

C- CONCLUSIONS

Les phénomènes de glissements sont très répandus dans la nature que ce soit au milieu terrestre ou marin. Leurs modes de mise en cause sont multiples : la pesanteur, la gravité, la pente, l'érosion ...etc. Leur impact est très étonnant en vue de la vitesse et la puissance de leur dynamique.

De multiples hiatus et d'ambiguïtés de ces termes énoncés dans le tableau (Fig. 6).

Auteur	Définition	Origine / mécanisme
P. Lamare (1946) (in. Wikipédia)	Blocs calcaires (anté-Crétacé) individualisés par tectonique, suivis de glissements et de resédimentations dans un bassin marin (Crétacé).	- Tectonique (fracturation) - Glissement - Resédimentation.
G. Florès (1955)	Accumulations sédimentaires chaotiques intercalées dans une sédimentation banale. Olistostromes = matrice (pélitique) + olistolithes (blocs circonscrits).	- Glissement - Pas de stratifications hormis celle de blocs inclus.
A. Jacobacci (1965)	Accumulation de matériel provenant d'un franc ou une coulée boueuse".	-Sédimentaire (la tectonique est exclue)
P. Broquet et al (1966)	Les olistostromes chaotiques ne sont pas d'origine sédimentaire.	-Tectonique
P. Broquet (1973)	Les klippes sédimentaires stratifiés sont des fragments issus de la disjonction ou dilacération d'une nappe au cours de transport.	- Origine tectonique (non sédimentaire)
M. Durand Delga (1969) C. Kerkhove (1969) M. Mattaeur (1973-1981) J. Debelmas (1974) J. Aubouin (1975)	Débris resédimentés à l'avant des nappes en marche, avant d'être ensevelis sous leur masse. (les olistostromes sont associés toujours aux nappes de glissement (charriage).	-Tectonique
J. P Bouillin et al. (1973)	Olistostrome est une formation constituée par une masse tendre, litée ou chaotique, dans laquelle sont dispersés des menus de débris accompagnant des blocs ou des panneaux (olistolithes) de taille variable	
J. P Bouillin (1977)	Les blocs resédimentés sont qualifiés comme allogènes (exogènes) du bassin récepteur.	
J.P. Gélard (1979)	Klippe sédimentaire : formation issue du glissement par gravité de blocs ou masses exogènes dans un bassin récepteur.	- Glissement liés à la mise en place des nappes de charriage. - Resédimentation.
K.K.E Neuendorf (2005)	allolistostromes (contenant des blocs exotiques) ; Endolistostromes (ou olistolithes) sans blocs exotiques.	

Fig. 6- Tableau explicatif des différentes terminologies d'olistolithes, klippes et olistostromes et leurs mécanismes.

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

I- DELIMITATION ET CARACTERISTIQUES DES AFFLEUREMENTS

Le secteur d'étude se trouve dans le massif culminant de l'Ouarsenis. Les affleurements en nappes, baptisé dorénavant "*Zone des nappes empilées*". Elles correspondent à des collines nichées au pied du piton de Rokbat Aatba qui constitue sa limite septentrionale. Cette zone est bordée par la RN19 au Nord et au Nord-Ouest, le village minier de Boucaid à l'Est. La partie occidentale est limitée par l'Oued Khechab jusqu'à Douar Sidi Bouziène (Fig. 7 et 8).

Dans les différentes nappes en question, sept coupes ont été levées brièvement. Leurs âges y sont compris entre le Jurassique jusqu'au Miocène inférieur. Pour éclairer l'exposé on les décrit stratigraphiquement, précédée par un bref historique.



Fig. 7- Le secteur d'étude Extrait de la carte topographique de Bordj Bounaâma (Echelle : 1/50 000).

II- INVENTAIRE ET DESCRIPTION DES COUPES LEVEES

Une analyse stratigraphique et sédimentologique détaillée des nappes de cette zone a été entreprise. Sept coupes sédimentaires (Fig. 8) peuvent être distinguées :

- le Jurassique de Rokba Aatba ;
- le Crétacé inférieur de l'Aïn Hadjela ;
- la barre albienne ;
- l'Albo-cénomanién au nord du Boucaïd ;
- l'Eocène inférieur et moyen de Koudiet el Bahri ;
- l'Eocène marneux de Bab Ain Hadjela ;
- le Miocène inférieur de Koudiet el Hriga ;
- le Miocène à gryphées de Rosfet Helaïg ;

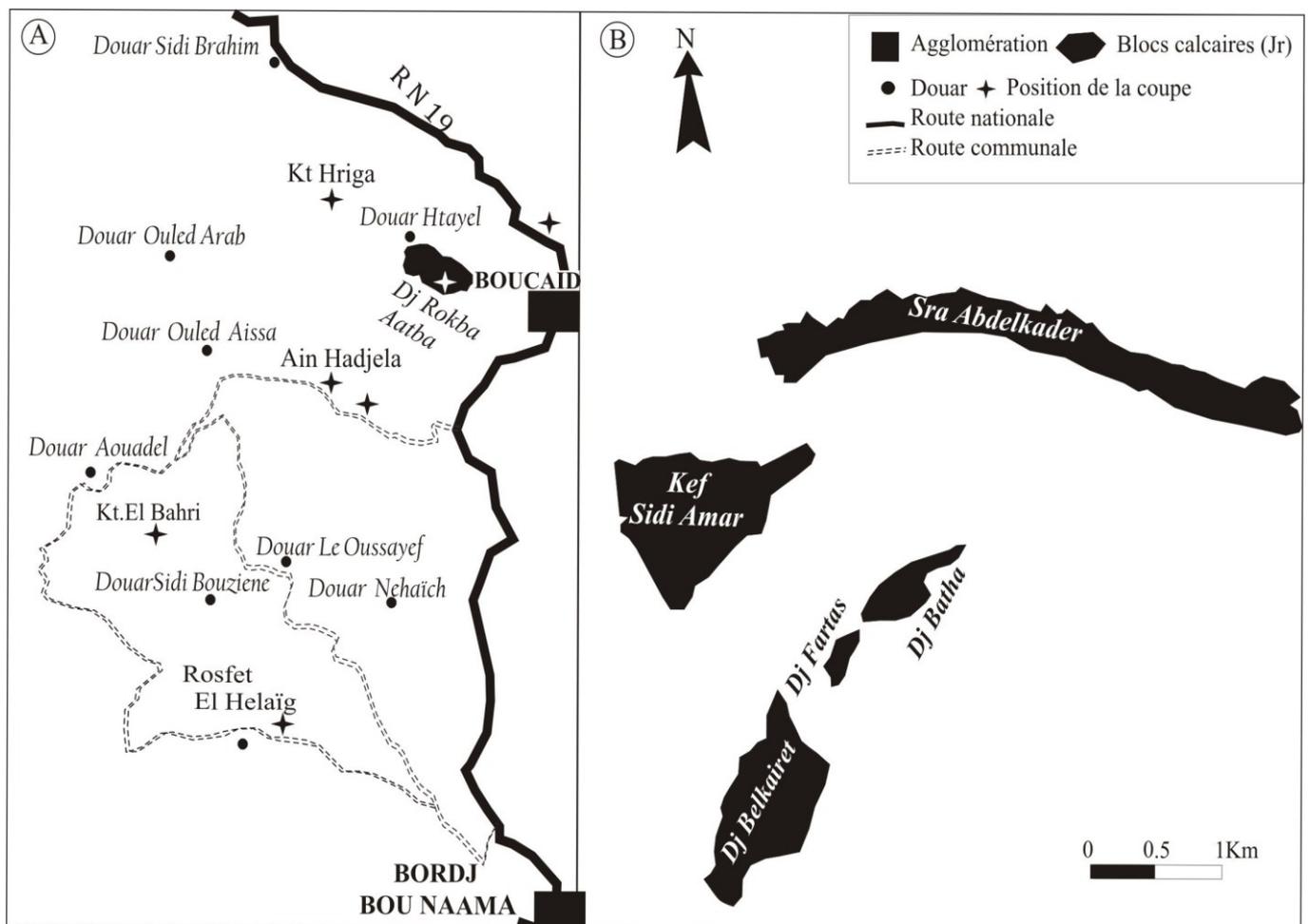


Fig. 7- Localisation des coupes levées (★) dans la "Zone des nappes" (A) autour du Grand Pic de l'Ouarsenis (B).

<i>Faciès</i>			
	<i>Dolomie</i>		<i>Nodules pyriteux</i>
	<i>Calcaire</i>		<i>Tiges de crinoïdes</i>
	<i>Calcaire oolithique</i>		<i>Foraminifères planctoniques</i>
	<i>Calcaire à entroque</i>		<i>Foraminifères benthiques</i>
	<i>Calcaire à filaments</i>		<i>Boules de boudinages</i>
	<i>Grès</i>		<i>Gastéropode</i>
	<i>Grès calcaire</i>		<i>Brachiopode</i>
	<i>Calcaire gréseux</i>		<i>Ammonite</i>
	<i>Schistes</i>		<i>Ammonite pyriteuse</i>
	<i>Conglomérats</i>		<i>Belemnite</i>
	<i>Silex stratiforme</i>		<i>Bivalve</i>
	<i>Silex noduleux</i>		<i>Gryphea</i>
	<i>m-cal schisteux</i>		<i>Pecten</i>
	<i>Marnes</i>		
<i>Figures sédimentaires</i>			
	<i>Karstification</i>		<i>Convolute lamination</i>
	<i>Laminations horizontales</i>		<i>Loads casts</i>
	<i>Olistolithes</i>		<i>Débris flow</i>
			<i>Boules calcaires</i>
			<i>Slumps carpet structure</i>

Symboles et légendes utilisés dans les coupes lithologiques.

A- LE JURASSIQUE DE ROKBAT AATBA (FIG. 11).**1- Bref historique.**

Les grands traits de la géologie de l'Ouarsenis est faite par de nombreux auteurs : Nicaise, 1869 ; Ficher, 1898 ; M. Bertrand, 1891 ; Repelin, 1895 ; Dalloni, 1936). Jusqu'aux années 50, l'étude structurale et stratigraphique était très superficielle (Calembert, 1937-1952). Elle est suivie par les travaux de M. Mattauer (1958) publia sa majestueuse monographie régionale intitulée "*Etude géologique de l'Ouarsenis oriental*" incluant les massifs des Chélif, Koudiet Larouah. Les investigations de P. Tchoumatchenco (1984-1995) et M. Benhamou (1996) sont axées respectivement sur la biostratigraphie fine et le rôle de la tectonique synsédimentaire sur la répartition de la faune.

2- Situation de la coupe levée (x = 401,60 et y = 288.50 ; x' = 401,80 et y' = 288.35).

Le secteur d'étude se place sur la bordure nord-occidentale au pied de la Rokba Aatba, auquel a fait l'objet récemment d'une analyse lithostratigraphique et sédimentologique précise (Benhamou, 1996 ; Moumou, 1997). Je ne mentionnerai donc que quelques observations ponctuelles faites sur la coupe de Rokba Aatba, en rappelant les principaux résultats stratigraphiques obtenus pour l'ensemble du Grand Pic.

D'une altitude de 1247 m et près de 800m de long et 300m de largeur, ce piton calcaire se situe au pied du Grand Pic, faisant percer le "Flysch albo-Aptien" d'une façon spectaculaire. Ce bloc jurassique est bordé par le village minier de Boucaid dans sa partie orientale et méridionale, les collines de Frès Bou Aaza et Douar El Htayel dans sa partie septentrionale et Oued Kebouche à l'Ouest (Fig. 9 et Fig.10).



Fig. 9- Le piton de Rokba Aatba (extrait de photo *Google-Earth*).

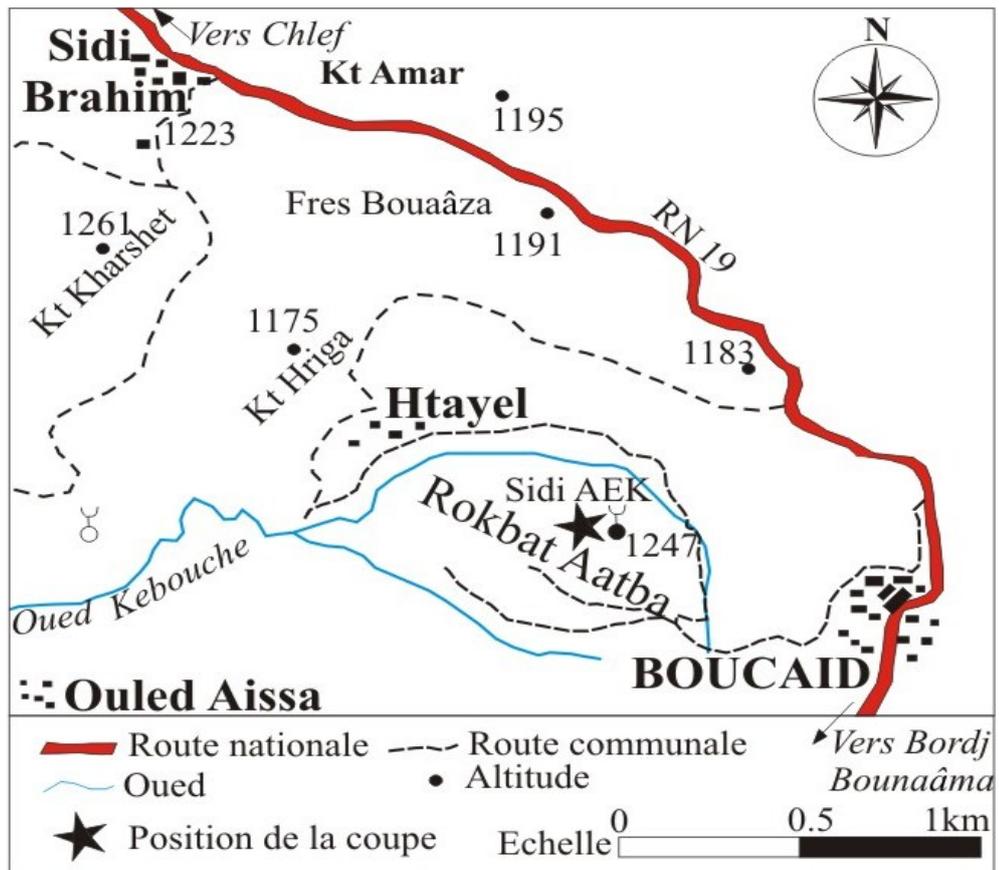


Fig. 10- Situation de la Rokba Aatba et position de la coupe.

3- Succession lithostratigraphique (Fig.11) :

La série stratigraphique du Jurassique est entièrement carbonatée. Elle comporte de bas en haut (la série étant renversée) :

- La " *Formation carbonatée de Kef Sidi Amar* " (A). Elle est constituée successivement trois membres : à la base les dolomies inférieures, les tidalites calcaréo-dolomitiques (partie médiane) et les calcaires compacts oolithiques.

- La " *Formation des calcaires de Djorf Touka* " (B). Elle ne se présente que par des fissures remplies par de la micrite noire. Tous les membres sont absents.

- La " *Formation des marno-calcaires de Trig Sidi Amar* " (C). Il n'y a que le " Niveau à oncolithes de l'Ouarsenis " qui est présent. Les autres membres sont absents.

- La " *Formation détritique de Senan* ". Elle n'affleure pas dans cette coupe.

- La " *Formation des calcaires de Rokba Aatba* " (D). Elle comporte les trois membres définis dans la coupe synthétique du Grand Pic (Benhamou, 1996) qui sont les suivants : les calcaires à silex, les marno-calcaires à *Zoophycos* et les calcaires à filaments.

Les "Calcaires à filaments" sont surmontés par le faciès rouge noduleux de l'ammonitico-rosso (Oxfordien inférieur) (E). Le Crétacé dans cette coupe est également absent.

Rappelons-nous que cette coupe comporte de nombreux hiatus et de lacunes entre la coupe-type (Grand Pic) et le bloc satellitaire ou bordier (Piton de Rokba Aatba) (Fig. 11). Cette disposition est due à une tectonique synsédimentaire différentielle et intense en bloc basculés (Benhamou, 1996).

Cette coupe a été complétée par le levé de la coupe de l'Aïn Hadjela (Chérif, 2009; Halimi, 2012).

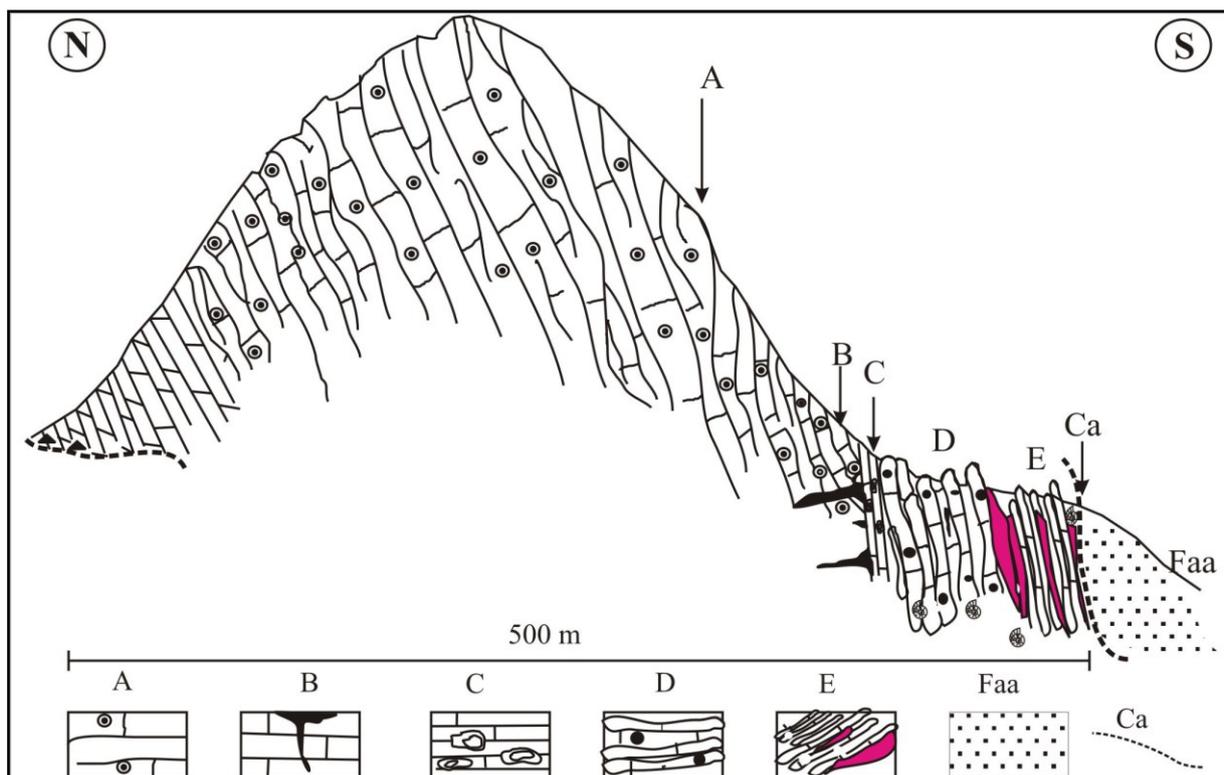


Fig. 11- Succession lithostratigraphique de la coupe de la Rokba Aatba. A- Formation du Kef Sidi Amar ; B- Fissure karstique remplie par les calcaires noires de la Formation de Djof Touka ; C- Niveau à oncolithes stromatolithiques de la Formation de Trig Sidi Amar ; D- Formation des calcaires de Rokba Aatba ; E- Formation Ammonitico-rosso ; Faa : Flish albo-aptien ; Ca : contact anormal.

4- Phénomènes sédimentaires et milieux correspondants

L'évolution verticale de la série du Jurassique inférieur et moyen du Rokba Aatba témoigne une sédimentation de plate-forme carbonatée peu profond à profond (plate-forme interne vers une plate-forme externe) contrôlée par la tectonique synsédimentaire (Benhamou, 1996).

Les indices de ce phénomène est multiple à Rokba Aatba (Benhamou et Elmi, 1992 ; Benhamou *et al.* 2010) : présence des lacunes stratigraphiques, variation latérale de faciès et d'épaisseur, présence des formations condensées, existence discordance angulaire locale (entre les dépôts liasiques et les dépôts bajociennes), existence des failles synsédimentaire. Leur jeu influence sur le Crétacé inférieur (Chérif, 2009).

En revanche la transgression bajocienne généralisée sur tout le massif culminant de l'Ouarsenis génère des modifications paléotopographiques de la plate-forme carbonatée par la sédimentation des dépôts de plate-forme externe (Rokba Aatba) évoluant en pente de bordure de la plate-forme (Formation ammonitico-rosso).

5- Conclusions

Par comparaison avec la série synthétique du Grand Pic, le bloc de Rokba Aatba devrait être en apex (Kirèche, 1993) ou en position marginale ou bordière (Benhamou, 1996) par rapport à l'ombilic de Grand Pic (étant donné que la succession jurassique de ce piton est très réduite (séquence charnière). La sédimentation montre une évolution de dépôts de plate- forme interne à une plate-forme externe et s'achève par des dépôts de pente (ammonitico-rosso). Elle est soumise à une activité tectonique synsédimentaire très active (Fig. 12).

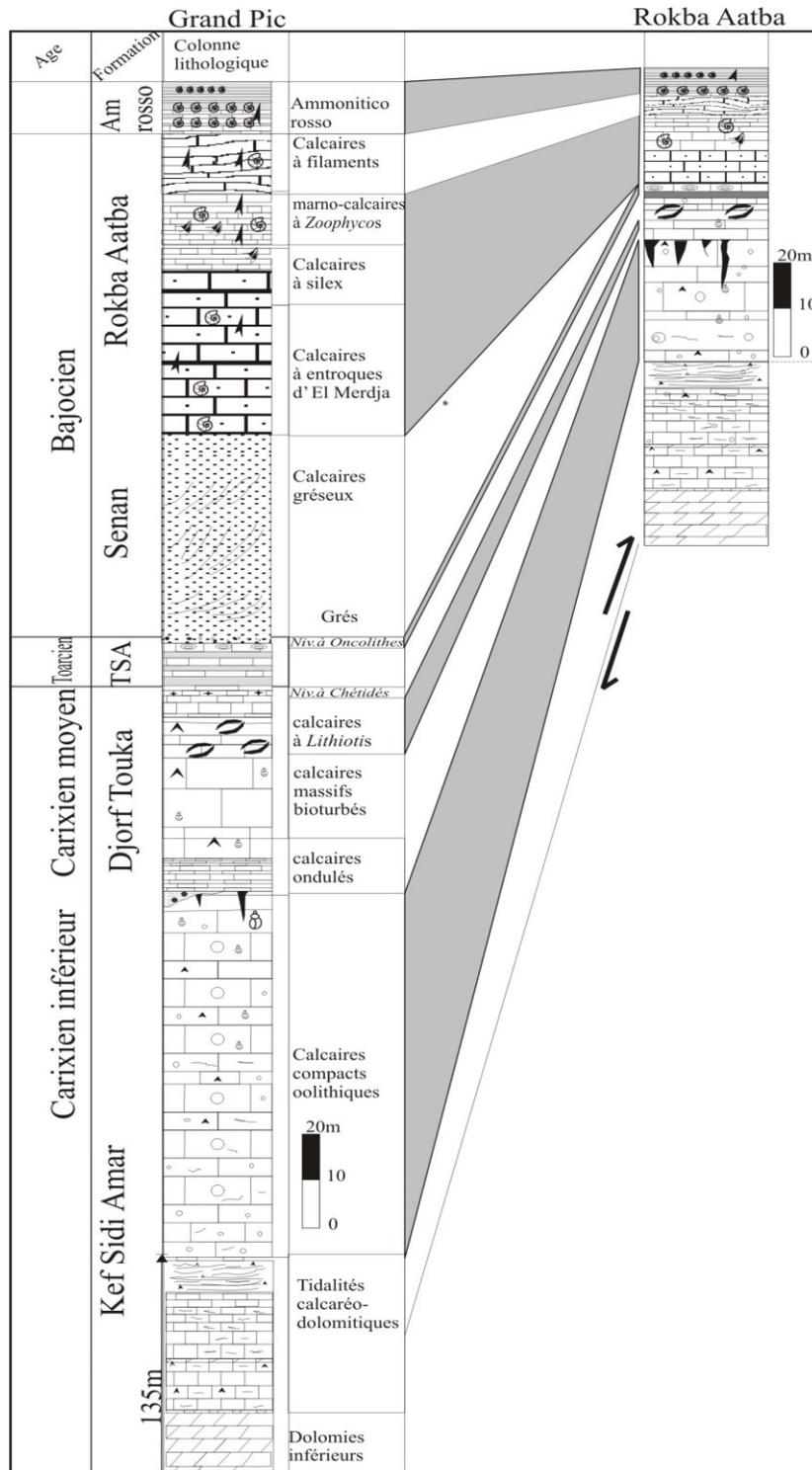


Fig. 12- Corrélation entre la série Jurassique du Grand Pic et Rokba Aatba.

B- LE CRETACE INFERIEUR DE LA KLIPPE SEDIMENTAIRE DE L'AÏN HADJELA.**1- Bref historique.**

Les marno-calcaires du Crétacé inférieur font l'objet de plusieurs travaux géologiques depuis la conquête française dans l'Ouarsenis (moitié du 19^{ème} siècle) à nos jours. Les premiers travaux ont été faits à but franchement minier, de reconnaissance et de descriptions générales (Nicaise, 1860 ; Pomel, 1880 ; Ficheur (1889-1900-1901) ; Pomel et Pouyane (1889) ; Repelin (1895a, 1895 et 1896) ; Dalloni (1914-1922). Ensuite, les géologues tendent à combiner la stratigraphie avec l'effet de la tectonique dans l'Ouarsenis (Glangeaud, 1926-1932 ; Calembert, 1936-1952 ; Gourinard, 1949 ; Dalloni, 1952c). Entre les années de 1952 et 1960, l'Ouarsenis a fait l'objet de nombreuses publications (Sigal, 1952 ; Magné, Polvêche et Sigal, 1955 ; Mattauer, 1958 ; Polvêche, 1956-1960) ont conclu la "*Notion des nappes*" dans l'Ouarsenis.

Des études paléontologiques et biostratigraphiques basées surtout sur les ammonites et les Calpionelles sur la limite entre le Tithonique et le Berriasien du Grand Pic ont été entreprises par F. Atrops et *al.* (1991a et b). La stratigraphie du Crétacé inférieur ainsi que les brachiopodes (Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur) ont été étudiés respectivement par P. Tchoumatchenco (1984) ; P. Tchoumatchenco et *al.* (1995).

Récemment I. Halimi (2012) a étudié l'ammonitico-rosso de Djebel Aïn El Hadjela Les marno-calcaires du Crétacé inférieur ont été étudié en détail par M. Chérif (2009) dans le cadre de son magistère.

2- Situation de la coupe (x = 402,07 et y = 288 ?53 ; x' = 401,35 et y' = 288,80)

La coupe levée se situe à 2 km au Sud du village minier de Boucaïd. Les affleurements sont bien exposés le long de la route communale menant à Douar Ouled Aïssa et Sidi Bouziane, en la prenant à partir de la RN19 (Fig.13). Ici les dépôts des marno-calcaires ayant un pendage 45° vers l'Est.

En contact anormal, jalonné de Trias (brèches et dolomies cargneules) avec les marnes sénoniennes (Fig. 14), se succèdent les Calcaires à silex et à filaments bajociennes de la "Formation des calcaires de Rokba Aatba", les Calcaires noduleux rouges (Ammonitico-rosso ; Oxfordien inférieur) (Halimi, 2012) et les Marno-calcaires de l'Aïn Hadjela du Crétacé inférieur (Chérif, 2009).

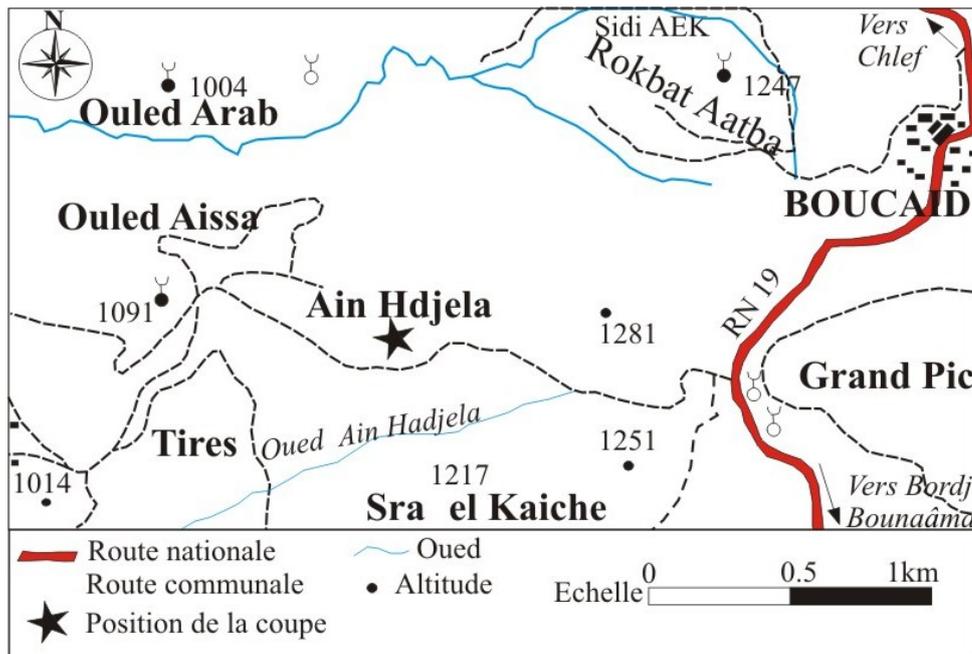


Fig.13- Situation du massif de l’Aïn Hadjela et le tracé de la coupe.

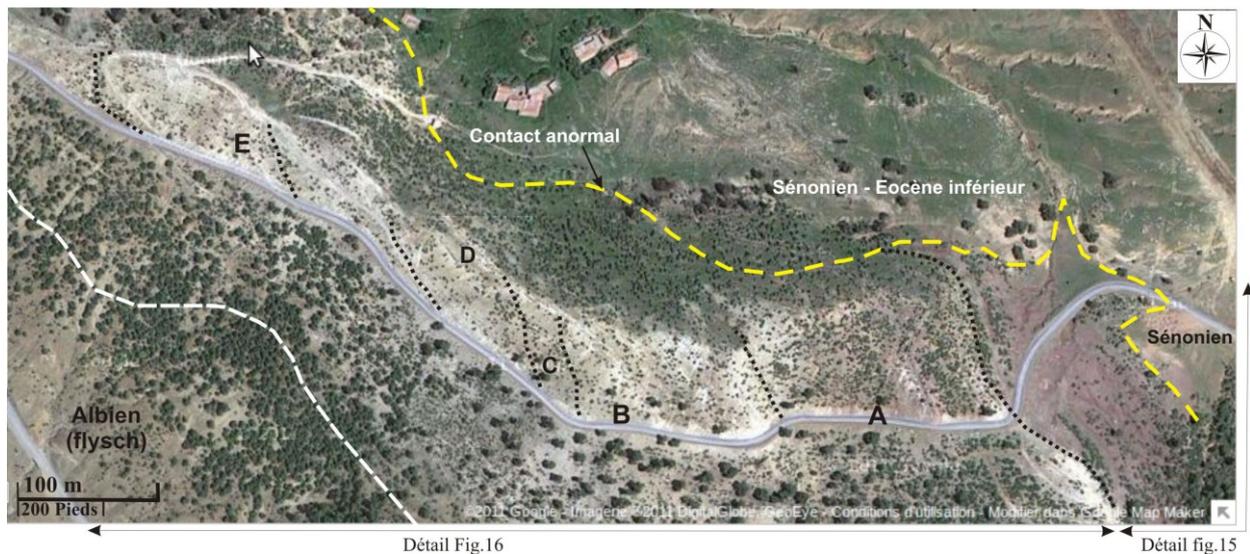


Fig. 14- Imagerie "Google-Earth" montrant les différents ensembles définis dans les marnocalcaires d’Ain Hadjela

3- Succession lithostratigraphique (Fig. 15 et 16)

Nous examinons rapidement la succession lithostratigraphique et les principaux critères sédimentologiques de cette succession étudiée successivement par M. Chérif (2009) pour la deuxième coupe (Fig. 16) et par I. Halimi (2012) pour la première coupe (Fig. 15).

- **Calcaires à silex et calcaires à filaments** (4,50m) (Bajocien). Ce faciès constitue un atout important pour la reconstitution de la paléogéographie.

- **Formation des calcaires noduleux rouges** (Oxfordien inférieur, 30m ; Fig.15)

- *Ammonitico-rosso calcaire* (5m ; A), comportant des bancs calcaires micritiques verdâtres et des marnes d'une couleur rougeâtre.

- *Ammonitico-rosso marno-calcaire* (11m ; B) pseudo-noduleux (faciès associés, *sensu* Elmi, 1981a et b) à dominance marneuse. Ce membre montre une forte bioturbation documentée par les grumeaux et les nodules. On trouve outre les ammonites et les bélemnites de rares bivalves (souvent brisées).

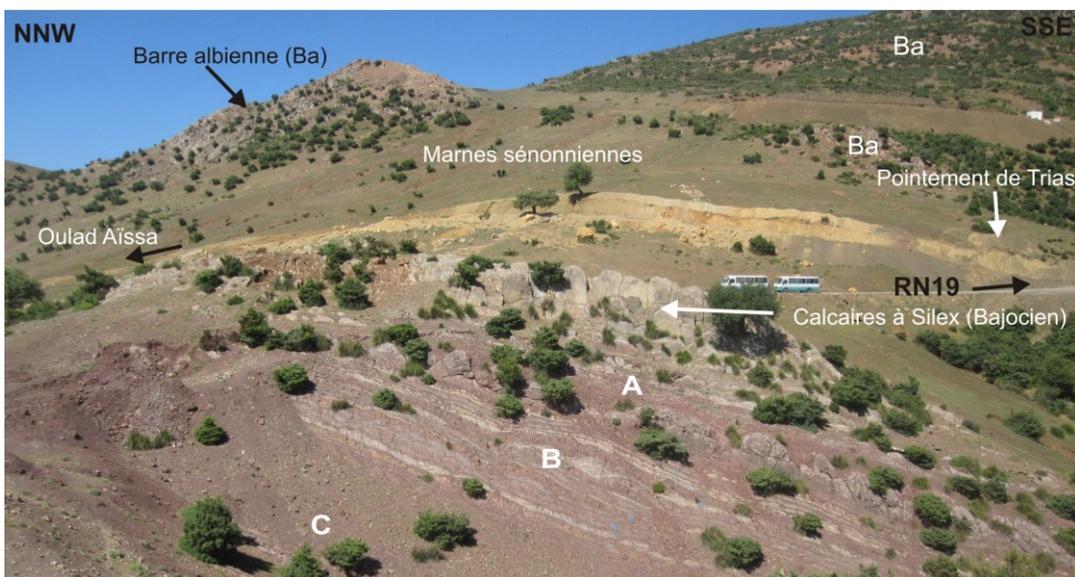


Fig. 15- Photographie montrant la succession (A, B, C) des "Calcaires noduleux rouges" dans la coupe de l'Aïn Hadjela. Notons le contact anormal avec les marnes

- *Marnes à lits calcaires* (14m ; C) correspondent à des marnes feuilletées rouges lie-de-vin à rares lits calcaires. Les niveaux calcaires présentent sous différentes formes. Ils sont à la fois des bancs verdâtres fins, grisâtre ou jaunâtre (0.05 et 0.30 m) relativement durs ou des bancs massifs ou feuilletés. D'autres, ils sont indurés et passant insensiblement à des bancs calcaro-marneux.

Le faciès ammonitico-rosso est surmonté par les marno-calcaires de l'Aïn Hadjela (Chérif, 2009) qui comporte cinq ensembles (de A au E, Cherif, 2009) :

- **Alternance marne/calcaire rapprochée** (A ; 97.2 m) (Fig. 14 et 16). C'est la zone de transition entre le faciès ammonitico-rosso et le Crétacé inférieur. Cette partie est

formée par de gros bancs de calcaires rougeâtres alternés avec des calcaires jaunes kaki et de marnes lie-de-vin.

- **Alternance calcaires bioturbés et marnes feuilletées (B; 66 m) (Fig. 14 et 16).** C'est une alternance plus ou moins serrée de calcaires micritiques à surfaces irrégulières et de marnes centimétriques à aspect feuilleté. Dans cet ensemble, on aperçoit de slumps (Fig.16 A et B), des grains ferrugineux millimétriques à centimétrique à la surface du banc. On souligne également la présence d'un olistolithe métrique de calcaire jurassique dans la moitié de l'ensemble (Fig.16 D). Vers le sommet, se trouve à un banc calcaire à *débris flow* (Fig.16 F) (n° 116, Chérif, 2009).

- **Marno-calcaires à Zoophycos (C ; 37,50 m) (Fig. 14 et 16).** Ce sont des alternances de calcaires micritiques grisâtres et de marnes grisâtres à verdâtres. Ces carbonates sont bioturbés à traces de *Zoophycos* et de *Chondrites* (Fig.16 G-H). Cet ensemble contient beaucoup de faunes d'ammonites d'âge Valanginien inférieur (Chérif, 2009).

- **Calcaires et marnes noires schisteuses en plaquettes (D ; 35 m).** Ce sont des marnes noires schisteuses (20m) évoluant en calcaires débitant en plaquettes riches en ammonites pyriteuses (2 à 5mm ; Fig.16 E). Des grains pyriteux dispersés dans les niveaux marneux et calcaires y sont présents. Ces ammonites offrent un âge Valanginien supérieur (Déter. Reboullet).

- **Calcaires durs et marnes feuilletées (E ; 54,50 m) (Fig. 14 et 16)**

Cet ensemble correspond à des alternances de bancs calcaires durs ou des calcaro-marneux apparaissant blanchâtres ou jaunâtres à l'affleurement et noirâtres ou grisâtres à la cassure. Ils sont très indurés en allant vers le sommet de la formation (Fig. 16, I).

Le dernier niveau se clôture par une surface onduleuse et ferrugineuse contenant du bois silicifiés et des galets centimétriques.

4- Phénomènes sédimentaires et milieux correspondants.

Les symptomatiques de la sédimentation (stratonomie, texture) et la présence de la faune pélagique (ammonites) évoque une certaine activité biologique indiquant que la sédimentation s'est effectuée en milieu hémipélagique, au moins au-dessous de la limite d'action des vagues ou de tempêtes. Le litage des marnes est dû au processus de décantation des argiles, qui témoignent d'un milieu de dépôt à régime hydrodynamique faible (Blatt *et al.*, 1980 ; Allen, 1985), voire nulle.

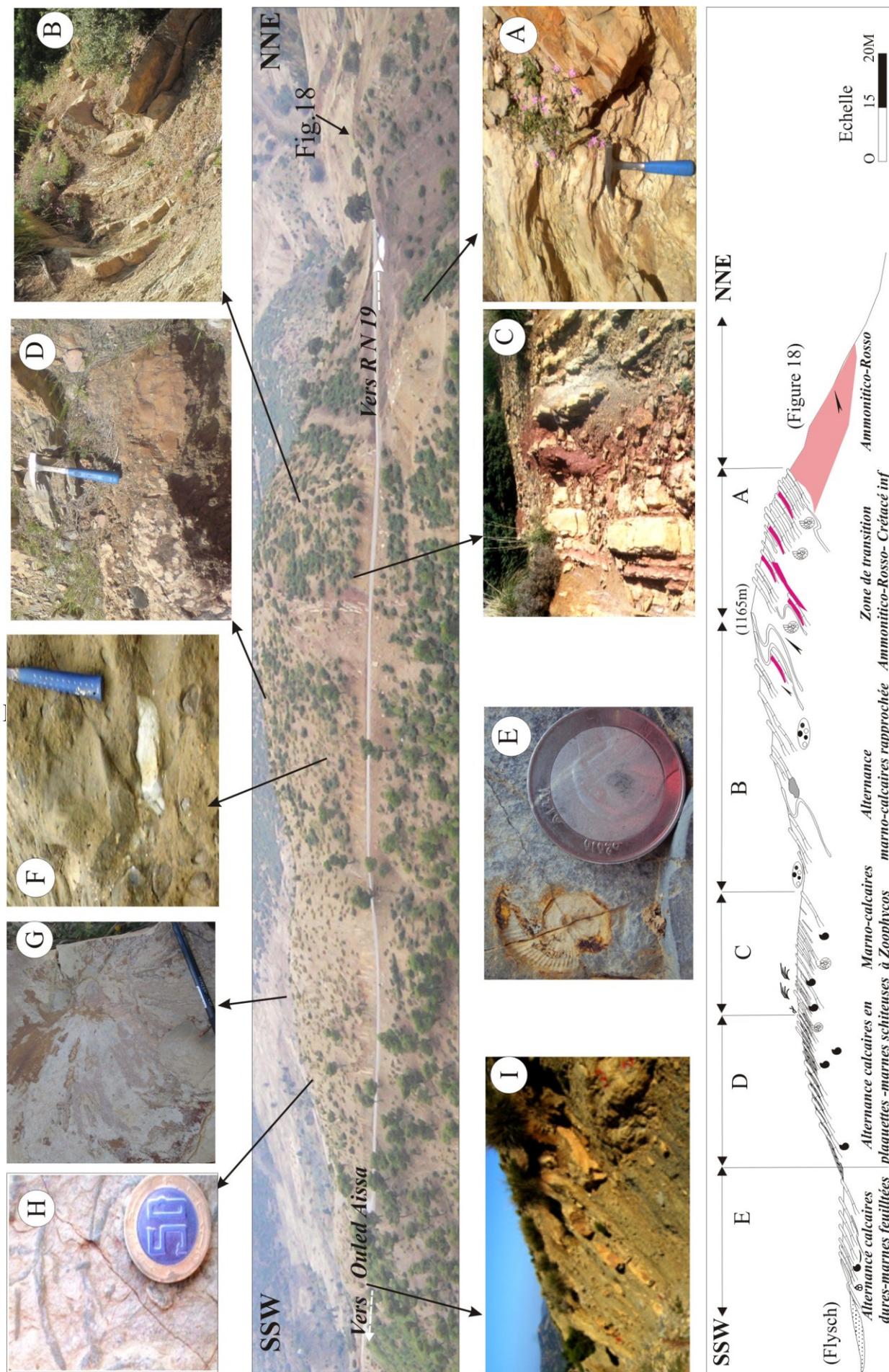


Fig.16-Vue panoramique (haut) de la coupe des Marno-calcaires de Ain Hadjela (Chérif, 2009). (A) Marno-calcaires (zone de passage Oxfordien-Valanginien) ; (B) Paquet de marno-calcaire slumpé ; (C) Glissement d'olistolithes jurassique ; (D) Blocs d'ammonite pyriteuse ; (E) Ammonite pyriteuse ; (F) Débris flow ; Association de Zoophycos (G) avec de Chondrites (H) ; (I) Marnes-calcaires sombres (hémipélagite). Coupe topographique montrant les ensembles des marno-calcaires (bas).

Ce milieu se fait en contexte de pente soumise à des instabilités tectoniques marquées par des dépôts gravitaires (*slumps*, olistolites, *débris flow*) et ayant des caractères anoxiques avec les pyriteux (clos ou semi clos ; *sensu* Cojan et Renard, 1999). Cette partie évolue à des calcaires bioturbés (*Zoophycos*, *Chondrites*) et des marnes grisâtres feuilletées qui suggère une pente distale.

5- Conclusions.

Ce type de sédimentation est semblable à celui qui est décrit dans le bassin vocontien (Beaudoin, 1977 ; Cotillon *et al.*, 1980). Au cours du Berriasien, notre sédimentation alternante est comparable à la sédimentation pélagique du bassin subalpin admettant de nombreux sédiments gravitaires carbonatés : *slumps*, *débris flow*, turbidites. La première cause possible pour ces sédiments gravitaires, est comme étant le résultat de l'accumulation élevée qui a produit l'instabilité des sédiments sur la pente (Spence et Tucker, 1997).

C- LA BARRE ALBIENNE GRESEUSE DU DJEBEL TAFRAOUA**1- Bref historique**

Les flyschs sont le faciès le plus répandu dans notre territoire d'étude. L'analyse stratigraphique de ces dépôts sont rares peut-être en raison de la rareté de la faune. On ne cite ainsi que les travaux de référence de F. Dalloni (1936) ; M. Mattauer (1958), J. Polvêche (1960) et récemment M. Benyoucef (2006). Enfin dans le cadre d'Ingénierat, S. Derkaoui (2011) a étudié les flyschs autour de Hammam Sidi Slimane sur le plan sédimentaire et dynamique.

2- Situation de la coupe

Ce sont des barres de grès avec des alternances argileuses qui sont bien distinctes dans la topographie : c'est "*la barre albiennne*". Cette barre est affectée par de nombreuses failles (tectonique polyphasée) généralement de type décrochant.

En contact anormal sur les dépôts du Miocène inférieur (marno-calcaires slumpés, *Présent travail*) de la Koudiet El Hriga, se succèdent les alternances grés/argiles de la Koudiet D'mani. La stratonomie a une direction NW-SE avec un pendage de 60°W (Fig. 17).

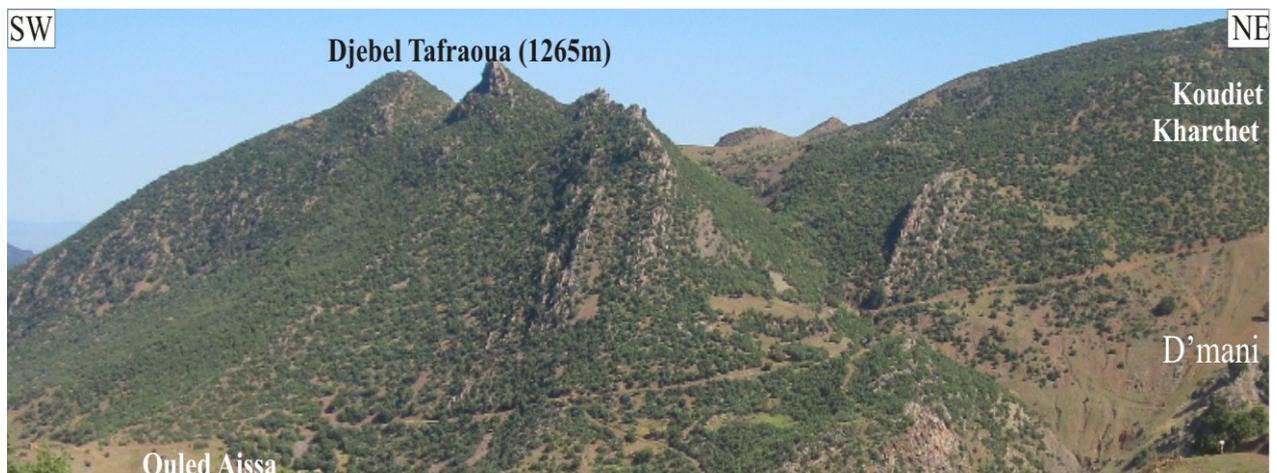


Fig. 17- Vue panoramique du Djebel Tafraoua montrant les barres gréseuses albiennes constituant un pli-faillé (pli isoclinal).

3- Succession lithostratigraphique

Sur les dépôts du flysch albo-aptien (A) se succèdent les alternances grès/argiles de la Koudiet D'mani (B). La stratonomie est de direction NW-SE avec un pendage de 60°W (Fig. 18).



Fig. 18- Passage du "Flysch albo-aptien"(A) aux alternances grès/argiles de la Koudiet D'mani (B).

La succession des affleurements dans la coupe de D'mani comporte de bas en haut (Fig. 18) :

- **Alternances régulières (3m ; A).** Il s'agit de 10 niveaux bien réglés de grès/argiles. Les bancs de grès sont quartzitiques très fins, d'épaisseur décimétrique (0.40 à 0.60 m) en alternance avec des argiles schisteuses noirâtres (0.30 à 0.50 m). Les bancs gréseux sont brunâtres ou noirâtres à la patine et à la cassure. Cet empilement se termine par un banc épais de 1,50 m de grès à surface supérieure irrégulière.

- **Combe argileuse (2m ; B).** Sur les alternances se succèdent des argiles à aspect schisteux, très indurées, gris sombre à la patine et grisâtres à la cassure.

- **Barre gréseuse (4 m ; C et Fig. 19).** Elle constitue une bande en saillie dans la morphologie. Cette barre est constituée à la base par des grès argileux, devenant indurés et légèrement dolomités au sommet. Le faciès est constitué de grains grossiers à moyens avec des dragées de quartz, de nature quartzitiques, associés à des bois flottés. A la base de la barre, on note la présence des cannelures de grande taille et

des figures de charge de type *load cast* (A et B). Vers le sommet, les bancs gréseux deviennent de véritables barres gréseuses quartzitiques métriques (2 à 5m). Leur couleur est rose clair à rougeâtre à la patine et à la cassure. On note la présence des fragments de bois fossiles (C), des galets mous et des *débris flow* (D). Cette barre est surmontée par un empilement de bancs réguliers de 0,50 à 0,60m d'épaisseur de grès rougeâtres séparés par des joints argileux centimétriques (0,20 à 0,30 m) devenant stratocroissant (1,50m) au sommet. La surface supérieure de la dernière barre gréseuse à ciment carbonaté est irrégulière montrant des rides frustes et bioturbées à terriers (E). Elle est drapée également par une couche très mince 2 cm environ, d'argile noire à matières organiques (C et H) (*comm. oral. Benhamou*) et contenant des grains de dolomies ankéritiques et des figures de liquéfaction (G). A l'interface des bancs, on note également des laminations révélant le phénomène de solifluxion (F).

4- Phénomènes sédimentaires et milieux correspondants

Grossièrement, la géométrie de ces affleurements est lenticulaire qui correspondent à des méga-chenaux. La présence des bois flottés et des galets mous associés à des dragées de quartz avec des argiles sombres, à matière organique probable témoignent les caractéristiques d'une formation molassique. Cette formation est perturbée par des secousses du fond qui ont résulté des déformations de liquéfaction et de solifluxion (fluage).

5- Conclusions

Structuralement, cette barre marque nettement des plis-faillés à grand rayon de courbure E-W ou NE-SW. Nos observations montrent que cette formation possède des caractères de molasse d'une part, et elle surmonte le "Flysch albo-aptien" d'autre part. Ces deux grandes entités lithologiques, nous rappelle les deux formations jurassiques du domaine tlemcénien qui sont les "Argiles de Saïda" (Formations flyschoïdes) et les " Grès de Bou Médine" (Formation molassique) (Elmi et Benest, 1978 ; Benest, 1985, Bouterfa, 1999).

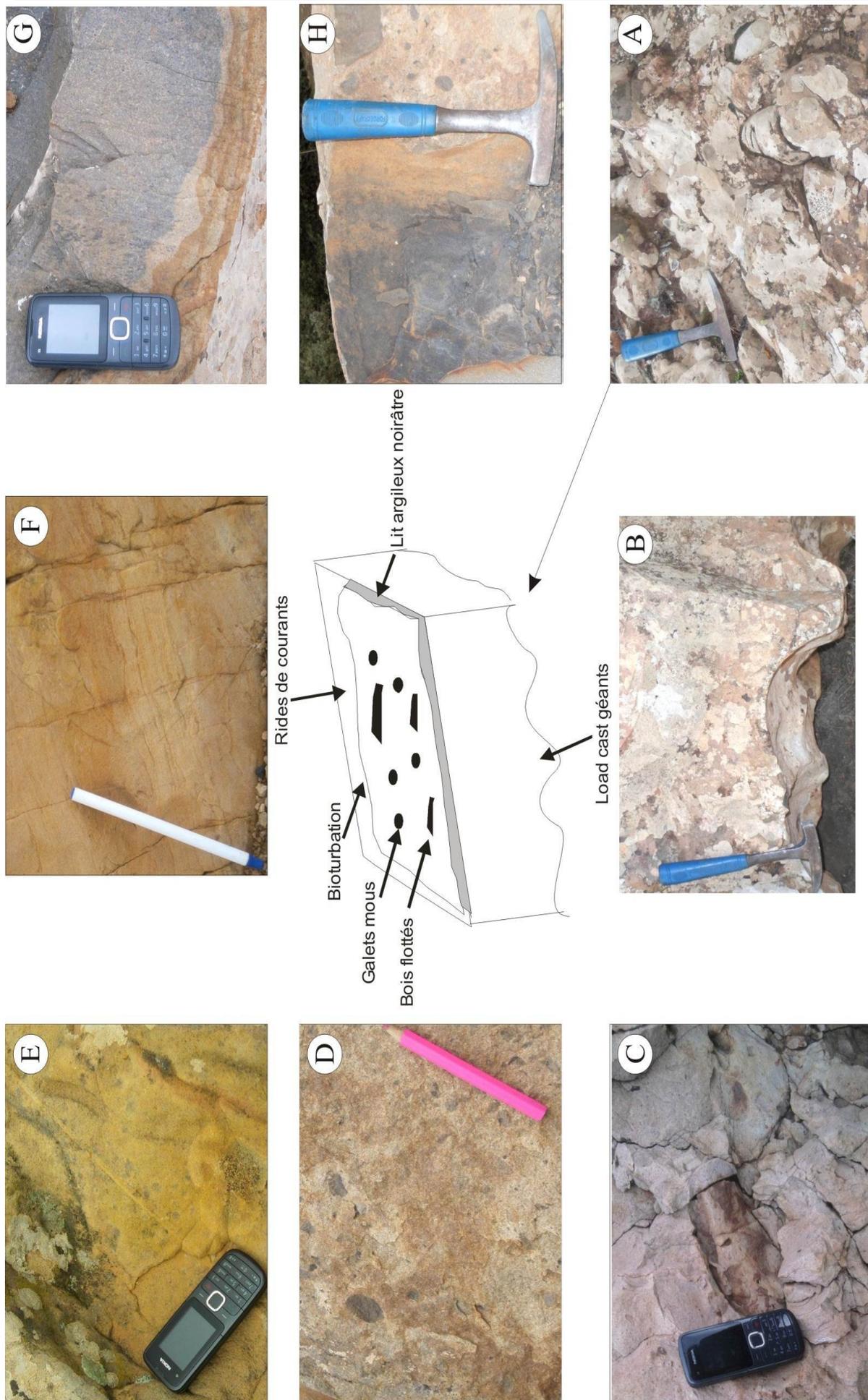


Fig. 19- Caractéristiques sédimentologiques d'une barre albienne. (A) Figure de base de banc de type "flute cast" enchevêtré ou "en doigt croisé" ; (B) La base de banc à *Load cast* ; (C) Horizon d'argile sombre à bois flottés ; (D) Argile à galet mous ; (E) Trace de bioturbation (terriers) ; (F) Laminations parallèles et irrégulières à l'interface du banc ; (G) Faciès gréseux légèrement dolomitisé avec des figures de liquéfaction ; (H) Argile noirâtre renfermant des galets mous associés à des débris. Echelle : Marteau , stylo, mobile

D- L'ALBO-CENOMANIEN : LES MARNO-CALCAIRES AU NORD DE BOUCAID.**1- Bref historique**

Le contact anormal du "Flysch albo-aptien" avec les marno-calcaires d'âge albo-cénomaniens fut remarqué, d'abord par M. Dalloni (1936), ensuite par M. Mattauer (1958) et J. Polvêche (1960). Ces auteurs décrivent cet intervalle d'une façon rapide et sans détail. Les travaux récents sur ce faciès relèvent à P. Tchoumatchenco (1995) dans l'Ouarsenis occidental. Le présent travail est une première tentative autour du massif culminant.

2- Situation de la coupe (x = 403, 15 et y = 290,35 ; x' = 403,15 et y' = 290,20).

Les marno-calcaires de l'albo-cénomaniens occupent souvent les collines et les crêtes les plus élevées dans la région d'étude. La sédimentation est généralement, à prédominance marneuse. Les affleurements de cet intervalle sont facilement reconnaissables dans la nature, grâce à leur couleur blanchâtre ; ils sont occupés souvent par la forêt des pins.

Une belle coupe d'orientation (N-S) se trouve à l'entrée septentrionale du village de Boucaid. Les couches ont une direction E-W et ayant un pendage égale à 20°S. Suite à des travaux de réaménagement de la RN19, les affleurements se sont dénudés sur la bordure droite de la route en allant vers Boucaid (Fig. 20).

Par ailleurs, la complexité tectono-structurale ainsi que la forte végétation empêchent toute tentative lithostratigraphique cohérente.

3- Succession lithostratigraphique (Fig. 20 et Fig. 21)

La succession lithologique des marno-calcaires du Crétacé supérieur se déposent sur le "Flysch albo-aptien", par l'intermédiaire d'une zone de passage. Cette zone est caractérisée soit par des nodules ou blocs métriques, bien arrondis souvent calcaires (olistolithes) épars dans les schistes (Fig. 20A), soit par des marnes friables gris sombre, jaunâtres à verdâtres, soit par un contact tectonique, caractérisé par la présence des argiles versicolores à sulfures (complexe triasique) occupant les contacts de base (Fig. 20B).

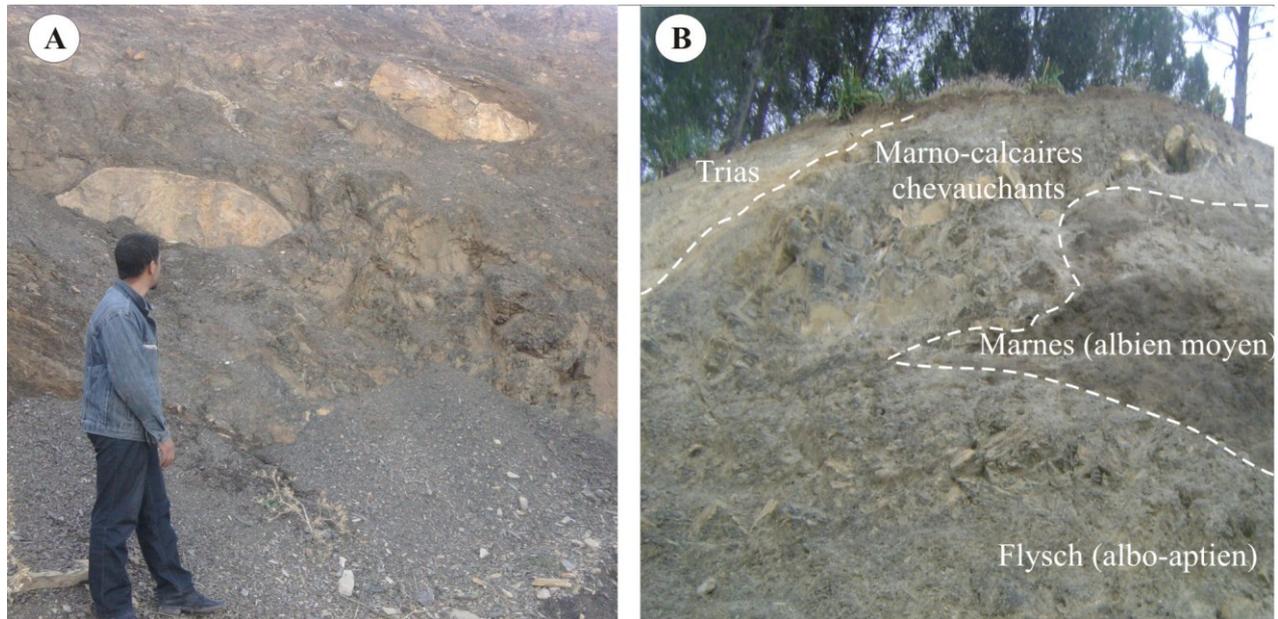


Fig. 20- Modalités du passage "Flysch albo-aptien" - Marno-calcaire albo-cénomannien. (A) blocs de calcaires métriques (olistolithes) éparés dans des marnes schisteuses ; (B) passage par un contact triasique (Echelle : personnage, arbre).

En tenant compte surtout sur les critères lithologiques (lithofaciès), la géométrie des strates (stratofaciès) et des figures sédimentaires,...etc, on peut subdiviser cette succession en quatre ensembles (Fig. 21 et Fig. 22) :

- marno-calcaires en plaquettes (A) ;
- barre marno-calcaire basale (B) ;
- combe marneuse intermédiaire (C ; 1,50 m) ;
- barre marno-calcaire slumpée sommitale (D ; 7 à 10m).

La succession est la suivante (Fig. 22) :

- **Marnes-calcaires en plaquettes (A ; 4,60 à 10m).** Il s'agit de marnes friables grisâtres à la patine et gris sombre à la cassure à boules carbonatées micritiques éparés dans la masse (A). Ces boules sont coalescentes en lits stratocroissants alternés avec des marnes schisteuses, vers le sommet. Ces derniers sont brunâtres se délitant en gros plaquettes tendres, à laminations horizontales (B) achevant par des niveaux à décharges détritiques. Vers le sommet, ces calcaires montrent le phénomène de boudinage (C).

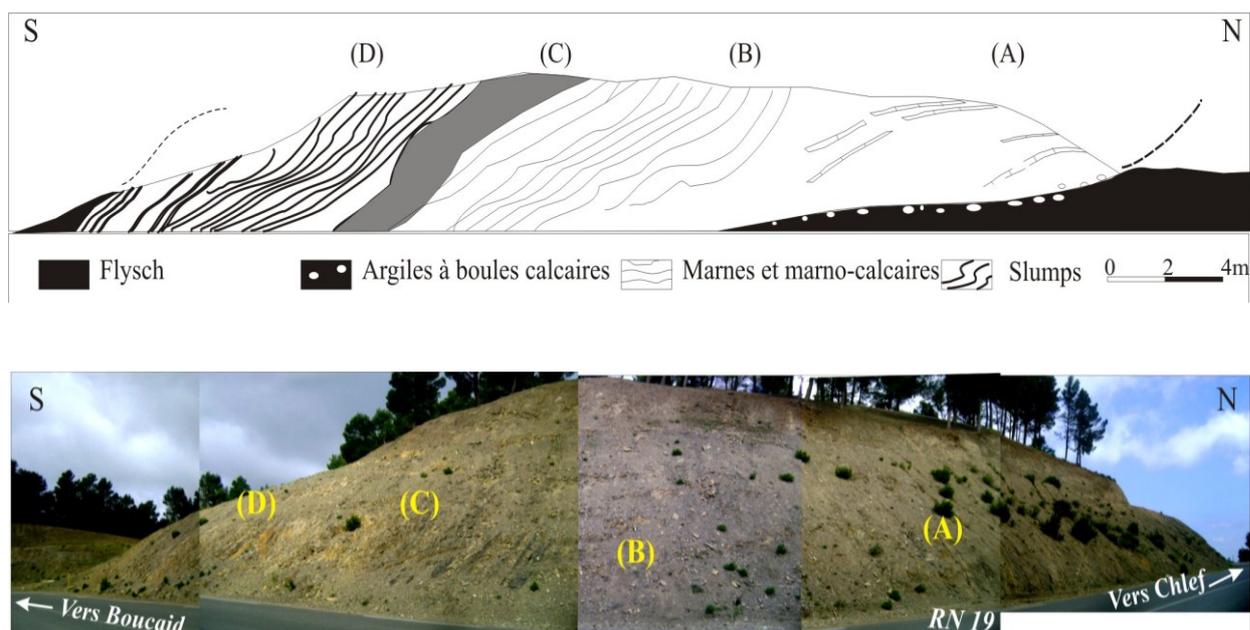


Fig. 21- Profil topographique (haut) et illustration photographique (bas) de la coupe montrant la succession lithostratigraphique du Crétacé supérieur.

Cette succession se développe, vers le haut en une alternance marno-calcaire à prédominance marneuse. Les bancs calcaires ne dépassent guère 0,10m. Ils sont généralement brunâtres d'épaisseur centimétrique (0,05-0,10m). En revanche, les marnes sont très indurées, azoïques d'épaisseur décimétriques (0,40 à 0,80m) et contenant de part et d'autre des boules remaniées de barytine remaniées à structure radiale. Ce membre est surmonté par deux barres calcaires bien individualisées dans la topographie. Elles sont séparées par une combe marneuse métrique.

- **Barre marno-calcaire basale (B ; 9m).** Cet ensemble débute par une barre de calcaire stratodécroissante (C) grisâtres à la patine et gris sombre ou noirâtre à la cassure à pseudo-silexites. Ces lits sont agencés en alternance avec des marnes très indurées d'aspect friteux et d'épaisseur décimétriques à la base devenant métriques vers le haut. On note la présence des grains détritiques millimétriques et des laminations horizontales frustes. En allant vers le sommet, les marnes prédominent et devenant métriques, comportant de minéralisation de barytine interstratifiés, à structures radiée (D). L'ensemble se termine par un niveau calcaire slumpé (E).

- **Combe marneuse intermédiaire (C ; 3,10m).** Cette combe est bien marquée dans la topographie. Il s'agit de marnes très indurées, de couleur crème et d'aspect schisteux admettant trois à cinq lits calcaires laminés centimétriques (0,02m à 0,10m) fortement slumpés.

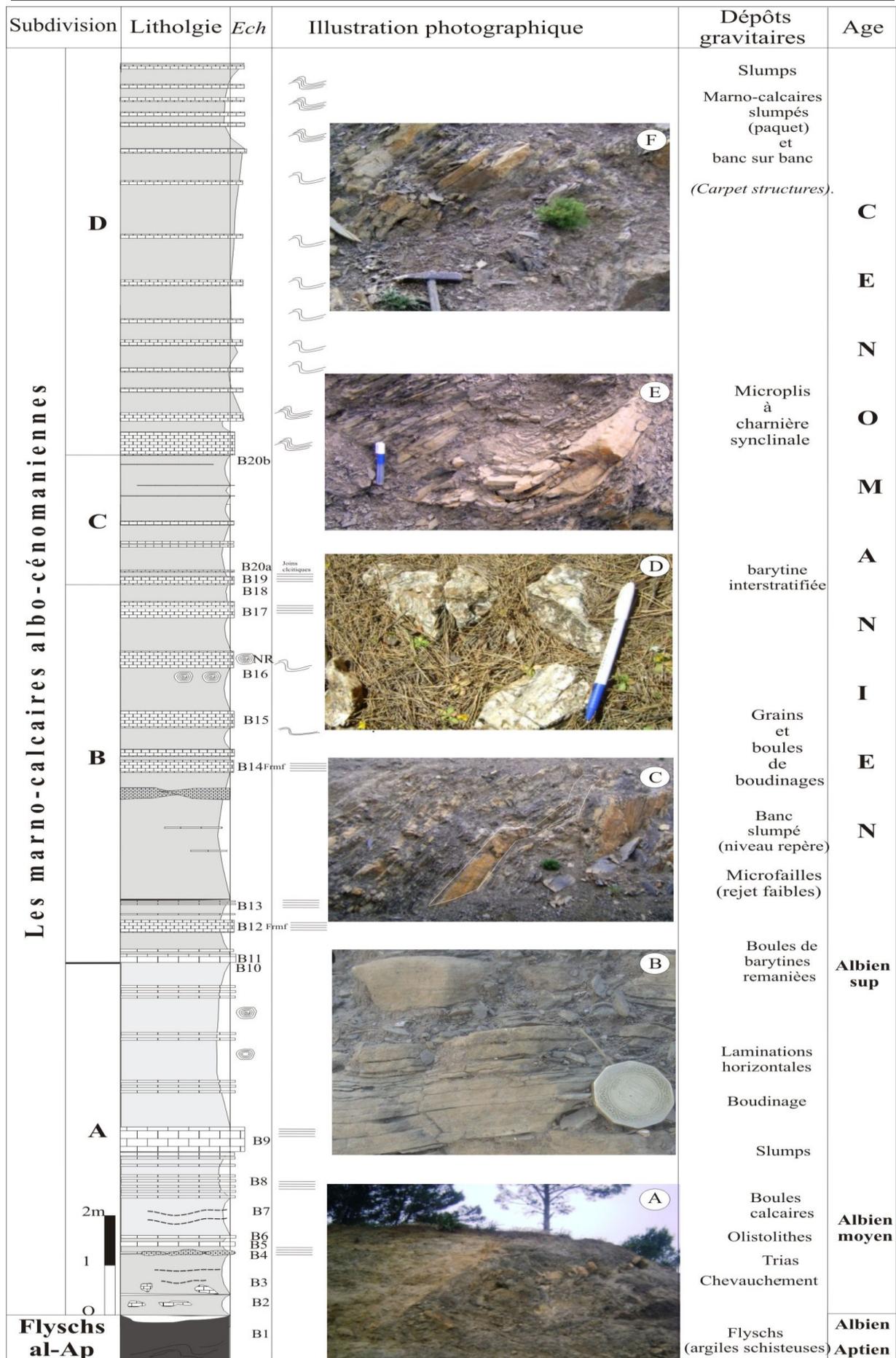


Fig. 22- La succession lithologique des marno-calcaires (Albien-Cénomalien).

- **Barre marno-calcaire slumpée sommitale (D ; 9.5m).** Cette barre est fortement slumpée (F). Les deux tiers de la base correspondent à une alternance marno-calcaire espacée stratodécroissante. Le dernier tiers devient stratocroissant. Le tout est fortement plissé et contourné en "*Carpet structure*" témoignant la mobilité du sédiment par l'activité tectonique synsédimentaire.

- **Coupe complémentaire de Frères Bou Aaza (x = 401,83 et y = 290,48 (Fig. 23)**

L'affleurement se situe à proximité, au nord du Koudiet El Hriga. Ici, le passage du "Flysch albo-aptien" au Cénomaniens s'effectue d'une façon intangible.

Les flyschs sont surmontés par deux ensembles (Fig. 23) : des marnes silteuses (A) et une barre calcaire (B). On relève de bas en haut :

- **Marnes silteuses (10m ; A) :** Il s'agit des marnes gris clair, légèrement feuilletées, à aspect schisteux.

- **Barre calcaire siliceuse ou la "barre cénomaniens" (4m ; B).** Cette barre caractéristique est entièrement slumpée. Elle surmonte un horizon d'argilite brunâtre (Fig.23). Elle comporte la succession suivante :

- (a) : trois bancs calcaires micritiques gris sombre, d'ordre décimétrique (0, 20 à 0,60m) délimités par des joints marneux centimétriques. Ces bancs calcaires montrent de véritables phénomènes de boudinage (Fig. 23 a).

- (b) : lits calcaires (1,50m environ). Ces lits calcaires sont pseudo-siliceux et montrent fréquemment des laminations horizontales millimétriques avec des nappes de débris-flow. Ces débris gravitaires peuvent être confondus aisément avec des stratifications entrecoupées (*HCS* aplatis, probable). Ces calcaires renferment des minéraux de glauconie et d'azurite.

- (c) : Marnes indurées. Ce terme marneux change latéralement en petits bancs calcaires décimétriques (0,10 à 0,15m) montrant des figures de fluxioturbidites. Parfois, les bancs calcaires évoluent en boules de boudinage (Fig. 24 G-H) délimités par des joints marneux verdâtres délitant en feuillets.

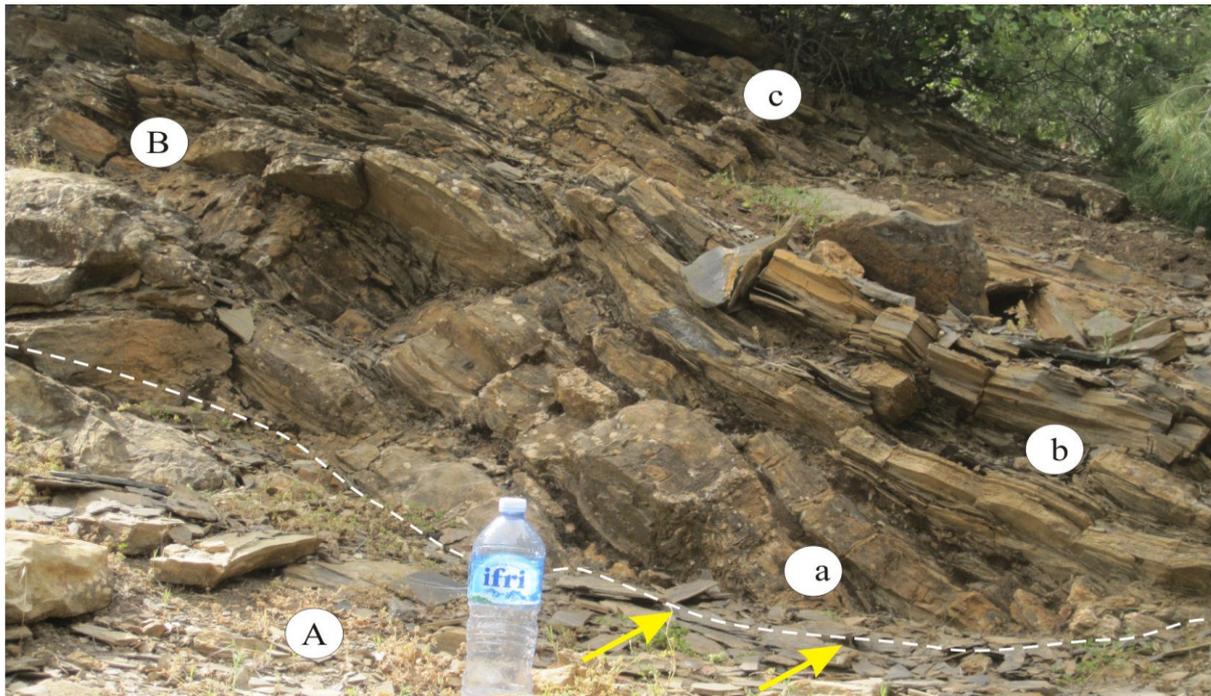


Fig. 23- Photographie montrant la barre cénonienne comportant les termes a, b, c surmontant l'horizon d'argilites (flèche) à aspect feuilleté (Echelle : Bouteille).

4- Phénomènes sédimentaires et milieux correspondants (Fig. 24)

La sédimentation pendant l'Albien moyen-Cénomanien supérieur est soumise à une forte activité tectonique synsédimentaire. Ces dépôts marno-calcaires s'associent à des olistolithes (Fig. A et B) et ils sont documentés par les phénomènes de boudinage (C), des laminations à décharges détritiques liquéfiées (D), des glissements (E et F) et des convolutes et/ou de fluxioturbidites (G et H). Les pseudo-silexites ou silexites (radiolarites ?) présentes dans le faciès atteste une sédimentation profonde (plaine abyssal ?).



Fig. 24 - Quelques figures synsédimentaires (flots gravitaires) dans les marno-calcaires albo-cénomaniennes (Echelle : personnage, marteau, cahier, monnaie).

5- Conclusions

La stratonomie en lits minces (litage) des calcaires et la barre à pseudo-silex sont très caractéristiques, ce qui différencie nettement avec celles du Crétacé inférieur et de l'Eocène. Ces dépôts ressemblent parfaitement aux dépôts des calcaires à lits siliceux du passage Cénomano-Turonien de la nappe B (Brahim.M ; *travail en cours*), mais dépourvus d'écailles de poissons et les silex ne sont pas francs.

En plus, l'absence de la microfaune, de la macrofaune et des affleurements nets, on interpelle par analogie, l'attribution stratigraphique établie par M. Mattauer (Ouarsenis oriental) et de J. Polvèche (Ouarsenis occidental) dans d'autres séries semblables à la nôtre. L'attribution stratigraphique la plus cohérente est la suivante :

La partie basale "marnes à nodules calcaires" et les "lits calcaires discontinus" ont un âge Albien moyen. Les marno-calcaires en plaquettes dont J. Polvèche (1960) les attribue à l'Albien supérieur. Donc les argiles et /ou les marnes à blocs calcaires et les argiles sous-jacentes ayant un âge Albien moyen, la barre inférieure est d'âge Albien supérieur tandis-que la combe marneuse et la barre marno-calcaire sommitale sont d'âge Cénomaniens à Cénomaniens supérieurs. Là, il s'agit de la même modalité liée à la transgression mésocrétacée (Gèze, 1947).

MCours.com