (AH 01).

La deuxième barre est constituée par des bancs décentimétriques à stratonomie stratocroissante, de calcaire- bioclastique jaunâtre à la patine et blanchâtre à la cassure, à quelque nodules d'anhydrite, l'étude microscopique montre une texture wackestone. Ce membre se clôture par un banc de dolomie (0.5 m) de couleur brune rouge à la patine et jaune claire à la cassure. Son analyse microscopique montre qu'il est bioturbé, à cristaux rhomboédriques automorphes de dolomite, contenant des inclusions (AH 04)

Membre B : argilo-calcaire (5.5 m), formé par deux ensembles

Inférieur : argilo-calcaire dolomitique

Il est formé par une combe d'argile d'épaisseur de 2 m, verdâtre, indurée, à deux passées de calcaire dolomitique d'épaisseur décentimétrique (0.2 m). Ces argiles sont surmontées par une barre de calcaire dolomitique bioturbé, à traces de terriers horizontaux et verticaux. Cette barre est constituée par trois bancs d'épaisseur respectivement 0.60, 0.10 et 0.50 m, de couleur brun rouge à la patine et jaunâtre à la cassure, intercalés par des interlits d'argiles. L'étude microscopique des échantillons relevant de cette dernière montre des cristaux de dolomite xénomorphes et dolomie secondaire (indiquant que la dolomitisation est poussée) (AH 06 et 07).

Supérieur : argilo-calcaire bioclastique

Il est constitué par une combe d'argiles de 2.5 m d'épaisseur, rougeâtres à la base devenant verdâtres à aspect feuilleté au sommet . Cette combe est surmontée par un niveau de calcaire bioclastique grisâtre formé par un empilement de deux bancs séparés par un interlit d'argiles . Le premier banc (0.20 m), est massif, à quelques débris d'organismes, et le deuxième (0.30 m), est laminé à sa base et massif à son sommet. L'étude microscopique de l'échantillon du premier banc montre une texture wackestone (AH 11) à ostracodes remplis par un ciment calcitique de structure mosaïque; tandis que l'échantillon du deuxième banc montre une texture mudstone (AH 12).

Membre C : argilo-gréseux (7.20 m)

Il est formé par deux ensembles ; l' ensemble inférieur correspondant à une combe d'argiles (3 m) grisâtres à sa base et rougeâtres à son sommet, intercalée par des passées centimétriques de grès grisâtres et parfois brunâtres, à grains fins à moyens, arrondis à subarrondis, à ciment argileux, friable à aspect feuilleté. L'ensemble supérieur est essentiellement gréseux, formé par une barre de grès (1.5 m) qui est constituée par des bancs décentimétriques, de couleur brunâtre à la patine et jaunâtre à la cassure, à grains moyens, friables, à laminations parallèles et entrecoupées. Ces bancs s'organisent en structure chenalisée stratodécroissante à base ravinée. Ce membre se termine par une bande de sable (1.7 m) de couleur rougeâtre à jaunâtre à grains fins avec des racines, des charophytes, débris de bivalves et quelques dents de poissons et de crocodiles, Adam (1987) in Fabre 2005.

Membre D : argilo-calcaire (5m)

Il est constitué en quasi-totalité par des argiles rougeâtres devenant grisâtres feuilletées au sommet. Elles admettent trois passées de calcaires bioclastiques en plaquettes ne dépassant pas 0,08 m, de couleur rougeâtre à la patine et ocre à la cassure, à quelques nodules de fer. L'étude microscopique de l'échantillon prélevé dans les deux premières passées montre une texture mudstone (AH 18), tandis que la troisième passée laminée, elle montre une biomicrite à filaments recristallisés, à plaques d'échinodermes, à fragments de bivalves silicifiés (silicification centripète), lithoclastes, sphérolites, et cristaux de dolomite contenant des inclusions. La texture est de type packstone.

Ce membre se clôture par un niveau de calcaire dolomitique bioturbé à cristaux automorphes de dolomite, de quartz, et à porosité secondaire (AH 22).

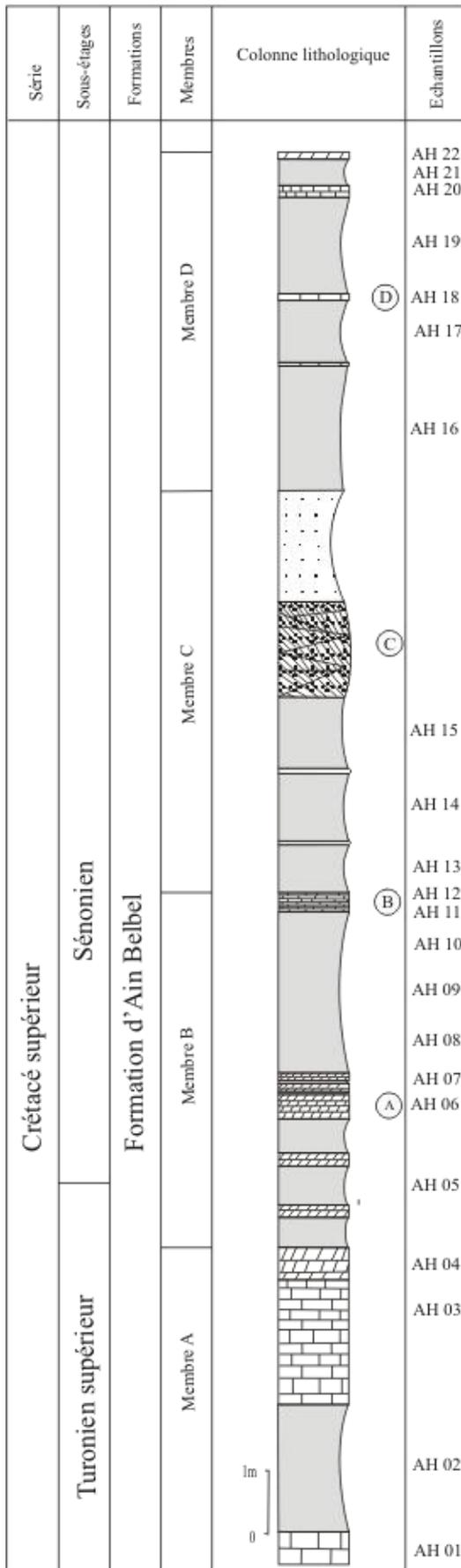


Fig. 09– Colonne lithologique de la coupe d'Ain El Hadjadj.

III.2.2. Attribution biostratigraphique

L'ostracofaune peu abondante et pauvre en espèces représentée par : *Doloccytheridea* sp., *Kaliptoalva* ? sp., *Brachycythere* sp. aff. *Brachycythere* gr. *sapucariensis* Krömmelbein, *Haughtonileberis* cf. *mdaouerensis* (Bassoullet & Damotte), *Cytherella* sp. se trouve dans les membres argilo-calcaires et surtout à la base de la formation d'In Belbel. Cette ostracofaune caractérise en général le Turono-Sénonien.

En ce qui concerne la limite Turonien-Coniacien, les données fournies pour le moment permettent de la placer approximativement entre l'échantillon AH04 et AH05 ; où *Haughtonileberis* cf. *mdaouerensis* marqueur du Turonien disparaît.

II.2. Conclusion

Le terrain étudié dans la région d'Ain El Hadjaj montre l'installation d'une importante décharge silico-clastique interrompue par des phases de production chimique. Selon la lithostratigraphie ce matériel est réparti en quatre membres, trois sont argilo-carbonatés (A, B, D) et le quatrième est argilo-gréseux (C).

Les dépôts carbonatés dans cette formation sont marqués par des calcaires bioclastiques et des calcaires dolomitiques.

Les données micropaléontologique (Ostracodes) ont permis de leur attribuer un âge Turonien supérieur-Coniacien inférieur. La limite d'étages a pu être située dans le membre inférieur de la section étudiée à l'aide de la disparition de l'espèce *Haughtonileberis* cf. *mdaouerensis* marqueur du Turonien.

CHAPITRE III : ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET INTERPRETATION DES PALEOENVIRONNEMENTS

III-1. INTRODUCTION

La formation étudiée au niveau du plateau de Tademaït est caractérisée par une sédimentation mixte à prédominance argileuse, sur laquelle une étude sédimentologique (stratonomie, microfaciès, une analyse minéralogique des argiles et une esquisse d'analyse paléoécologique des ostracodes ont été effectuées, dans le but de reconstruire la logique de l'enchaînement des faciès, de reconstituer les milieux de dépôts et esquisser les paysages sédimentaires du Turonien supérieur-Coniacien inférieur dans la région d'Ain El Hadjadj.

III-2. ANALYSE DES DONNEES

III-2.1. Evolution stratonomique :

Dans le but de mieux comprendre les facteurs hydrodynamiques responsables de la mise en place de la série lithologique de la coupe étudiée, une étude stratonomique a été établie. L'épaisseur étant de 19.8 m, elle est composée essentiellement par des combes argileuses d'épaisseur moyenne ne dépassant pas 0.94 m, encadrées par des niveaux calcaires (épaisseur moyenne de 0.2 à 2.4 m) dans la partie basale, et gréseux dans la partie sommitale, tandis que dans la partie médiane on remarque la présence de bancs de grès et de sables d'épaisseur respectivement 1.5 et 1.7 m (Table.01).

Epaisseur de la coupe =19.8 m	Epaisseur (m)	Nb des bancs et des niveaux argileux	Epaisseur moyenne (m)	% des bancs et des niveaux argileux
Calcaires	0.3	31	0.3	3.23
Calcaires marneux	2.4		0.24	32.25
Calcaires gréseux	0.8		0.2	12.90
Argiles et/ou marnes	13.1		0.94	45.16
Grès	1.5		1.5	3.23
Sables	1.7		1.7	3.23

Tabl.01- Analyse des stratofaciès.

III.3. DESCRIPTION DES FACIES ET LEURS INTERPRETATIONS

On peut définir le faciès par un ou plusieurs caractères lithologiques (lithofaciès) ou paléontologiques (biofaciès).

L'étude de la formation d'In Belbel permet de distinguer trois faciès essentiels : faciès argileux, faciès gréseux, et faciès calcaire.

III.3.1. Faciès argileux

Il est représenté soit sous forme des combes métriques de couleur verdâtre, et parfois rougeâtre à quelque passées de grès et /ou calcaire, ou bien soit sous forme d'interlits millimétriques intercalés entre les bancs de grès et de calcaire.

Interprétation : Le dépôt de ce faciès s'effectue par décantation d'un matériel détritique fin en suspension lors de phases à hydrodynamisme calme dans un environnement infratidal haut.

III 3.2. Faciès gréseux

Il se présente sous divers aspects ; soit massif de teinte noirâtre à ocre, continu ou non, ou bien soit en plaquette, de couleur verdâtre à grisâtre, souvent sous forme de passées dans les combes argileuses, soit en bancs massifs. Ce faciès gréseux montre les sous-faciès suivants :

Sous-faciès B₁ : Grès à litages horizontaux

Description : Il se présente en bancs, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, à grains fins à moyens, représenté dans la partie sommitale du membre supérieur.

Interprétation : Ce sous faciès reflète l'action d'un courant unidirectionnel dû à un régime d'écoulement supérieur (*upper flow regime*) (Harms *et al*, 1982 ; Cojan et Renard, 1997, *in* Bouterfa ; 1998).

Sous-faciès B₂ : Grès à litages entrecroisés

Description : Il s'agit de bancs de grès à stratifications entrecroisées, qui se trouvent dans le membre (D), dans une barre à structure chenalisée, ces bancs sont de couleur grisâtre d'épaisseur décimétrique, à grains fins à moyens, présentant une succession de strates imbriquées les unes sur les autres

Interprétation : Ces structures sédimentaires sont interprétées comme étant le résultat de variations survenues au cours du temps dans la vitesse et la direction des courants qui déterminent une troncature souvent oblique des rides sous-jacentes (Chamley, 2000). Ces paramètres placent ce sous-faciès dans un milieu intertidal « foreshore ».

B₃ : Grès à stratifications madrées (flaser bedding)

Description : Ce grès apparaît au niveau de membre (D). Il est d'épaisseur décimétrique, brunâtre, à grains moyens. Il se présente sous forme de drapages silto-argileux mal conservés entre les creux des litages de rides de vagues.

Interprétation : La stratification madrée se constitue à la faveur des variations de l'intensité du flot hydrodynamique. Lorsque le courant responsable de la formation et de la migration des rides en milieu intertidal s'interrompt, comme lors de l'étalement de haute mer au niveau des bancs sableux des estuaires, une fine couche de sédiment argilo-silteux peut décanter et tapisser le fond des rides pour former ce qu'on appelle des stratifications en flaser (Chamley, 1988).

Ce caractère place ce grès dans la zone de balancement des marées qui correspond à l'intertidal « foreshore » (Reinek & Wunderlich, 1968 ; Klein, 1977 ; Rubino, 1984 *in* Bouterfa, 1998).

Sous-faciès B₄ : Grès à rides de courant

Description : Ce faciès se manifeste par un niveau gréseux dans la partie basale du membre supérieur, il est d'épaisseur centimétrique de couleur noirâtre à la patine, grisâtre à la cassure à grains fins à moyens.

Interprétation : La mise en place des surfaces à rides de courant reflète une profondeur décroissante avec une augmentation relative de la vitesse du courant (Fairbridge & Bourgeois, 1978 *in* Tandjaoui, 2008). Ces caractères révèlent la zone intertidal.

Sous-faciès B₅ Grés en plaquette

Description : Fréquent dans la partie sommitale du membre supérieur. Il est formé par des niveaux de grès d'épaisseur d'ordre centimétrique, de couleur grisâtre à verdâtre à grains fins à moyens.

Interprétation : Ce dépôt est formé dans la zone infratidale haute (offshore supérieur) (Reineck & Singh, 1980 ; Walker, 1984 ; Johnson & Baldwin, 1986 *in* Tandjaoui, 2008)

III 3.3. Faciès calcaire

La formation d'In Belbel montre de nombreuses intercalations calcaires d'épaisseur et de couleur variable. On peut distinguer les sous-faciès suivants :

Sous-faciès D₁ Calcaire bioclastique

Description : On rencontre ce sous-faciès dans le début de cette formation sous forme de bancs de couleur brunâtre à la patine et blanchâtre à la cassure d'épaisseur décimétrique à métrique en alternance avec des niveaux argileux. L'étude microscopique de ce faciès montre une texture packstone, riche en faune (filaments, Ostracodes, foraminifères, bivalves, et plaques d'échinodermes).

Interprétation : Ce sous faciès correspond à un milieu de dépôt plus ou moins agité interrompu de temps en temps par des décharges détritiques. On admet la zone subtidale comme milieu de dépôt de ce type de sédimentation « shoreface ».

Sous-faciès C2 Calcaire dolomitique (C.d)

Description : Il est représenté dans les membres A, B et D, en bancs décentimétriques à métriques, de couleur brunâtre à la patine et blanchâtre à la cassure.

Interprétation : Ce sous faciès serait envisageable par évaporation, produisant des saumures qui pénètrent dans le sédiment perméable et circulent latéralement par gravité en dolomitisant le matériel traversé.

La dolomite résulte en fait d'une diagénèse de remplacement dans les eaux marines plus ou moins diluées par des eaux douces. On admet la zone intertidale à supratidale comme milieu de génèse pour ce type de sédimentation (Ben Bouziane, 1990).

Faciès	Sous faciès	Hydrodynamique
Faciès A Argile		Calme
Faciès B Gr�s	B ₁) Gr�s � litages horizontaux	Relativement calme
	B ₂) Gr�s à stratifications entrecroisées	Courants de marées
	B ₃) Gr�s à stratifications madr�es (flaser bedding)	Courants de marées
	B ₄) Gr�s en plaquette	Courants hydrodynamiques oscillatoires
Faciès C Calcaire	C ₁) Calcaires dolomitique	Courants hydrodynamiques oscillatoires
	C ₂) Calcaires bioclastiques	Courants hydrodynamiques oscillatoires

Tabl.02- Résumée de principaux faciès de la formation d'In Belbel et leurs hydrodynamismes

III.4.Associations des faciès et interprétation des milieux de dépôt :

La succession étudiée a permis de mettre en évidence trois associations principales, dont chacune indique des conditions environnementales différentes qui sont de bas en haut (Fig.10):

III.4.1.Association I

Représentée par les membres A et B de la formation d'In Belbel, elle regroupe deux faciès ; argileux (faciès A) et calcaire (faciès C). L'organisation de ces faciès se traduit par une phase de décantation interrompue par des périodes de production carbonatée. Cette organisation faciologique indique un environnement qui peut correspondre à la zone infratidal haute « offshore supérieur ».

III.4.2.Association II

Cette association correspond au membre C de la formation d'In Belbel, elle traduit un régime hydrodynamique oscillatoire. Elle comprend un pôle inférieur argileux (faciès A) mis en place par décantation et un pôle supérieur gréseux (faciès B) témoignant d'une période de décharges détritiques à courants hydrodynamique forts.

Ces caractères placent cette association dans un environnement de subtidal à intertidal (shoreface à foreshore).

III.4.3.Association III

Correspond au membre D de la formation d'In Belbel, elle regroupe deux faciès ; argileux (faciès A) et calcaire (faciès C). L'organisation de ces faciès se traduit par une phase de décantation interrompue momentanément par des périodes de production carbonatée. Cet assemblage faciologique révèle un environnement de subtidal à infratidal haut « shoreface à offshore supérieur »

Formations	Associations	Faciès	Sous-faciès	Milieus de dépôts
Formation d'In Belbel	Association I Membre A et B	A et C		Infratidal haut
	Association II Membre C	A et B	<i>B₁, B₂ et B₄</i>	Subtidal
	Association III Membre D	A et C	<i>B₁, et B₄</i>	Subtidal à Infratidal haut

Tab.03- Tableau récapitulatif des associations des faciès et milieux de dépôt de la formation d'In Belbel.

Crétacé supérieur		Série		
Turonien supérieur	Sénonien	Sous-étages		
Formation d'Ain Belbel		Formations		
Membre A	Membre B	Membre C	Membre D	
Colonne lithologique				Echantillons
				AH 22 AH 21 AH 20 AH 19 AH 18 AH 17 AH 16 AH 15 AH 14 AH 13 AH 12 AH 11 AH 10 AH 09 AH 08 AH 07 AH 06 AH 05 AH 04 AH 03 AH 02 AH 01
Associations de faciès		Milieux de dépôts		
Association III		Subtidal à infratidal haut		
Association II		Subtidal		
Association I		Infratidal haut		

Fig.10 - Association des faciès et milieu de dépôt de la formation d'Ain Belbel.

III-5. LES ANALYSES SEQUENTIELLES

III-5.1. Les discontinuités

Correspondent à une surface portant des traces d'un arrêt (phase négative) ou d'un ralentissement de la sédimentation (phase passive). (Lombard, 1956 et Delfaud, 1974).

L'enchaînement vertical de la formation étudiée montre la présence de plusieurs discontinuités sédimentologiques résultant soit d'un ralentissement, d'un arrêt ou d'une reprise de la sédimentation.

Ces discontinuités sont majeures <D> (encroûtement ferrugineux bioturbation, ...ect), ou bien mineures <d> (changement de faciès lithologique, changement de régime de la sédimentation,...ect).

Discontinuité d1 : définie dans la base de la formation, elle correspond à un changement lithologique d'un dépôt chimique à un dépôt détritique.

Discontinuité D1 : elle est matérialisée par une surface ferrugineuse au niveau d'un banc de calcaire.

Discontinuité D2 : Cette discontinuité est représentée par une surface ferrugineuse bioturbée marquée par l'abondance des terriers branchus en forme « Y » de type « Thalassinoïde ».

Discontinuité d2 : elle correspond à un changement lithologique d'un dépôt détritique à un dépôt chimique (calcaire).

Discontinuité D3 : il s'agit d'un banc de calcaire bioclastique laminé à encroûtement ferrugineux.

Discontinuité D4 : elle est marquée par le changement de régime de sédimentation (sableux à argileux).

Discontinuité D5 : elle est matérialisée par un banc de calcaire dolomitique au sommet de la formation.

III-5.2.les séquences

Selon Kazi-tani (2000), la séquence sédimentaire est une suite ordonnée de faciès, délimitée par des coupures ou par des discontinuités qui se traduisent par des sauts de faciès ou de caractères physiques propres.

III.5.2.1.les séquences élémentaires

Les différentes séquences rencontrées dans la région d'étude, sont liées à l'évolution de facteurs divers (oscillations du niveau marin relatif, les variations des apports sédimentaires, . . etc). De ce fait deux types de séquence élémentaires peuvent être distingués qui sont :

III. 5.2.1.1.La séquence : argilo-calcaire (A).

Cette séquence est constituée par un terme argileux surmonté par un terme calcaire qui correspond soit à des calcaires bioclastiques, ou bien à des calcaires dolomitiques.

III.5.2.1.2.La séquence : argilo-gréseuse (B).

C'est une séquence binaire, matérialisée par la superposition de deux termes ; inférieur argileux et supérieur gréseux.

Le terme inférieur, d'épaisseur décentimétrique à métrique, traduit des phases calmes de décantation, suivies par d'autres à forte énergie responsable de la mise en place des dépôts gréseux.

Ce terme gréseux est d'épaisseur centimétrique à métrique, montrant des litages horizontaux, obliques et des litages entrecroisés révélant ainsi un milieu à prédominance de vagues et marées.

III.5.2.2.Les mésoséquences

Le découpage séquentiel des terrains Turono-Coniaciens dans la région d'Ain El Hadjaj se caractérise par l'empilement de cinq mésoséquences d'ordre 3 qui sont de bas à haut :

III.5.2.2.1.mésoséquence Ms1

Elle est encadrée entre deux discontinuités, d1 à sa base et D1 à son sommet. Elle est d'épaisseur métrique, et se caractérise par une phase de décantation d'argiles suivie par une phase de production carbonatée, elle marque un environnement infratidal haut (offshore supérieur).

III.5.2.2.2.mésoséquence Ms2

Elle est moins épaisse que la première, et est constituée par trois séquences élémentaires métriques où les phases de décantations sont interrompues momentanément par des phases de productions carbonatées. Cette mésoséquence est clôturée par un niveau de

calcaire dolomitique bioturbé à terriers horizontaux, elle caractérise un milieu de type infratidal haut (offshore supérieur).

III. 5.2.2.3.mésoséquence Ms3

Elle débute par des argiles à épaisseur métrique, et s'achève par un banc de calcaire ferrugineux à aspect laminé.

Cette mésoséquence présente une tendance évolutive progradante sous une tranche d'eau très peu ou même à l'émersion dans un environnement subtidal.

III.5.2.2.4.mésoséquence Ms4

Elle est d'épaisseur métrique, et s'organise en trois séquences élémentaires de type B (argilo-gréseuse), l'une d'entre elles (la dernière), montre une barre de grès à stratifications obliques et entrecroisées qui révèlent des phases énergétiques notables.

Cette mésoséquence présente une tendance évolutive progradante sous une faible tranche d'eau dans un environnement subtidal à infratidal.

III.5.2.2.5.mésoséquence Ms5

Formée par quatre séquences élémentaires de type A (argilo-calcaire) où les phases de décantations sont suivies par des périodes de productions carbonatées de calcaires bioclastiques et/ou dolomitiques, cette mésoséquence présente une tendance évolutive rétrogradante dans un environnement subtidal à infratidal haut (shoreface à offshore supérieur).

III-6. Conclusion et interprétation paléogéographique

L'évolution séquentielle de la coupe étudiée au niveau de la formation d'Ain Belbel présente un empilement de cinq mésoséquences à prédominance de dépôts de milieu infratidal à subtidal (offshore supérieur à shoreface) entrecoupés momentanément par des dépôts de milieu intertidal (foreshore) (Fig. 11).

Les quatre premières mésoséquences évoluent dans une dynamique progradante tandis que la cinquième montre un régime rétrogradant signalant le retour d'une phase transgressive.

CHAPITRE IV : MINERALOGIE DES ARGILES

IV.1.INTRODUCTION

Le Crétacé supérieur dans la région d'Ain El Hadjaj (bassin de l'Ahnet), est représenté essentiellement par la formation d'In Belbel qui couvre une période allant de la fin de Turonien jusqu'au début de Campanien Adam 1987 *in* Fabre 2005, cette dernière a fait l'objet de nombreuses études ; Collignon et *al* 1970, Lefranc (1983b) et Haq et *al* 1988 effectuées dans une optique cartographique ou chronostratigraphique. Par contre, peu d'analyses sédimentologiques et géochimiques sont recensées dans cette région.

A cet effet une identification minéralogique des assemblages argileux par la méthode de diffraction de rayons x (drx) a été effectuée ici dans le but de saisir les modifications paléogéographiques et paléoclimatologiques qu'ils représentent.

IV.2.MINERALOGIE DES ARGILES ET EVOLUTION VERTICALE

La détermination des minéraux argileux et non argileux par la méthode de diffraction des rayons X (drx) sur les douze échantillons de l'assemblage argileux de la coupe d'Ain El Hadjaj a permis de mettre en évidence la présence de quatre minéraux argileux, trois minéraux simples ; illite, chlorite, et palygorskite et un édifice interstratifié I-M (illite-montmorillonite) (Tab. 4).

Parmi les minéraux non argileux associés, nous citons essentiellement le quartz, la calcite, les feldspaths (orthoclase et plagioclase) la dolomite, le sanidine et le gypse (Tab. 4).

Echantillons	Minéraux argileux							Minéraux non argileux								
	Kaolinite	Illite	Chlorite	Palygorskite	Interstrat.I-M	Smmes des argiles	Sommes des argiles + Indosés	Quartz	Calcite	Dolomite	Sanidine	orthglases	plagioclase	gypse	Pyrite	Somme des minéraux non argileux
AH02	0	80	5	0	15	100	4	0	8	75	10	0	1	2	0	96
AH05	0	tr	0	0	tr	0	4	5	17	67	6	0	0	1	0	96
AH08	0	70	0	0	30	100	29	38	0	0	30	0	0	0	3	71
AH09	0	70	0	0	30	100	17	19	4	49	4	0	0	7	0	83
AH10	0	40	0	50	10	100	7	31	13	16	7	0	0	19	0	93
AH13	0	15	0	80	5	100	9	13	53	18	0	1	0	6	0	91
AH14	0	65	10	15	10	100	7	9	3	76	2	0	0	3	0	93
AH15	0	80	5	0	15	100	12	22	49	1	6	0	0	10	0	88
AH16	5	60	0	10	25	100	29	45	3	8	0	6	6	2	0	71
AH17	tr	70	5	0	25	100	20	38	Tr	32	0	7	0	3	0	80
AH19	0	25	0	65	10	100	35	40	4	0	18	0	0	3	0	65
AH21	0	15	5	70	10	100	33	25	2	32	4	0	0	4	0	67

Tab. 04 : Résultats minéralogiques et estimations semi quantitatives des échantillons de la section d'Ain El Hadjadj.

IV.2.1.Zonation des minéraux argileux

Le cortège argileux au niveau de la formation étudiée est représenté en grande partie par l'illite, sa teneur varie au cours du temps géologique et ce, depuis la fin de Turonien jusqu'au début du Coniacien (Fig.12);

AH2-AH5 : Turonien supérieur

Au sommet du Turonien : la fréquence est d'abords marquée essentiellement par 80 % d'illite, associée à une faible teneur de chlorite et d'interstratifié (illite-montmorillonite), puis une diminution progressive dans les pourcentages de ces minéraux est constatée jusqu'à devenir presque nul à la fin du Turonien.

AH5-AH21 : Coniacien inférieur il est subdivisé en trois intervalles qui sont de bas en haut :

AH5-AH13 : Le début du Coniacien inférieur est marqué par une réapparition rapide de l'illite et de l'interstratifié I-M qui atteignent respectivement les valeurs de 70 % et 30 % puis deviennent stable au milieu de cet intervalle, par contre vers la fin de ce dernier une brutale apparition d'un nouveau minéral, palygorskite qui atteint sa valeur maximale de 80 % est représentée, associée à une diminution progressive en teneur de l'interstratifié et de l'illite respectivement à 5% et 15%.

AH13-AH17 : Dans cet intervalle, on constate de manière générale une augmentation rapide en teneur d'illite de 15 à 80 %, accompagné par une diminution rapide en valeur de palygorskite de 80 à 0 %, par contre la chlorite et l'interstratifié sont marqués par une faible valeur qui moyennement ne dépasse pas 10 %.

AH17-AH21 : Le long de cet intervalle une diminution de l'illite et de l'interstratifié est remarquée, accompagnée par une augmentation rapide en palygorskite qui atteint la valeur de 70 % par contre la valeur moyenne de la chlorite, elle ne dépasse pas 5 %.

IV.2.2.Zonation des minéraux non argileux

Le long de l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien inférieur, les minéraux non argileux (quartz, calcite et plagioclase) présentent des variations notables (fig. 13).

-le quartz : les teneurs en silice varient de 0 à 5 % pour le Turonien supérieur et de 9 à 45 % pour le Coniacien inférieur. On assiste donc à une augmentation des apports détritiques durant le Coniacien inférieur.

-la calcite : les teneurs en carbonates montrent une évolution inverse. Les teneurs varient de 8 à 17 % au Turonien supérieur et de 0 à 53 % au Coniacien inférieur.

-le plagioclase : on observe des teneurs relativement faibles qui varient de 0 à 1 % pendant le Turonien supérieur et de 0 à 6 % au cours du Coniacien inférieur.

IV.3.INTERPRETATION DES MINERAUX ARGILEUX

Les analyses des assemblages minéralogiques des argiles donnent des informations sur les processus de l'altération, l'érosion et de paléoclimat (Ruffell et Batten 1990 ; Sellwood et Price 1993).

L'abondance de l'illite dans la formation étudiée traduit le caractère fortement détritique de la fraction argileuse, issue d'une forte altération physique des continents voisins et déposée dans un milieu peu profond de subtidal à infratidal haut (Ruffell et Batten 1990, *in Ruffel et al 2002*), (Pierce et Stanley, 1975 ; Gibbs, 1977 ; Johnson, 1979 ; Karlin, 1980 ; Robert, 1980 ; Chester, 1990, *in M Thiry 2000*), dans les sédiments actuels ce minéral est observé dans les zones à climat aride ou désertique Chamley (1989).

La forte teneur en palygorskite dans l'intervalle AH13-AH17 et dans la fin de l'intervalle AH17-AH21 implique soit des conditions transgressives soit une augmentation du degré de l'aridité dans les continents voisins, dans l'environnement moderne le palygorskite trouvé dans les zones désertiques et dans les argiles rouges pauvres en kaolinite (jeans 1978), leur existence révèle que le sédiment soit subi une longue période de transport, l'existence d'une variété de continents, ou aussi des lagunes périodiquement isolées soumises ainsi à l'évaporation, pas suffisamment poussée pour former des évaporites mais favorisant l'enrichissement en Mg et formation de palygorskite.

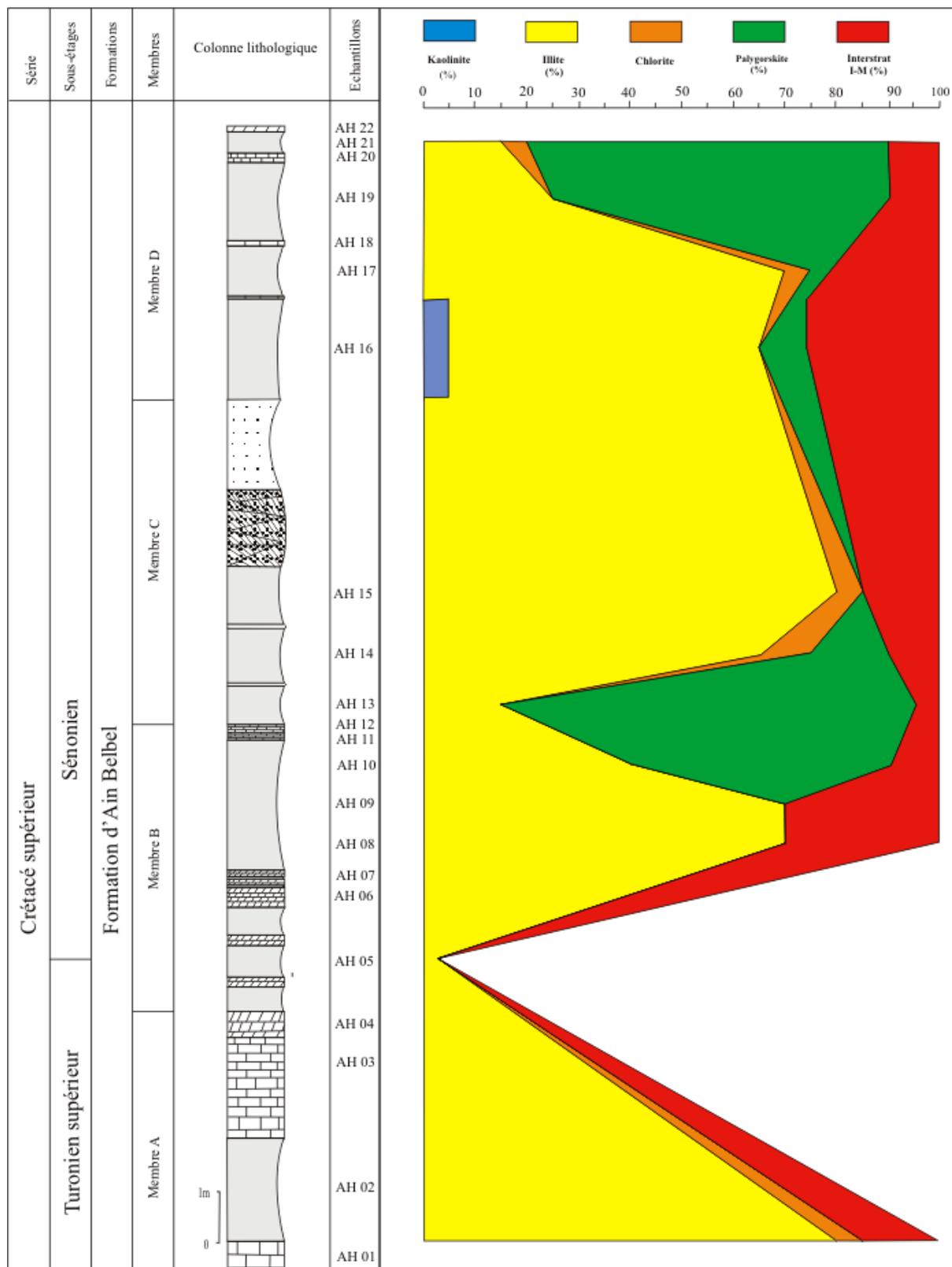


Fig. 12- Evolution verticale des minéraux argileux de la formation d'In Belbel.

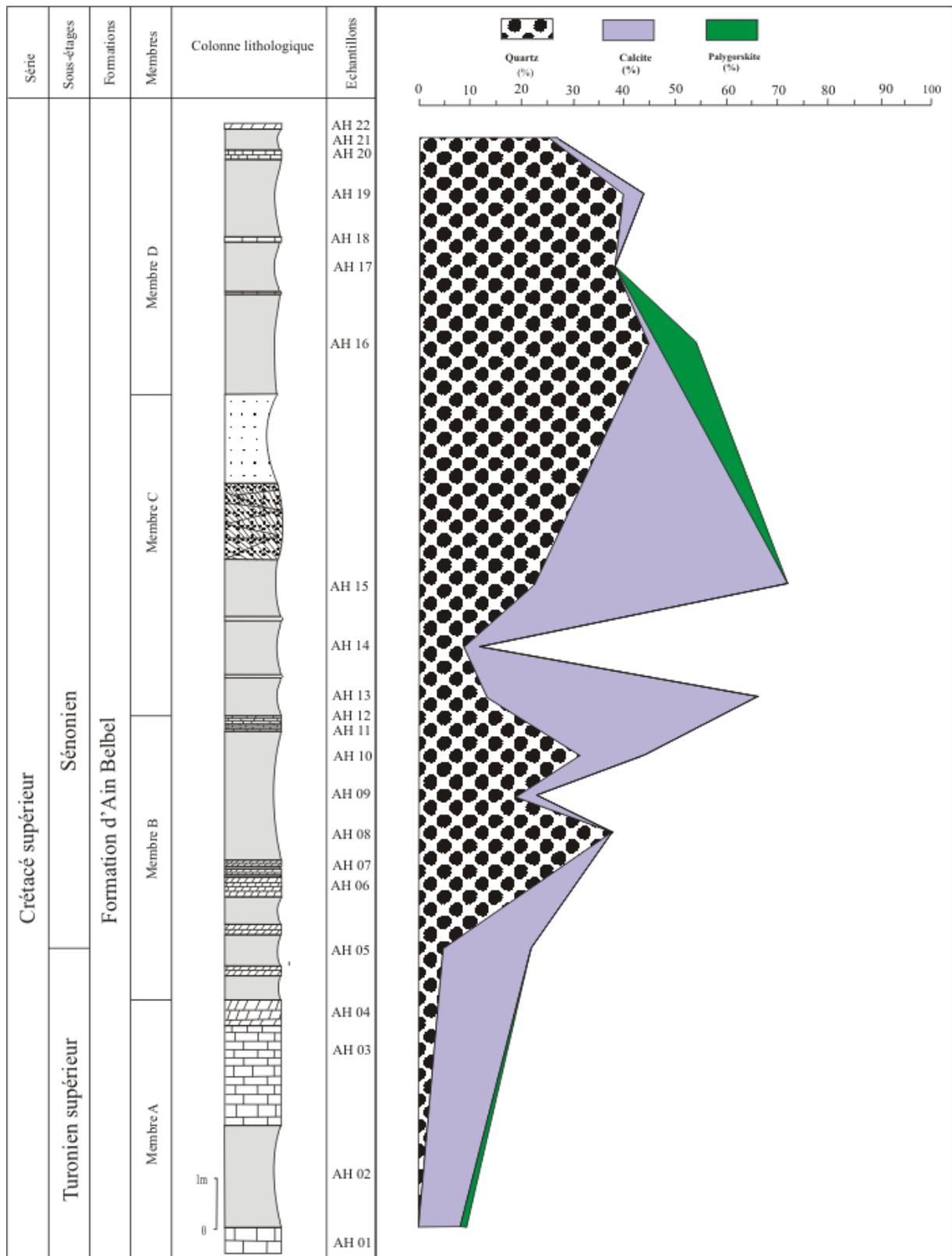


Fig.13- Evolution verticale des minéraux non argileux de la formation d'In Belbel.

IV-4. CONCLUSION

En somme, l'interprétation minéralogique des argiles de la limite Turonien-Coniacien de la coupe d'Ain El Hadjaj montre que le sédiment étudié dans cette coupe est dominé par l'illite. Ce minéral argileux est associé au quartz. L'abondance de l'illite traduit le caractère fortement détritique de la fraction argileuse issue d'une érosion active des reliefs adjacents qui pourraient correspondre au Hoggar et Tassili sous un climat tropical sec selon Fabre.

Par ailleurs, les coupures minéralogiques tracées durant l'intervalle chronologique Turonien supérieur-Coniacien inférieur enregistrent des événements géodynamiques régionaux (évolution paléogéographique de la plate-forme saharienne). Nous citons, l'augmentation des apports détritiques et la diminution de la production carbonatée, sur cette plate-forme au Coniacien inférieur. Il faut toutefois citer la présence et la stabilité de la quantité de l'interstratifié durant le Coniacien inférieur. Cette stabilité peut être liée aux conditions géochimiques du milieu.

CHAPITRE V : SYNTHÈSE DES DONNÉES

V.1. Approche paléoécologique et implication paléoenvironnementale et paléogéographique

L'ostracofaune au niveau de cette coupe se caractérise par la présence d'une espèce dominante, généralement lisse, appartenant au genre *Cytherella*, et de deux espèces caractéristiques ou accompagnatrices. En outre, les carapaces sont souvent usées, fragmentées, déformées et incrustées de petits grains.

Ces dernières peuvent coloniser un domaine moyennement confiné chaud : vasière tidale de lagon infralittoral et chenaux de marée (Blanc & Colin 1975 ; Bilotte 1980 ; Lepicard 1985) en totale conformité avec les indications sédimentologiques fournies par l'étude de la formation d'Ain Belbel qui couvre la fin du Turonien, le Coniacien, le Santonien et le début du Campanien, c'est à dire une période de bas niveaux qui a duré environ 10 Ma.

Ces données s'intègrent bien dans les schémas paléogéographiques de la région où il est dit qu'à la fin du Turonien, la pénélaine, submergée par une mince tranche d'eau, émerge et se couvre de lacs, de lagunes et de cours d'eau (Fabre, 2005).

V.2. CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

V.2.1. CONCLUSION GÉNÉRALE

Dans ce travail, nous avons essayé à travers l'étude pluridisciplinaire du passage Turonien supérieur-Coniacien inférieur de la section étudiée d'apporter des informations nouvelles sur la formation d'Ain Belbel. Ainsi, les principaux résultats obtenus seront ici brièvement résumés.

V.2.1.1. Sur le plan lithostratigraphique et biostratigraphique

La coupe d'Ain El Hadjaj a permis de définir quatre membres au sein de la formation d'Ain Belbel. Les données micropaléontologique (Ostracodes) ont permis de leur attribuer un âge Turonien supérieur-Coniacien inférieur. La limite d'étages a pu être située dans le membre inférieur de la section étudiée à l'aide de la disparition de l'espèce *Haughtonileberis cf. mdaouerensis* marqueur du Turonien.

V.2.1.2. Sur le plan sédimentologique

L'approche sédimentologique a été appuyée sur deux types d'analyses, sédimentologique des échantillons de lame minces et minéralogique des inter-bancs argileux par DRX.

L'analyse sédimentologique des échantillons de lame minces prélevés de la section étudiée, dans le secteur d'Ain El hadjadj, A montré la présence de trois faciès (argileux, gréseux, et calcaro-dolomitique), répartis en trois associations caractéristiques de milieux bien particuliers : infratidal à subtidal, entrecoupé momentanément par des dépôts intertidaux.

Ces faciès s'organisent en cinq mésoséquences d'ordre 3 ; quatre sont à tendance régressive et la dernière à tendance transgressive.

L'analyse minéralogique des inter-bancs argileux par DRX montre que le sédiment étudié est dominé par l'illite. Ce minéral argileux est associé au quartz. L'abondance de l'illite traduit le caractère fortement détritique de la fraction argileuse issue d'une érosion active des reliefs adjacents sous un climat chaud et aride.

Par ailleurs, l'évolution verticale des minéraux argileux et non argileux a permis de tracer une coupure dite minéralogique entre le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur. Une telle coupure constitue une réponse à un événement géodynamique global lié à l'évolution de la plateforme saharienne.

V.2.2. PERSPECTIVES

A l'issue des résultats obtenus, de nombreuses perspectives nous apparaissent, en particulier :

Compléter cette étude par des levés d'autres sections appartenant à des domaines paléogéographiques différents. Cela permettrait de mieux connaître l'extension verticale et horizontale de la formation d'Ain Belbel dans cette région.

Compléter l'étude micropaléontologique des ostracodes par l'étude d'autres fossiles (palynomorphes et charophytes) afin de comprendre leurs comportements face aux conditions paléoécologiques et paléoenvironnementales au cours du Turonien supérieur-Coniacien inférieur.

Réaliser une étude géochimique pour l'intervalle Turonien supérieur-Coniacien inférieur et tout particulièrement la géochimie isotopique du carbone ($\delta^{13}C$) pour ensuite pouvoir faire des corrélations à l'échelle de tous les bassins de la plateforme saharienne.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AKKOUCHE.M. (2007)- Application de la datation par traces de fission à l'analyse de thermicité de bassins à potentialités pétrolières. Exemple de la cuvette de Sbaâ et du bassin de l'Ahnet-Nord (plate forme Saharien Occidentale, Algérie).*Th. Doc. Univ. Bordeaux I*, P. 282. 15 tab. 78 fig.

ALIEV M., AIT LAOUSSINE N., ALESKINE G., BAROULINE G., LAKOVLEN B., KORJ M., KOUVYKINE J., MAKAROV V., MAZANOV V., MEDVEDEV E., MKRTCHIANE O., MOUTAFINOV R., ORIEV L., OROUJEVA D., OULMI M. et SAID A. (1971)- Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. *Altamirarotopress, S. A.*, p. 275, 68 fig.

AMEDRO F & ROBASYNSKI F. (2000)- Les craies à silex du Turonien supérieur au Santonien du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. *Géol. France*, n° 4, 2000, pp. 39-56, 9 fig.

AMEDRO F., COLLECTE C., PIETRESSON De Saint-Aubin J., ROBASYNSKI F. (1982)- Le Turonien supérieur à Romaniceras (Romaniceras) deverianum de l'Aube (France). *Bull. Inf. Geol. Bass. Paris*, 19, 2, 29-37.

BEN BOUZIANE. A. (1990)- Etude de la dolomitisation du Dévonien de la Meseta marocaine occidentale : régions d'Oulad Abou et de Mechra Ben Abou. *Bull. Inst. Rabat*. 1990. n° 14, pp. 19-24.

BENGTSON P.C. (1996)- The Turonian stage and substage boundaries. *Bull. Inst. Royal. Sci. Nat. Belgique;Sci. Terre*, 66, supp., 69-79.

BEUF S., BIJU-DUVAL B., DECHARPAL O., ROGNON D., GARIEL O., BENNACEF A., (1971)- les grès de Paléozoïque inférieur au Sahara (sédimentation et discontinuité évolution structurale d'un Craton), *Publ.: C.F.P. Coll. « sciences et technique du pétrole »* N° : 18 P. 1-464, 357 fig., 30 Pl., 1 carte h. t.

BIRKELUND T., HANCOCK J.M., HART M.B., RAWSON P.F., REMANE J., ROBASYNSKI F., SCHMID F., SURLYK F. (1984)- Cretaceous stage boundaries – Proposals. *Geol. Soc. Denmark Bull.*, 33, 3-20.

BIJU-DUVAL B. (1999) - Géologie sédimentaire. Bassin, environnements de dépôt, formation du pétrole. Ed. Technip. Paris, *Inst. FR. Pétr.*, France., 735p.

BOUTERFA. B. (1999)- Enregistrement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques calloviens, oxfordiens et kimméridgiens dans les monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale). *Mém. Magist, Univ.Oran*.188p, 74.fig, 4.pl.

CHAMLEY H. (1988)- Les milieux de sédimentation *.B.R.G.M* (éd), Paris, p.1-173, 1fig.

CHESTER R. (1990)- The atmospheric transport of clay minerals to the world ocean. In: Farmer, V.C., Tardy, Y. (Eds). , *Proceedings of the 9th Int. Clay Conf.*, Strasbourg, 1989, Sci. Geol., Mem. 88, pp. 23–32.

CONRAD J., LEMOSQUET Y. (1984)- Du craton vers sa marge: évolution sédimentaire et structurale du bassin Ahnet- Timimoun-Bechar (Sahara Algérien) au cours du Carbonifère. Données paléoclimatiques. *Bull. Soc. Geol. France*, Série 7, 26 (6). 987-994.

DRID M. (1989)- Sur quelques aspects de la diagenèse organique et minérale dans le bassin de Timimoun et le sillon de Sbaâ (Sahara Central Algérien). *Thèse Doc. D'Etat*, Bordeaux III, France, 239p.

FABRE J. (1976)- Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. *Soc.nat. Ed. Diff. Alger*.422 p.

FABRE J. (1988)- Les séries Paléozoïques d'Afrique: une approche. *J. African Earth Sci.*, 7 (1), p. 1-40.

FABRE J. (2005) - Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'Afrique centrale-Belgique. *Géosci.*, p. 1-572.

FLAMAND G.B.M. (1911) - Recherches géologiques et géographiques sur le Haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Tunisie du Sud). *Thèse Sci.* Lyon.A.Rey, 1001p. 152 fig.et phot. 15 cartes, 7 cartes h.t. coul.

FOLLOT J. (1952)- Ahnet et Mouydir. 19^{ème} Congr. Intern. Géol., Alger. Monographie Régionale, Série 1, Alger, pp. 1-80, 36 fig.

GALE A.S., WOODROOF P.B. (1981)- A Coniacian ammonite from the « Top Rock » in the Chalk of Kent. *Geol. Mag.*, 118, 557-560.

GALE A.S. (1996)- Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England. In: Hesselbo S.P., Parkinson D.N. (edit), 1996, Sequence Stratigraphy in British geology. *Geol. Soc. Spec. publ.*, 103, 177-195.

GIBBS R.J. (1977)- Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sediment. Petrol.* 47, 237–243.

HADDOUM H. (1997)- le Sahara central dans les régions de l'Ahnet et Bled El Mass : une zone mobile hercynienne. Résumé 3^o séminaire de géologie pétrolière, Algérie pp. 82-83.

HADDOUM H., GUIRAUD R ; et MOUSSINE-POUCHKINE A. (2001)- Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Paleozoic orogeny. *Terra Nova*, 13, 220-226.

HARMS J.C., SOUTHARD J.B., WALKER R.G. (1982)- Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists*, Short Course, n°9,251p.

JEANS C. (1978)- The origine of Triassic clays assemblage of Europe with special reference to the Keuper marl and Rheatic of parts of England. *Philosophical transaction of the Royal Society* A289: 51-101.

JOHNSON L.R. (1979)- Mineralogical dispersal patterns of North Atlantic deepsea sediments with particular reference to eolian dusts. *Mar. Geol.* 29, 335–345.

KARLIN R. (1980)- Sediment sources and clay mineral distributions off the Oregon coast. *J. Sediment. Petrol.* 50, 543–560.

KAUFFMAN E.G., KENNEDY W.J., WOOD C.J. (1996)- The Coniacian stage and substage boundaries. *Bull. Inst. Royal Sci. Nat. Belgique, Sci. Terre*, 66supp., 81-94.

KILLIAN C. (1925)- Essai de synthèse de la géologie du Sahara Sud Constantinois et du Sahara central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. CLXXVI, p. 1-1722.

LEGRAND P. (1962)- Nouvelles connaissances acquises sur les limites des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara septentrional. *Sym.Silur.Dévon.greuz*, Bonn, 1960, p.151-159.

LEGRAND P. (1967)- Nouvelles connaissances acquises sur les limites des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara Algérien. *Mém. B.R.G.M.*, 33, p.119-137.

LEGRAND P. (1985)- Réflexions sur la transgression Silurien au Sahara algérien. *110e Congr. Nat.des sociétés savantes*, Montpellier, 1985, fasc.VI.géologie africain- colloque série. Paris C. T. H.S, p. 1-170.

MEYENDORFF A. (1928)- Note sur le Gourara. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, p. 150-155.

MONOD T. (1932)- L'Adrar Ahnet. Contribution à l'étude physique d'un district saharien (en collaboration avec Jaques Bourcart). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 4–5, 1–136. In WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C., LUBESSEDER S. (2006)

MOUSSINE-POUCHKINE A. (1970)- Dévonien du Touat in Carte géologie d'Adrar 1/500.000. Publi 1970. Inst Géog Alge.

PETTER G. (1959)- Goniatites dévoniennes du Sahara. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Sér., Paléont.*, mémoire n°2. Alger.

PIERCE J.W., STANLEY D.J. (1975)- Suspended sediments concentration and mineralogy in the central and western Mediterranean and mineralogical comparison with bottom sediments. *Mar. Geol.* 19, M15–M25.

READING J. (1996)- Sedimentary environments : Process, Facies and Stratigraphy. Blackwell Sciences ed., p. 1-655.

REINECK H.E., WUNDERLISH F. (1968)- Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, n°11, p. 99-104.

ROBASZYNSKI F.C. (1983)- Conclusions au colloque sur le Turonien - Echelles biostratigraphiques intégrées. *Mém. Mus. nat.Hist. nat.*, Paris, C, 49, 209-230.

ROBERT C. (1980)- Climats et courants cénozoïques dans l'Atlantique Sud d'après l'étude des minéraux argileux (Legs 3, 39 et 40 . DSDP). *Oceanol. Acta* 3, 369–376.

RUFFUL AH, BATTEN DJ. (1990)- The Barremian-Aptien arid phase in Western-Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80 : 197-212.

VANDERAVEROET P., AMEDRO F., COLLECTE C., DECONINCK J.F., RECOURT P., ROBASZYNSKI F. (2000)- Caractérisation et extension de niveaux-repères de bentonites dans le Turonien supérieur du Bassin de Paris (Boulonnais, Aube). *Geodiversitas*, 22(3), 457-469.

WALASZYK I., WOOD C.J. (1998)- Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on the Salzgitter –Salder Quarry, Lower Saxony, Germany, and the Slupia Nadbrezna section, Central Poland. *Acta Geol. Polonica*, 48, 4, 395-434.

WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C., LUBESSEDER S. (2006)- Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: the Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geol. Mag.* 143, 269–299. *Un. Press.*

ZAZOUN R. S. (2001)- La tectogénèse hercynienne dans la partie occidentale du bassin de l'Ahnet et la région de Bled El'Mass, Sahara Algérien: un continuum de déformation, *J. African Earth Sci.*, Vol. 32, No. 4. pp. 669-697.

LISTE DES FIGURES

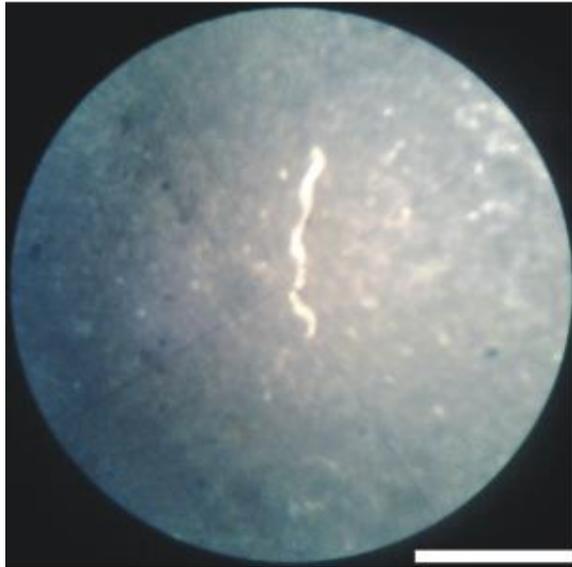
Fig. 01-	Situation géographique du bassin de l'Ahnet (Carte SONATRACH, Division Exploration, <i>in</i> Akkouche, 2007, modifié)	09
Fig. 02	Image satellitaire présentant le secteur d'étude.	09
Fig. 03-	Carte géologique schématique de Hoggar centrale (Beuf et <i>al.</i> , 1971).	10
Fig. 04-	Carte géologique simplifié de Dévonien de l'Ahnet et Mouydir (extrait de la carte de Moussine-Pouchkine, 1970 <i>in</i> Wendt et <i>al.</i> , 2006, modifié).	14
Fig. 05-	Colonne lithostratigraphique synthétique du bassin de l'Ahnet.	15
Fig. 06-	Carte structurale du bassin de l'Ahnet (Zazoun, 2001. modifié).	16
Fig. 07-	Extrait de la Carte géographique de Tidikelt (<i>in</i> Ruffié, 1963 modifié).	23
Fig. 08-	Carte géologique de la région d'Ain Saleh /Ain El Hadjadj (Extrait de la carte géologique d'Ain Saleh 1/500.000).	24
Fig. 09-	Colonne lithologique de la coupe d'Ain El Hadjadj.	27
Fig. 10-	Association des faciès et milieu de dépôt de la formation d'Ain Belbel.	34
Fig. 11-	Interprétation séquentielle de la formation d'In Belbel.	38
Fig. 12-	Evolution verticale des minéraux argileux de la formation d'In Belbel	42
Fig. 13-	Evolution verticale des minéraux non argileux de la formation d'In Belbel	43

LISTE DES TABLEAUX

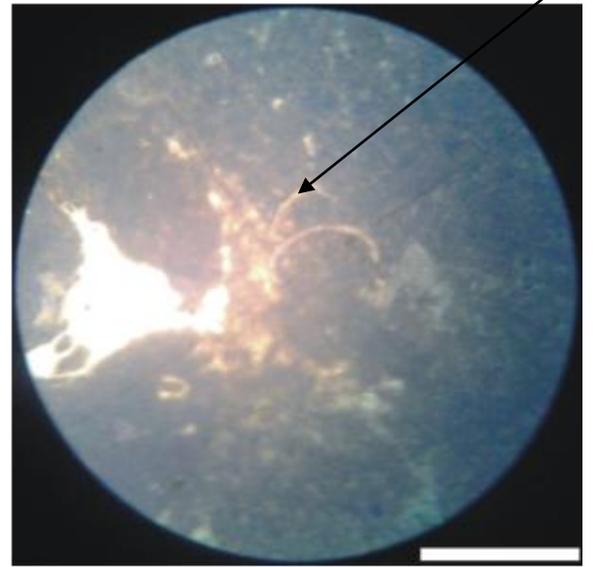
Tabl. 01-	Analyse des stratofaciès	29
Tabl. 02-	Résumé des principaux faciès de la formation d'In Belbel et leurs hydrodynamismes	32
Tabl. 03-	Tableau récapitulatif des associations des faciès et milieux de dépôt de la formation d'In Belbel	33
Tabl. 04-	Résultats minéralogique et estimation semi quantitative des échantillons de la section d'Ain El hadjadj	40

PLANCHES

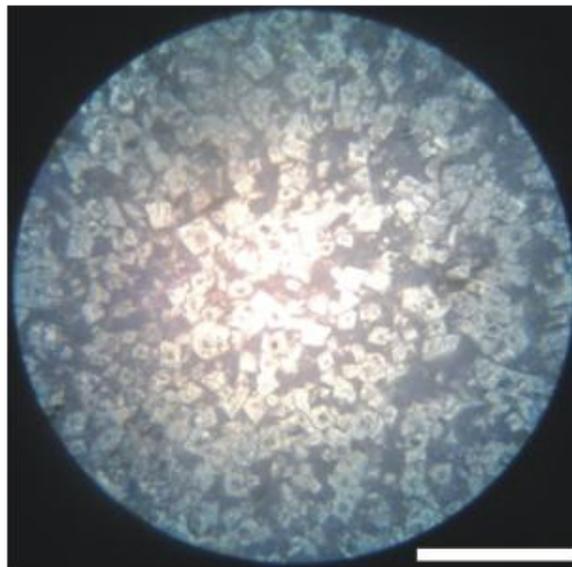
Planche I



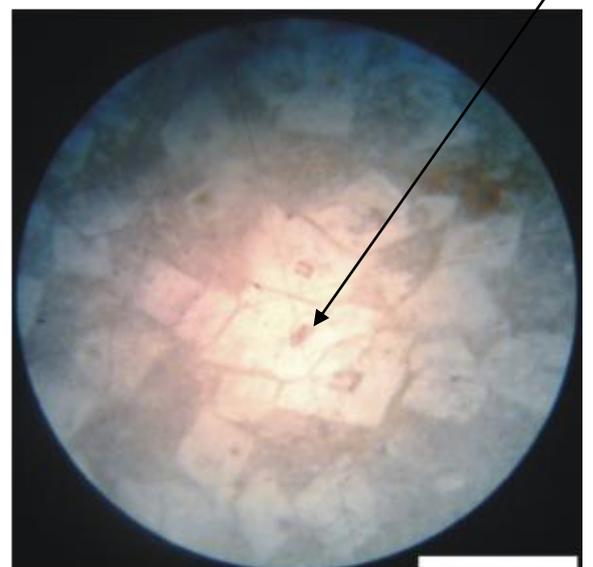
AH 01 x2.5



AH 01 x10



AH 04 x2.5

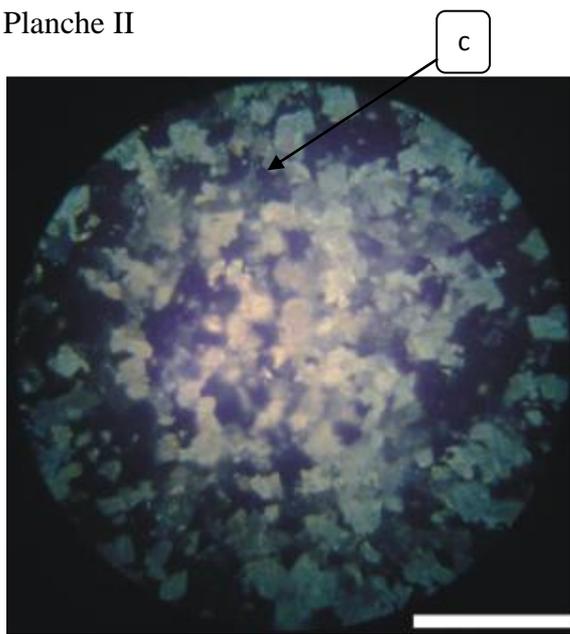


AH 04 x10

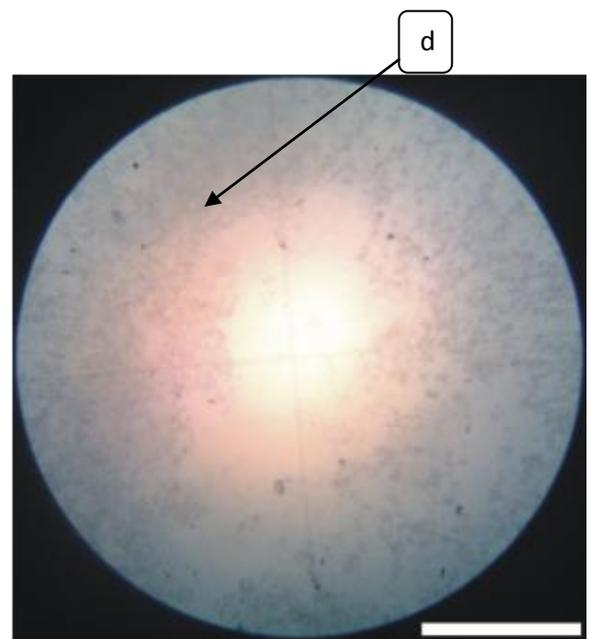
AH 01: photo de lame mince d'une biomicrite à Ostracodes (a).

AH 04 : photo de lame mince d'un calcaire dolomitique qui montre une dolomitisation secondaire à cristaux de dolomite automorphe renfermant des inclusions de matière organique (b) (épidotétique).

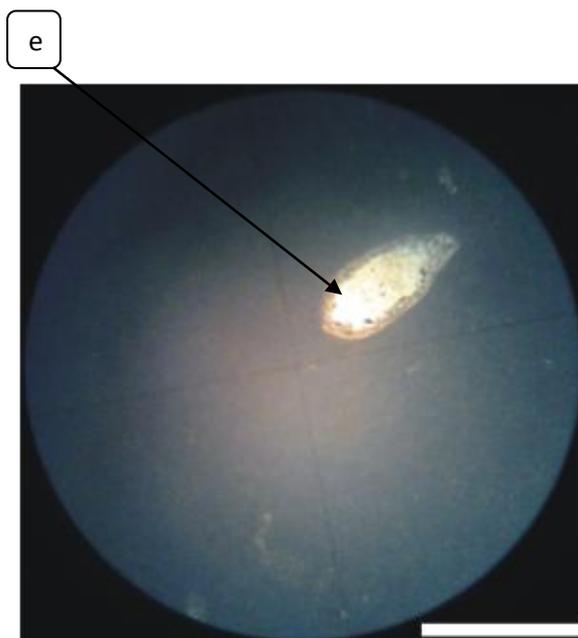
Planche II



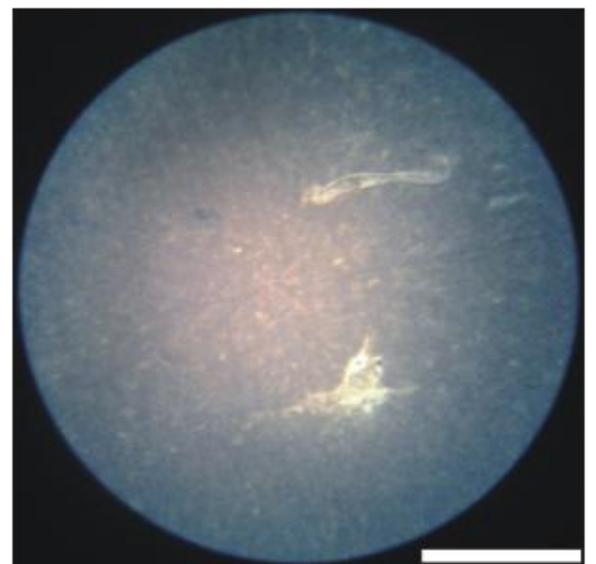
AH 06 x2.5



AH 06 x10



AH 11 x2.5

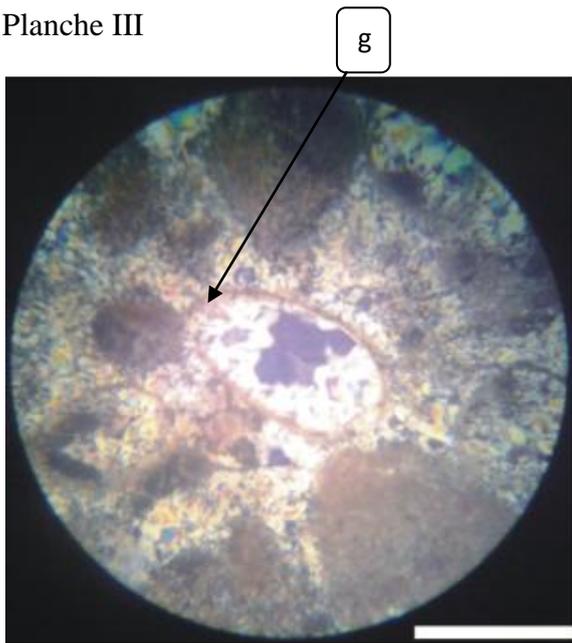


AH 11 x10

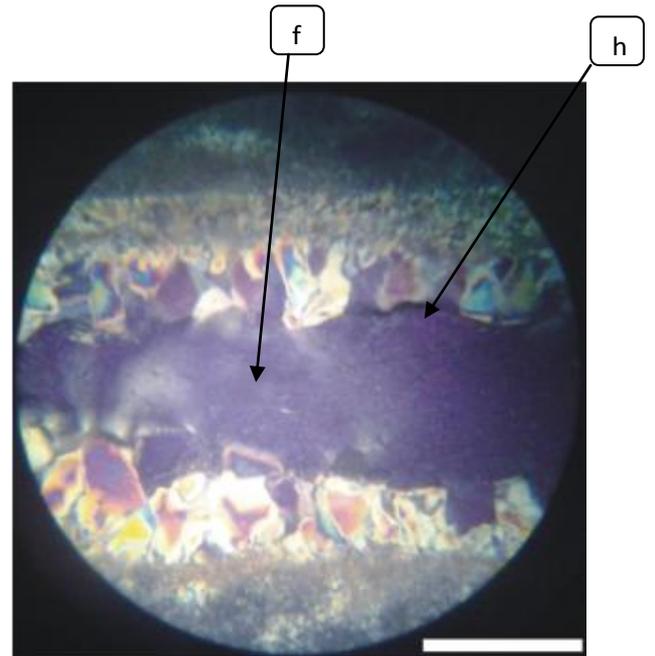
AH 06 : photo de lame mince d'une dolomie montrant une dolomitisation secondaire à cristaux de dolomite xénomorphe (c) et quelques bioturbations (d).

AH 11 : photo de lame mince d'un calcaire bioclastique à ostracode rempli par des cristaux de calcite à structure en mosaïque (e).

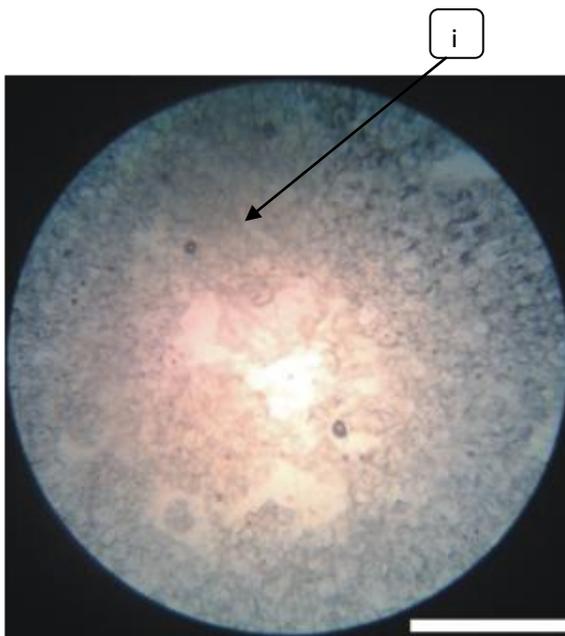
Planche III



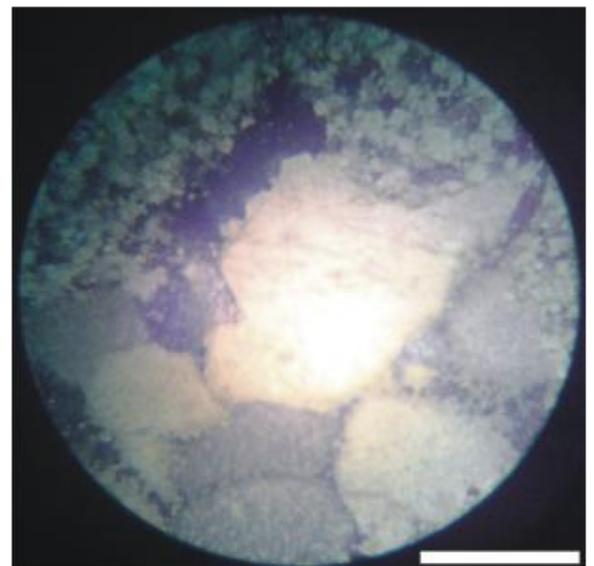
AH 20 x10



AH 20 x10



AH 22 x2.5



AH 22 x10

AH 20 : photo de lame mince d'une biosparite à ciment équigranulaire drustique, à filaments recristallisés, silicifiés (f) (silicification centrifuge), sphérolites , fragments d'ostracodes (g), bioturbation et microfissures (h) (porosité secondaire).

AH 22 : photo de lame mince d'une dolomie à cristaux automorphes avec des microfissures (i) (porosité secondaire).