

UNIVERSITE KASDI MERBAH – OUARGLA

**FACULTÉ DES HYDROCARBURES, DES ÉNERGIES RENOUVEALABLES ET DES
SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS



Mémoire de Master Académique

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Spécialité : BASSINS SEDIMENTAIRES

THEME

**Analyse séquentielle des formations du Kimmeridgien, Inférieur
Tithonique de la région d'Ain el Morra (Monts de Chelalla Wilaya
de Tiaret).**

Présenté par

M. AMMARI. H & M. TOUAHER. O

Soutenu publiquement le 29 -05-2017

Devant le jury :

**Président : CHELAT.S
Promoteur : MAZOUZI.A
Examineur : SAHRI.L**

**M.C.E Univ. Ouargla
M.A.A Univ.Ouargla
M.A.A Univ. Ouargla**

Année Universitaire : 2016/2017

الملخص

المنطقة المدروسة تنتمي لمجال المرج الاطلسي الجزائري, منطقة سرغين تقع شمال غرب مدينة قصر الشلالة, وهذه الاخيرة تقع في سلسلة جبال الشلالة.

تتميز المنطقة المدروسة بقطاع يؤرخ بالكميريدياني الاعلى - تيتونيك و يظهر في تناوب السحن الطينية و الكلسية و الدولوميتية هذه السحن متوضعة في اوساط رسوبية مختلفة, تتمثل في اوساط بحرية شبه عميقة تتشكل من كتلتين لا سميا الوجه شاطئ اين تتوضع الكتل باغلبية كلسية او دولوميتية بشكل رسوبي مرتبط خاصة بطبيعة عاصفية. و كذلك الاعلى شاطئ اين تتوضع اغلبية الطبقات الطينية الناتجة اساسا على عوامل التوضع والترسيب. التسلسل العمودي للمقطع الرسوبي المدروس يبين تواتر المقطع الايجابي ذو الدرجة الثالثة. الكلمات المفتاحية : جبال الشلالة, سرغين, كميريديان اعلى, تيتونيك, اعلى شاطئ, وجه شاطئ.

RESUMIE

La région d'étude appartient au domaine pré-atlasique algérien, c'est la région de Serguine située au Nord-Est de la ville de Ksar Chellala. Cette dernière est située dans les Monts de Chellala.

Notre région d'étude est caractérisée par des terrains qui datent le Kimmeridgien supérieur-Tithonique marqué par des alternances marno-calcaire-dolomie. Ces dépôts se sont mis en place dans des environnements de sédimentations différents.

Il s'agit d'environnements marins peu profond représentés par deux portions notamment le Shorface où se sont déposées les barres à dominances calcaires ou dolomitiques à partir des figures sédimentaires liées surtout aux tempêtes et l'Offshore supérieur où se sont mis en place les puissantes séries de marnes dont le principal processus de la mise en place est la décantation.

L'enchaînement vertical des corps sédimentaires montre la succession de séquences positives de troisième ordre.

Mots clés ; monts de Chellala, Serguine, Kimmeridgien supérieur, Tithonique, Offshore supérieure, Shorface.

ABSTRACT

The studied area belongs to a Pre-atlasic domain of Algeria. The region of Serguine is located northwest of the city of Palace Chelala, and the latter is located in the chain of mountains Chelala.

The studied area is characterized by a dating sector, which dates the Upper Kimmeridgien-Tithonic which is shown in the rotation of mud, limestone and dolomite. This crater is located in different sedimentary circles, which are represented in semi-deep maritime circles consisting of two blocks, namely, Shorface where the blocks are located by a calcareous or dolomitic majority in a sedimentary manner, And the upper Offshore coast where the majority of marl are based mainly on the factors of sedimentation and decantation.

The vertical sequence of the studied sedimentary section shows the frequency of the positive segment of the third degree.

Key words ; Mountains Chellala, Serguine, Upper Kimmeridgien-Tithonic, Upper Offshore, Shorface.

Avant-propos

Au terme de ce travail je tiens vivement à exprimer ma gratitude à tous ceux qui, de près ou de loin ont contribué à la réalisation de ce mémoire ; j'espère qu'ils trouveront le long de ces lignes toute notre reconnaissance.

En premier lieu, je tiens à exprimer, une profonde reconnaissance à mon promoteur,
Mr.MAZOUZI.A, non seulement pour avoir accepté de diriger ce travail.

Tous mes vifs et profonds remerciements à Monsieur CHALAT. S et Madame SAHRI. L que malgré ses nombreux engagements s'est intéressé à ce travail et a eu l'obligenonnce de le juger.

Le plus vif remerciement au chef de département de Géologie,Mr. BELKASIR Med S, de m'avoir facilité le travail durant la période de mon travail.

Mon immense reconnaissance à tous les enseignants du département de Géologie.

En fin, je teins à remercier tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin à l'élaboration de ce mémoire.

Sommaire

AVANT PROPOS.

RESUME.

ABSTRACT.

ملخص.

PREMIER CHAPITRE**GENERALITES**

I. CADER GEOGRAPHIQUE DE MONTS DE CHELLALA.....	1
1. Situation geographies de ksar challala.....	1
2. Présentation general des monts de challala.....	1
II. GÉOLOGIE.....	5
1.Lithostratigraphie des monts challala.....	5
III. ASPECT STRUCTURAL DES MONTS DE CHELLALA.....	8
1.L'anticlinal principal.....	8
1.1.Le Djebel Ben Hammade.....	8
1.2.La Dépression au S de Djefala.....	10
1.3.Le Djebel Serguine.....	11
2.Géologie de la zone de Serguine localement.....	13
2.1.Les principaux traits du Hors de Serguine.....	13
IV. SYNTHÈSE DES TRAVAUX RÉALISÉS DANS LES MONTS DE CHELLALA....	15
V.BUT ET MÉTHODOLOGIE DE TRAVAIL.....	16
1.But d'étude.....	16
2.Methodologie.....	16
2.1.Sur le terrain.....	16
2.2.Au laboratiore.....	16

DEUXIEME CHAPITRE**LITHSTRATIGRAPHIE**

I. INTRODUCTION.....	17
II. TRAVAUX DE CARATINI.....	17
1.Présentation de la coupe d'Ain el Morra.....	17
III. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE.....	19
1.Position de la coupe d'Ain el Morra.....	19
2.Description.....	21

TROISIEME CHAPITRE**FACIOLOGIE**

I. INTRODUCTION.....	23
1.Faciès.....	23
1.1.Faciès de barres à dominante calcaire.....	23
1.2.Faciés de barres à dominante dolomitique.....	26

1.3.Faciès d'inter-barres marneuses.....	26
2.Association des sous faciès.....	26
3.Milieus de dépôt.....	26

QUATRIEME CHAPITRE

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

I. INTRODUCTION.....	28
II. GENERALITES ET DEFINITIONS.....	28
1.Definition d'un séquence.....	28
2.Definition d'une discontinuité.....	28
III. ANALYSE SEQUENTIELLE.....	28
1.La séquence virtuelle.....	28
IV. APPLICATION.....	29
1.coupe de Ain el Mora.....	30
2.Inventaire des discontinuités.....	30
3.Les séquences.....	30

LISTE DES FIGURES

Figure. 01. Carte géographique de la région Ksar Chellala à la Wilaya de Tiaret (sit web hppt//world atlas).....	01
Figure. 02. Situation générale du domaine pré atlasique dans la chaîne alpine algéro – marocaine (Benest 1985).....	02
Figure. 03. situation géographique de la région d'étude. (Caratini 1970).....	04
Figure. 04. (Extrait de la carte géologie de l'Algérie au 1/500000 (service géologie, 1951).....	07
Figure. 05. Coupe à travers le Djebel Ben Hammade (Caratini, 1970).....	09
Figure. 06. Coupe à travers l'anticlinal de Ben Hammade (Caratini 1970).....	10
Figure. 07. Coupe à travers le Kef Serguine et le Djebel Kradou (Caratini, 1970).....	11
Figure.08.Schéma structural Mont de Cellala-Reibell (Caratini, 1970).....	12
Figure. 09. la coupe d'Ain el Morra (Caratini1970).....	19
Figure. 10. Photo satellitaire de la région d'Ain el Morra (Google Earth 2016).....	20
Figure.11. Coupe schématique d'Ain el Morra.....	20
Figure.12. La colonne lithologique d'Ain el Morra.....	22
Figure.13. Principaux formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel (d'après Blatt et al. 1980 et Reineck & Singh, 1980 in Chamley, 1987).....	24
Figure.14. Présentation photographique des litages obliques en mamelons (HCS).....	24
Figure.15. Litages obliques en mamelons HCS (<i>Hummocky Cross Stratification</i>), d'après HARMS (1975).....	25
Figure.16. Evolution séquentielle de la coupe de Ain el Morra.....	29

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux.01. Superpositions des schémas géographique, structuraux et paléogéographiques de l'Algérie occidentale (MAROC, 1993; in RIYAH, 2008).....	3
---	---

CHAPITRE

I

Généralités

I. Cadre géographique générale de la zone d'étude :

1. Situation géographiques de Ksar Challala;

La région de Ksar Chellala située dans la Wilaya de Tiaret au cœur des hautes plaines algériennes présentant un haut plateau dont l'altitude entre 700 et 800m. Au Nord, les contre forts de l'Atlas tellien constituent une limite naturelle des hautes plaines, au Sud, les chaînes montagneuses de l'Atlas saharien dont certains sommets atteignent 1700 m d'altitude, présentent des limites naturelles de ces plaines. Localement la Daïra de Ksar Chellala se situe à 116 Km à l'Est de la Wilaya de Tiaret (Figure 01).



Figure 01: Carte géographique de la région Ksar Chellala à la Wilaya de Tiaret (sit web hppt//worldatlas, 2017).

2. Présentation générale des Monts de Challala ;

La région d'étude constitue la partie orientale des Monts de Challala. Ces derniers se situent entre l'Atlas tellien au Nord et l'Atlas saharien au Sud. Ils correspondent au domaine des hautes plaines oranaises (Figure 02). Elles prolongent la Meseta marocaine et se terminent en pointe dans les

confins algéro-tunisiens. Son altitude moyenne peut atteindre 1145 m dans la région d'Ain Dheb Wilaya de (Tiaret).

Les hauts Plateaux (RENOU, 1943, in. RIAH, 2008) ou Hautes Plaines (BERNARD, 1898 ; in ROTHPLETZ, 1890) correspondent au Haut-Pays oranais de FLAMAND (1911, p.765), qui est constitué par l'ensemble des régions élevées, situées entre le Tell littoral et le Sahara.

Les Monts de Chellala sont attribués au domaine « Préatlasique » pour désigner les régions constituant la limite septentrionale du domaine atlasique. Cette étude a été faite par Guiraud en 1973 qui a entamé une étude détaillée consacré à l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie (Tab.1).

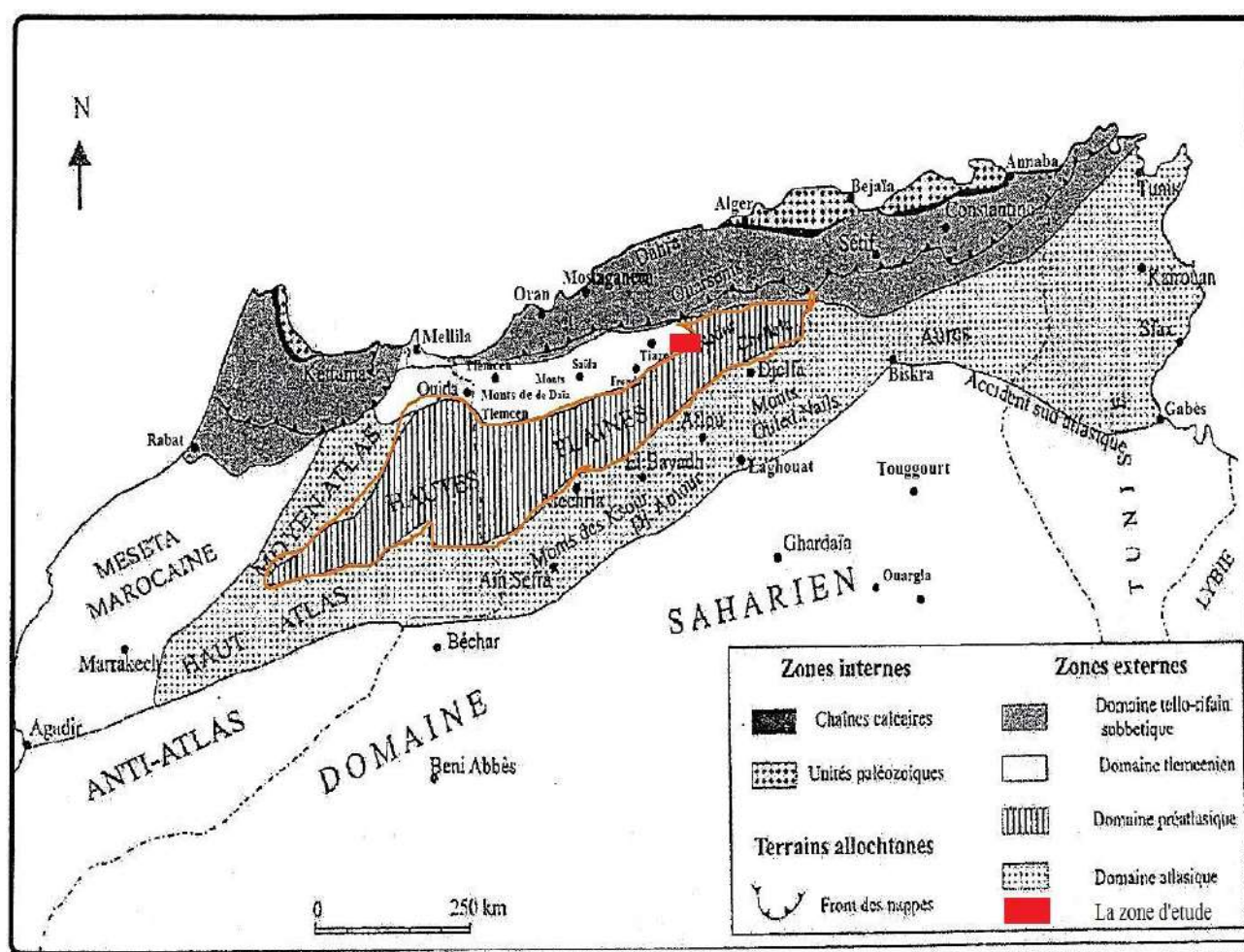


Figure 02. Situation générale du domaine pré atlasique dans la chaîne alpine algéro – marocaine (Benest 1985).

Tab.1: Subdivision du structure et paléogéographiques de l'Algérie occidentale (MAROC, 1993;in RIAH, 2008).

■ Mont de chalalla

- 1- accident hypothétique Nord-tellien.
- 2- accident hypothétique Sud-tellien.
- 3- accident Nord-atlasique.
- 4- accident Sud-atlasique.

Direction Unité	N	1	2	3	4	S
Unité géographique	Atlas tellien (s.l.)		Hautes Plaines oranaïses et Hauts Plateaux	Atlas Saharien	Sahara	
	Tell (s.s.)	Haut pays Oranais (FLAMAND 1911)				
Unité structurale	Région des nappes	Chaîne peu plissée	Structure tabulaire	Chaîne plissée	Craton stable	
Unité paléogéographique	Domaine Tello-rifain	Domaine Tlemcenien	Domain des Hautes Plaines	Domaine préatlasique (GUIRAUD, 1973)	Domaine Atlasique	Craton Africain

II. Géologie générale des Monts Challala ;

Les hautes plaines oranaises présentent une structure tabulaire bien nette dans tout l'Oranais et le Sud du Sersou, elles constituent un vaste ensemble, large de 100 à 150km et allongé du Sud-Ouest au Nord-Est.

La couverture sédimentaire est marquée par terrains Jurassiques et Crétacés surmontés par des dépôts du Plio-Quaternaire, (Figure 03).

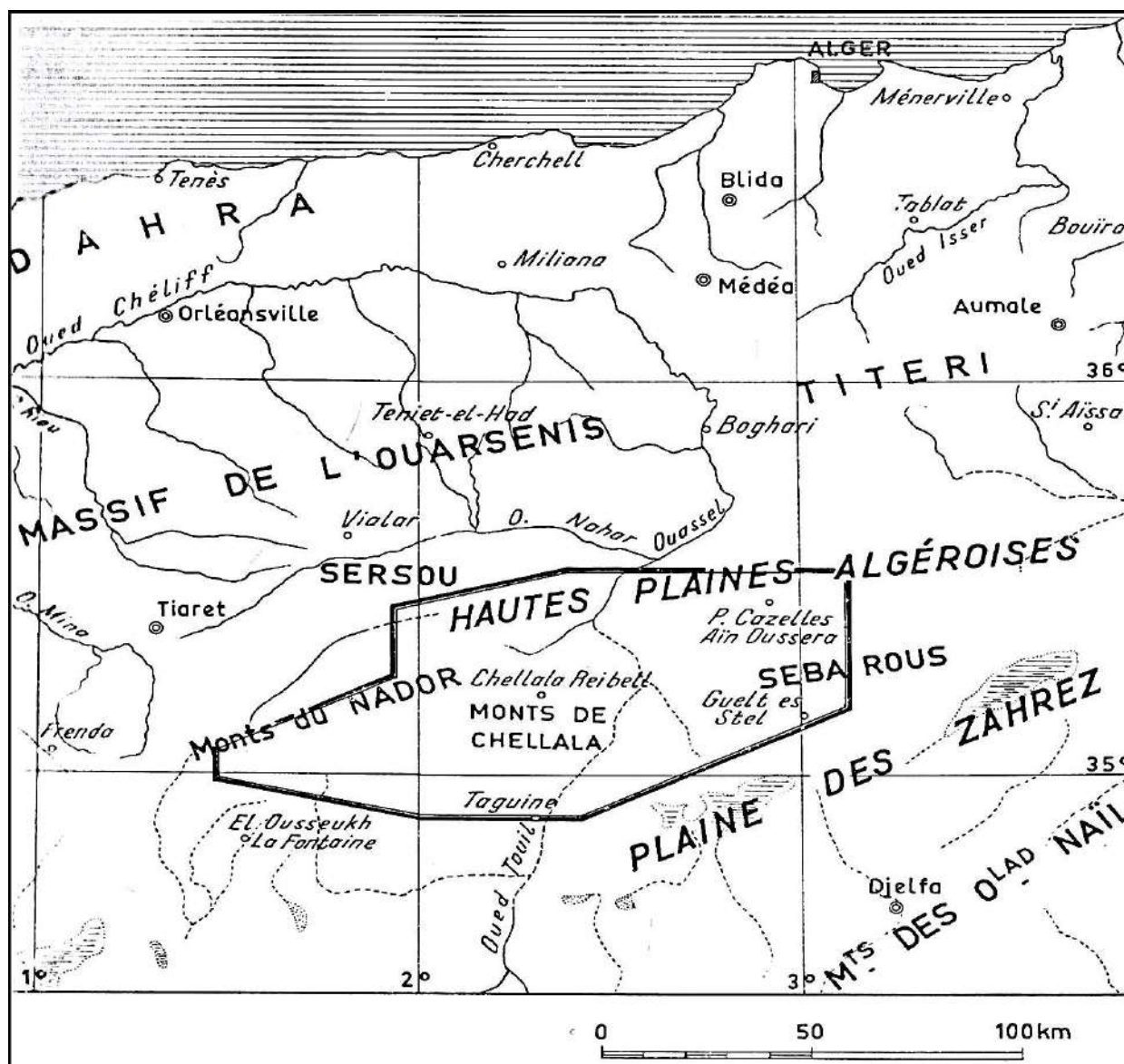


Figure. 03. situation géographique de la région d'étude. (Caratini 1970).

1. Lithostratigraphie des Monts de Chellala

Les travaux de CARATINI (1970) restent comme la seule référence dans l'étude géologique de la région de Ksar Chellala. Ces travaux ont permis de mettre en évidence la succession stratigraphique suivante :

➤ **Trias**

Il est marqué généralement par des diapirs affleurant au SW des Monts de Chellala. Ils sont formés de matière plastique (gypse, sels, argilites) et des dolomies (Figure 04).

➤ **Dogger**

Le Dogger affleure près de Ksar Ben Hammad, il est matérialisé par des calcaires à silex.

➤ **Callovien supérieur-Oxfordien inférieur et moyen**

Il s'agit d'une formation matérialisée par l'installation de marnes argileuses, gréseuses et grès verts. Cette formation n'apparaît pas entièrement dans des mauvaises conditions dont l'épaisseur n'est pas possible à préciser.

➤ **Oxfordien terminal**

Il est d'une épaisseur de 150m environ, subdivisé en ;

- Formation marno-calcaire gris bleu fossilifère.
- Formation argilo-gréseuse verte, pauvre en fossile.

➤ **Kimméridgien inférieur**

Il est représenté de bas en haut par;

- grès marneux dolomitisé.
- bancs de calcaires dolomitisés.
- grès plus ou moins marneux.

➤ **Tithonique-Berriasien-Valanginien**

Ce sont des dépôts carbonatés (calcaires et dolomies) marquant le passage Jurassique-Crétacé sans variation dans les conditions de sédimentation. Ce passage ne présente aucune valeur stratigraphique, il est essentiellement lithologique.

➤ **Crétacé inférieur**

Il est essentiellement gréseux et occupé par des terrains allant du Valanginien jusqu'à l'Albien, Il est matérialisé par des grès, dolomie gréseuse et des argiles gréseuses.

➤ **Crétacé supérieur**

Il débute par des calcaires jaunes et des marnes qui passent vers le sommet à des grés et des marnes gréseuses du Cénomanién inférieur.

➤ **Formation « nummulitique» (post tectonique)**

Ce sont essentiellement des formations détritiques continentales. On peut distinguer:

- conglomérats à galets de dolomie tithonique .
- Formation des grés de Teniet El Hamra.
- Formation des argiles rouges du Koudiat EL Aldjoun.

➤ **Miocène inférieur marin**

Il est représenté par des calcaires gréseux jaunes transgressifs et discordants sur les terrains sous-jacents. Les affleurements miocènes de la région de Chellala sont les plus méridionaux connus en Algérie à cette latitude.

➤ **Dépôts continentaux post-miocène**

Ils sont représentés par des alluvions modernes, des accumulations de piedmonts, des croûtes calcaires et des argiles gréseuses jaunes.



III. Aspect structural des Monts de Chellala :

Les Monts de Chellala-Reibell possèdent une structure complexe dans le détail mais qui peut se schématiser selon les grands traits ci-dessous :

- Un accident important, la «zone faillée de Reibell », allongé suivant une direction N 55° E (direction atlasique) sépare les deux domaines suivants structuralement très différents :
- Au Sud, l'anticlinal principal, également allongé selon la direction atlasique, possède une structure relativement simple, à l'exception de ses extrémités;
- Au Nord, une région beaucoup moins tectonisée où les plissements principaux ont pour direction approximative N130° E.

Les extrémités de l'anticlinal principal nous ont permis de mettre en évidence, qu'à l'Est, la région de Serguine nous fait assister à la disparition brutale des terrains jurassiques alors qu'à l'Ouest, une zone complexe sépare le massif de Ben Hammade de l'extrémité orientale du Djebel Nador, le Djebel Koudia.

1. L'anticlinal principal

L'anticlinal principal peut se diviser longitudinalement en deux ensembles structuraux distincts que sépare la région topographiquement déprimée au S de Djefala :

- le Djebel Ben Hammade à l'Ouest;
- le Djebel Serguine à l'Est.

1.1. Le Djebel Ben Hammade (Figure.05 et 06)

La structure de ce massif est relativement simple, dans sa partie centrale, on doit distinguer du Nord au Sud ;

- un anticlinal dont la culmination subhorizontale étendue fait penser aux anticlinaux coffrés du Jura ou à ceux décrits par G.B.M. FLAMAND(1911) dans l'Atlas saharien sud-oranais. Quelques irrégularités apparaissent dans la structure aux approches de la grande faille de Reibell et à son extrémité ouest où l'axe s'infléchit vers le Nord.- la faille du Djebel el Keskes, suivant presque toute la longueur de l'anticlinal, verticale, non rectiligne, surélève le compartiment sud de 300 m au maximum. Cette faille s'amortit très rapidement à ses deux extrémités ;

-le flanc sud, très régulier dans sa partie la plus méridionale, montre quelques cassures dans sa région moyenne.

Il faut noter que la direction des failles principales est toujours plus ou moins identique, comprise entre N50° E et N55° E, et que le mouvement relatif des failles contribue toujours à abaisser le compartiment septentrional.

On doit également insister sur une flexure très brusque bien visible à El Keskess (Figure 05), amenant à l'horizontale des terrains qui plus au Sud sont inclinés de 40 à 50°.

Au Sud-ouest, le Djebel Ben Hammade se termine par un dispositif périclinal assez régulier, en Kef Fchima et Draa Zidia, où on note cependant une faille radiale.

Au-delà, commence une zone très complexe, l'extrémité occidentale du massif de Chellala-Reibell.

Au Nord-Est, dans la région de Djefala, l'axe du Djebel Ben Hammade plonge lentement. Cet enfoncement entraîne de nombreuses irrégularités de dimensions réduites, le plus souvent difficiles à mesurer en raison de la nature dolomitique des terrains qu'elles affectent et du recouvrement miocène.

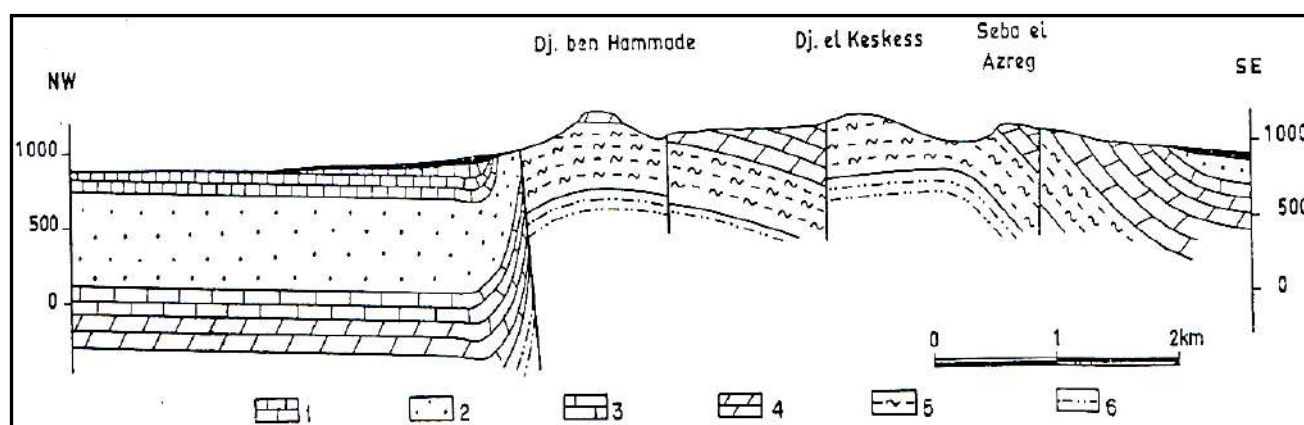


Figure. 05. Coupe à travers le Djebel Ben Hammade (Caratini, 1970)

1. Crétacé supérieur ; 2. Néocomien à Albien ; 3. Berriasien-Valangien ; 4. Tithonique
5. Oxfordien-Kimméridgien inférieur ; 6. Callovo-Oxfordien.

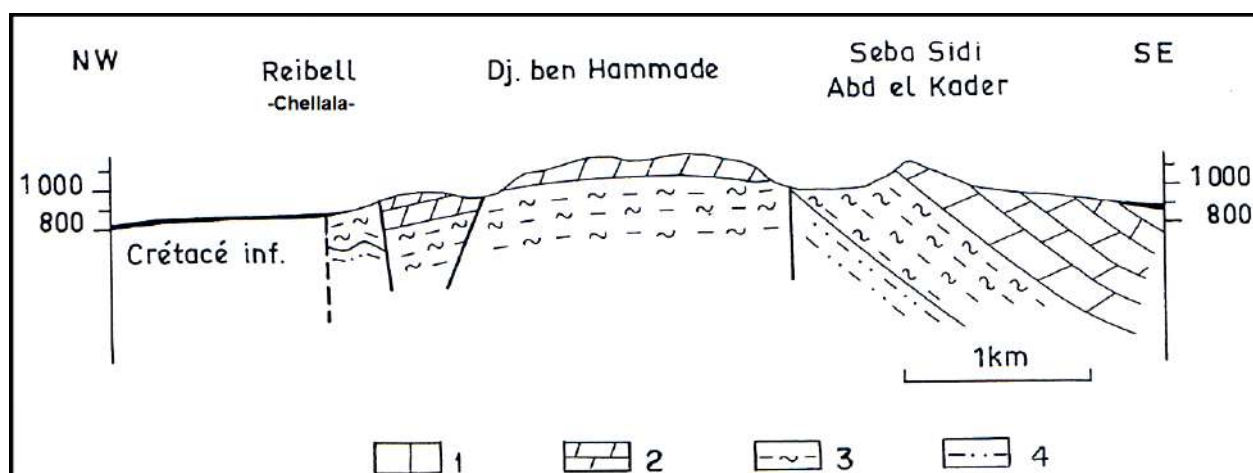


Figure. 06. Coupe à travers l'anticlinal de Ben Hammade (Caratini 1970)

1. Berriasien-Valangien ; 2. Tithonique ; 3. Oxfordien-Kimméridgien inférieur ;
4. Callovo-Oxfordien.

1.2. La dépression au Sud de Djefala

Séparant le Djebel Ben Hammade du Kef Serguine, s'étend une région dont la tectonique est difficile à déchiffrer.

En effet, la dépression au S de Djefala est presque entièrement occupée par des calcaires, des marnes et des grès miocènes, subhorizontaux. Bien que ce Miocène empêche d'observer la structure des terrains qu'il recouvre, il ne semble pas que cette dépression topographique corresponde à un ensellement de l'axe anticlinal puisque :

- d'une part, les dolomies tithoniques sont, à l'Est et à l'Ouest, subhorizontales et à un niveau sensiblement identique,
- d'autre part, les affleurements de la Formation marno-calcaire de Fritissa, se prolongent jusqu'au S de cette dépression.

Il est possible qu'un accident transversal existe. La complexité tectonique du col de Djefala et le non-alignement des affleurements de l'extrémité occidentale de la Formation marno-calcaire de Fritissa avec ceux du même âge recouvrant le flanc méridional du Seba Sidi Abd el Kader, constituent en effet des arguments non négligeables.

En résumé, la dépression au S de Djefala est probablement le résultat de l'érosion dont l'activité a pu être accrue par l'existence d'un accident oblique à l'axe de la structure générale.

1.3. Le Djebel Serguine (Figure. 07):

Le Djebel Serguine apparaît plutôt comme un replat situé dans le prolongement de l'anticlinal de Ben Hammade que comme un véritable pli anticlinal. Les assises, longtemps subhorizontales, se redressent plus ou moins contre la grande faille de Reibell (Chellala) au Nord, tandis qu'au Sud, une flexure brusque les amène à un pendage supérieur à 45° . Plus au Sud, une seconde flexure de concavité opposée, modifie à nouveau l'inclinaison des couches dont le pendage devient alors égal à quelques degrés vers le Sud.

A l'Est, le Djebel Serguine est accidenté par la faille des sources Khradra-Serguine puis le Jurassique terminal et la base carbonatée du Crétacé disparaissent sous des terrains miocènes très peu déformés, avant d'affleurer à nouveau autour du Djebel Daoura.

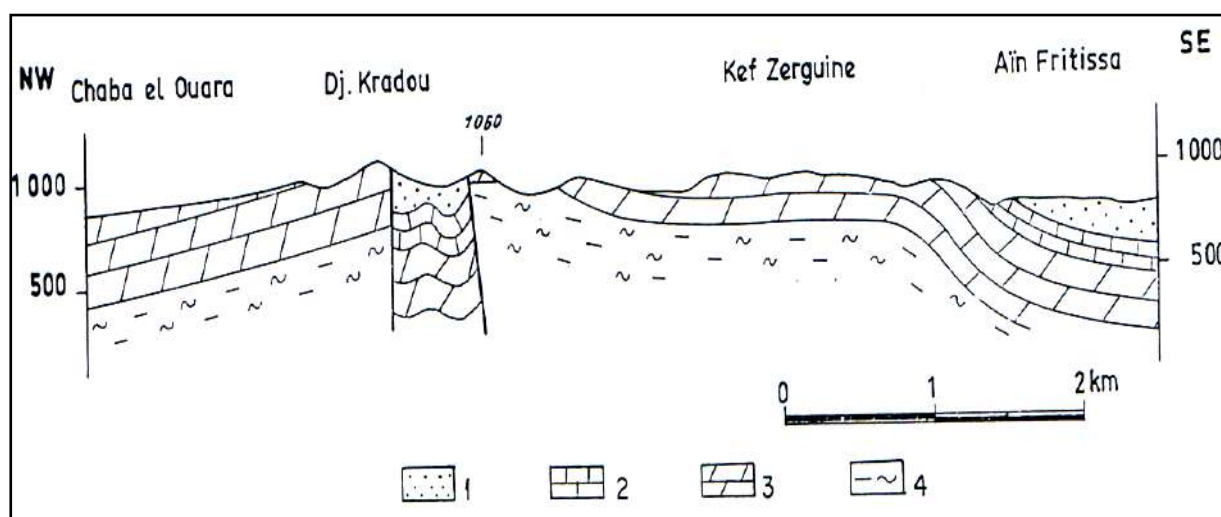


Figure. 07. Coupe à travers le Kef Serguine et le Djebel Kradou (Caratini, 1970).

1. Néocomien, gréseux ; 2. Barriasien-Valangien ; 3. Tithonique ; 4. Oxfordien-Kimméridgien inférieur.

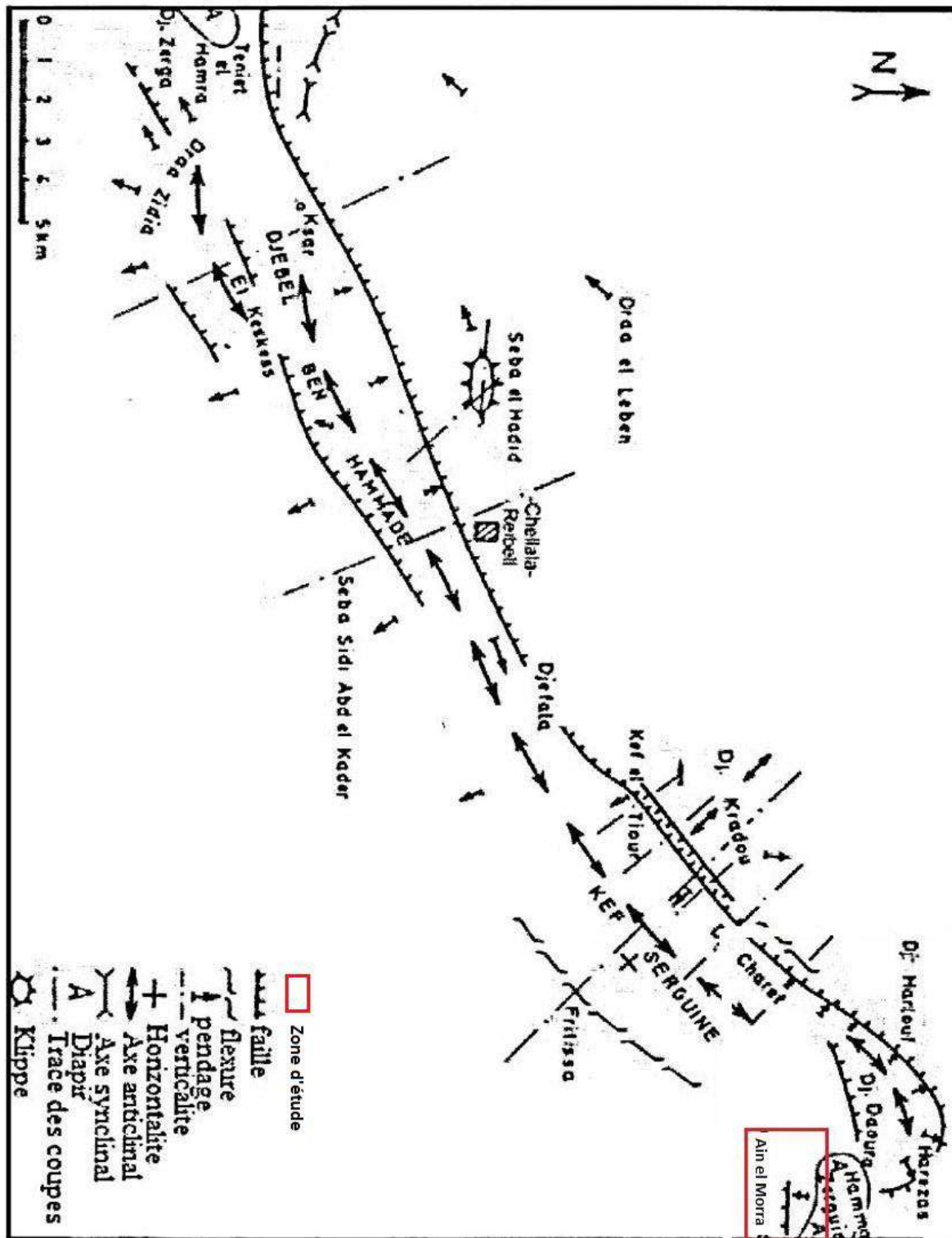


Figure 08. Schéma structural Monts de Challala-Reibell, (Caratini, 1970).

2. Géologie de la zone de Serguine localement :

La région de Serguine est située à Nord-Est de ville de Ksar Challala, limitée au Nord-Est par Sidi Laadjal, à l'Ouest par Ksar Challala et Zemalet Amir Abd el Kader, Au Sud par les villes de El

Karini, el Khamis et Hassi Bahbah.

La région qui appariât au Nord-Est de la ville de Chellala par des terrains plissés sous un voile de marno-calcaire et de dolomies jurassiques. Ces terrains délimitent un périmètre appelé Serguine, une région caractérisée par la présence des eaux thermales.

La région de Serguine est une région structuralement complexe dont les principales culminations, sont celle de Djebel Harlouf, l'anticlinal de la Daoura, Djebel Harezas ou Haraza et l'Ain El Mora.

2.1. Les principaux traits du Horst de Serguine

Les reliefs de Chellala-Reibell se terminent à l'Est pour livrer passage à l'Oued Touil et l'on est immédiatement frappé, même de fort loin, par la brusquerie de la disparition de ces reliefs.

Le caractère le plus frappant est le système de faille entourant la région de Serguine-Daoura. Cette «ceinture de failles » a pour effet d'isoler et de surélever la zone qu'elle entoure, réalisant une sorte de «horst» surprenant par ses petites dimensions (6 km²), malgré un rejet observable de 300 à 500 m. En réalité le rejet doit être bien supérieur si l'on tient compte de la déformation que les terrains périphériques ont pu subir lors de l'ascension du horst. Même au S de l'extrusion triasique, on retrouve une faille analogue à celles ceinturant le «horst» puis que les dolomies Kimmeridgiennes et tithoniques formant la cuesta de l'Ain el Morra entrent en contact avec la Formation des marnes argileuses de Fritissa qui appartiennent au Valanginien.

Seule la faille située au S du Djebel Daoura ne contribue pas à surélever le «horst». Mais cette cassure, pour certaine qu'elle soit, s'observe mal et s'il est sûr que dans son ensemble, le compartiment septentrional se trouve abaissé par rapport au méridional, leurs relations exactes sont difficiles à connaître et sont plus complexes qu'un mouvement d'effondrement. Il ne s'agit donc pas d'un horst typique, mais le terme, mis entre guillemets, a été utilisé pour bien montrer l'isolement tectonique de cette zone qui dans l'ensemble domine les terrains qui l'entourent.

Le «horst» lui-même s'est comporté un tout. On y observe en effet une quasi-absence de cassure. Pourtant tout est brusque dans sa structure :

- que ce soit l'anticlinal séparant le Djebel Harlouf du Djebel Daoura, très pincé et dissymétrique ;
- ou les variations de l'inclinaison du flanc nord de cet anticlinal : d'abord vertical au Djebel Harlouf, les pendages diminuent très vite vers l'Est où en quelques centaines de mètres ils deviennent

inférieurs à 20° ; ils se relèvent ensuite et restent très régulièrement égaux à 30° dans tout l'Harezas qui malgré sa forte inclinaison et son court rayon de courbure n'est affecté d'aucune faille radiale ; le premier accident est situé près du Hammam Serguine.

Ainsi, sur près de 6 km, de l'extrémité sud-ouest du Djebel Harlouf, jusqu'à la faille du Hammam Serguine, il n'existe aucun accident perpendiculaire à la structure périclinale. On ne peut expliquer de tels faits qu'en supposant le mouvement vertical secondaire et s'exerçant sur des terrains antérieurement plissé. Ceux-ci ont alors réagi en accentuant des structures probablement préexistantes, ce que traduit la brusquerie du style.

Le «horst» a dû être décollé de son substratum et c'est à la faveur de cette rupture qu'a pu se manifester le diapir triasique dont la direction inhabituelle (N 120° E) ne correspond à aucune cassure importante visible.

Notons que les terrains bordant l'extrusion ne sont pratiquement pas déformés par l'ascension des termes plastiques.

Il était nécessaire d'insister quelque peu sur la structure de la région de Serguine car elle représente un exemple particulièrement net de :

- La brusquerie du style tectonique ;
- L'existence possible de plusieurs phases successives ;
- Le rôle sans doute passif des masses plastique triasiques.

IV. Synthèse des travaux réalisés dans les Monts de Chellala

Les premiers travaux dans la région de Chellala remontent à ceux de VILLE (1846) et RENOU (1848).

Dès 1862, COQUAND annonce l'existence du Corallien et du Kimméridgien au Djebel Recheiga d'après des fossiles que Ville y avait récoltés.

PERON (1869-1883), a donné les premières coupes du massif de Chellala en fournissant un inventaire paléontologique important pour la première fois.

Il fallut attendre DELAU pour connaître les bases de la stratigraphie et de la structure de Djebel Nador (1948) et KARPOFF (1950) qui dessina les contours du Nador central et du massif

de Chellala-Reibell tels qu'ils figureurent sur l'édition de 1952 de la carte géologique de l'Algérie au 1/500000.

En 1965, AUCLAIRE et BIEHLER publiaient les résultats de la SNR epal sur les Hautes plaines oranaises. Dans la même année Augier publia une note sur les Hauts Plateaux.

En 1970, est publiée la thèse de CARATINI intitulé« étude géologique de la région de Chellala-Reibell». Dans ce travail, l'auteur précise le cadre stratigraphique et tectonique de cette région. Cette Thèse constitue le travail le plus important sur cette région.

Guiraud (1973) a présenté une étude détaillée sur l'évolution post(triasique de l'Avant-Pays de la chaîne alpine en Algérie.

A partir des années 80, ATROPS et BENEST en compagnie d'autres géologues ont pe publier plusieurs travaux sur la région de Chellala.

En 1982, ATROPS et BENEST découvrent pour la première fois des ammonites de la zone de Polatynota (Kimméridgien inférieur) dans les Monts de Chellala.

Une année plutard, ATROPS, BENEST et LE HEGARAT, présentent une étude sur le Thitonique de Djebel Recheiga aux environs de Chellala.

En 1985, BENEST présente une thèse de Doctorat sur les dépôts de plate-forme du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'Ouest algérien et du Maroc oriental.

En 1993, MABROUK présente une étude systématique et biostratigraphique dur Tertiaire continental de l'Algérie en citant le gisement de Koudiet El Aldjoun dans la région de Chellala.

BENEST, ATROPS et CLAVEL (1994) présentent une étude sur les échinides du Kimméridgien inférieur des Monts de Chellala en adoptons le paléoenvironnement et l'eustatisme.

En 2016, REGAGDA présentent d'étude sédimentologie descriptive de la succession lithostratigraphique Kimméridgien inférieur-Thitonique de Djebel Harezas (ou Haraza) au Nord-Est des Monts de Chellala.

V. But et méthodologie de travail :

1. But de l'étude

Le présent travail a été proposé suite à celui fait déjà par Caratini en 1970 qui reste toujours comme la seule référence pour tout travail de géologie qui porte surtout sur la stratigraphie et celui de

REGAGDA (2016). Il a pour but une contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique des séries du Jurassique supérieur des Monts de Chellala. Il est basé sur un inventaire détaillé des faciès pour la définition des environnements de dépôts et une recherche de la faune pour une datation précise de notre série d'étude.

2. Méthodologie

La méthode de travail consiste en deux étapes : (1) la première sur le terrain, (2) la seconde au laboratoire.

2.1. Sur le terrain

Le travail sur le terrain consiste en un levé de coupe géologique détaillée ('banc par banc'), ainsi qu'un échantillonnage dans les niveaux carbonatés pour une analyse macroscopique.

2.2. Au laboratoire

Bien que 30 échantillons de calcaires et dolomies aient été prélevés, il ne nous a pas été malheureusement impossible de confectionner les lames minces par manque de matériel de préparation.

CHAPITRE

II

Lithostratigraphie

I. Introduction:

Une coupe a été levée à environ 7 Km au NE de la ville de Serguine, près de Hammam ou la station thermale de Serguine. C'est une série équivalente celle déjà étudiée par Regagda (2016). C'est là que notre série d'étude semble la mieux représentée et la plus complète.

Dans ce chapitre nous étudions la descriptive de la succession lithostratigraphique Kimméridgien inférieur-Thitonique de la coupe de Ain el Morra au Nord-Est des Monts de Chellala.

L'étude a été basée essentiellement sur la lithologie, la granulométrie, la stratonomie, la couleur, les structures sédimentaires et l'ichnofaciès.

Il est à noter que les datations utilisées sont celles effectuées par Caratini (1970) grâce aux Ammonites récoltées, malgré l'impossibilité de les déterminer spécifiquement, le genre *Ataxioceras* suffit à indiquer le Kimméridgien inférieur trouvé au Djebel Doura dans une série équivalente.

Le Thitonique débute à partir de la série dolomitique, alors que les terrains sous-jacents appartiennent au Kimméridgien inférieur.

II. Travaux de Caratini :

1. Présentation de la coupe d'Ain el Morra :

Au Sud de l'extrusion triasique de Zerguine, se dresse une petite cuesta inclinée vers le Sud qui permet de relever une bonne coupe.

Description de la coupe (Figure.09) :

De bas en haut, on observe;

➤ Formation 1 calcaro-marneuse inférieure :

Ce terme débute par 4 m de calcaire, riche en débris d'Echinides, d'Ostréidés de Bryozoaires. On y trouve également de améliorés petites Rotalidés.

La faune est emballée dans un ciment de calcaire légèrement marneux les bancs sont exploités en carrière.

Puis, 13m de calcaire marneux gris bleu, Aucun fossile n'y a rencontré.

➤ Formation 2 :

3 m de Dolomie calcarifère cristalline à grossièrement cristalline, gris clair, de nombreux fantômes d'Echinides, l'abondance de impuretés, montrent qu'il s'agit des calcaire plus ou moins marneux, à débris de magnésiums incomplètement dolomitisé.

➤ Formation 3; Marne de Ain el Morra : 40 m

Ce sont des marnes bleues verdâtres contenant quelques débris de lamellibranches et de tests de Crinoïdes à leur partie inférieure. La microfaune n'est pas abondante, mal conservée, elle ne peut pas fournir de détermination précise. Dans la partie moyenne un banc de 80 cm affecté par une importante ferritisation contient de nombreux polypiers : *Montlivaltia crassisepta* de Frome tilla *Montlivaltia sp.*, des débris d'Ostréidés, d'Echinodermes, de Crinoïdes.

➤ Formation 4 : «Dolomies formant le sommet » : 27m.

On observe à la base 1m de calcaire marneux, finement gréseux.

-puis viennent de gros bancs de dolomie calcarifère, cristalline contenant beaucoup d'impuretés argileuses ou limonitiques et de nombreux Echinodermes et fantômes d'organismes. Le plus souvent partiellement épargnés, les premiers mètres montrent une dolomie oolithique contenant quelques grains de quartz représentant moins de 1 % de la roche.

➤ Formation 5- épaisseur : 6m

Bancs de grès puissant de 1,5, à ciment calcaro-marneux. Les grains de quartz (30%) de 0,05 à 0,12 mm ; ils sont subanguleux. Les feuillets de muscovite sont fréquents.

Calcaire marneux, dolomitique à sa par unité inférieure, contenant 2 à 3 % de grains de quartz d'environ 0,1 mm.

➤ Formation 6 : Dolomie supérieures : 40 m environ :

Il s'agit d'une dolomie calcarifère, bien litée cristalline, montrant de nombreux fantômes, mais révélant dans quelques cas l'origine oolithique des dolomies. Les Echinodermes, les Algues ont parfois subsisté.

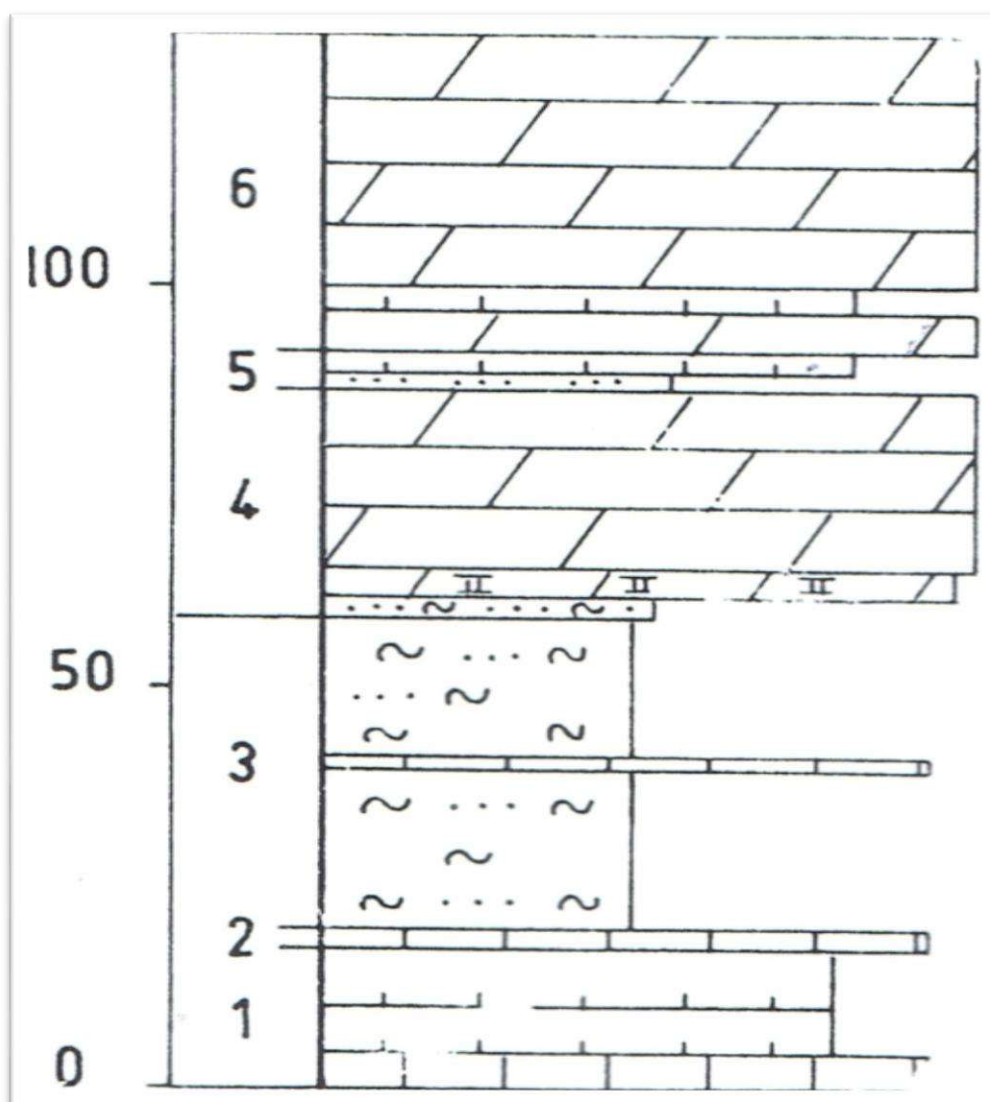


Figure. 09. la coupe d'Ain el Morra (Caratini1970).

III. Description lithologique :

1. Position de la coupe de Ain el Morra :

Une coupe a été levée à environ 07 kilomètres au Nord-Est du village de Serguine, le long de la route reliant Serguine (Wilaya de Tiaret) et Sidi Laâdjel (Wilya de Djelfa).

Au point nommé de Ain el Morra (Figure.10 et 11) à proximité de Hammam Serguine, suivant une direction SW-NE.

Les coordonnées de la coupe: 35° 18'12.82" N: 2° 29'.24" E.

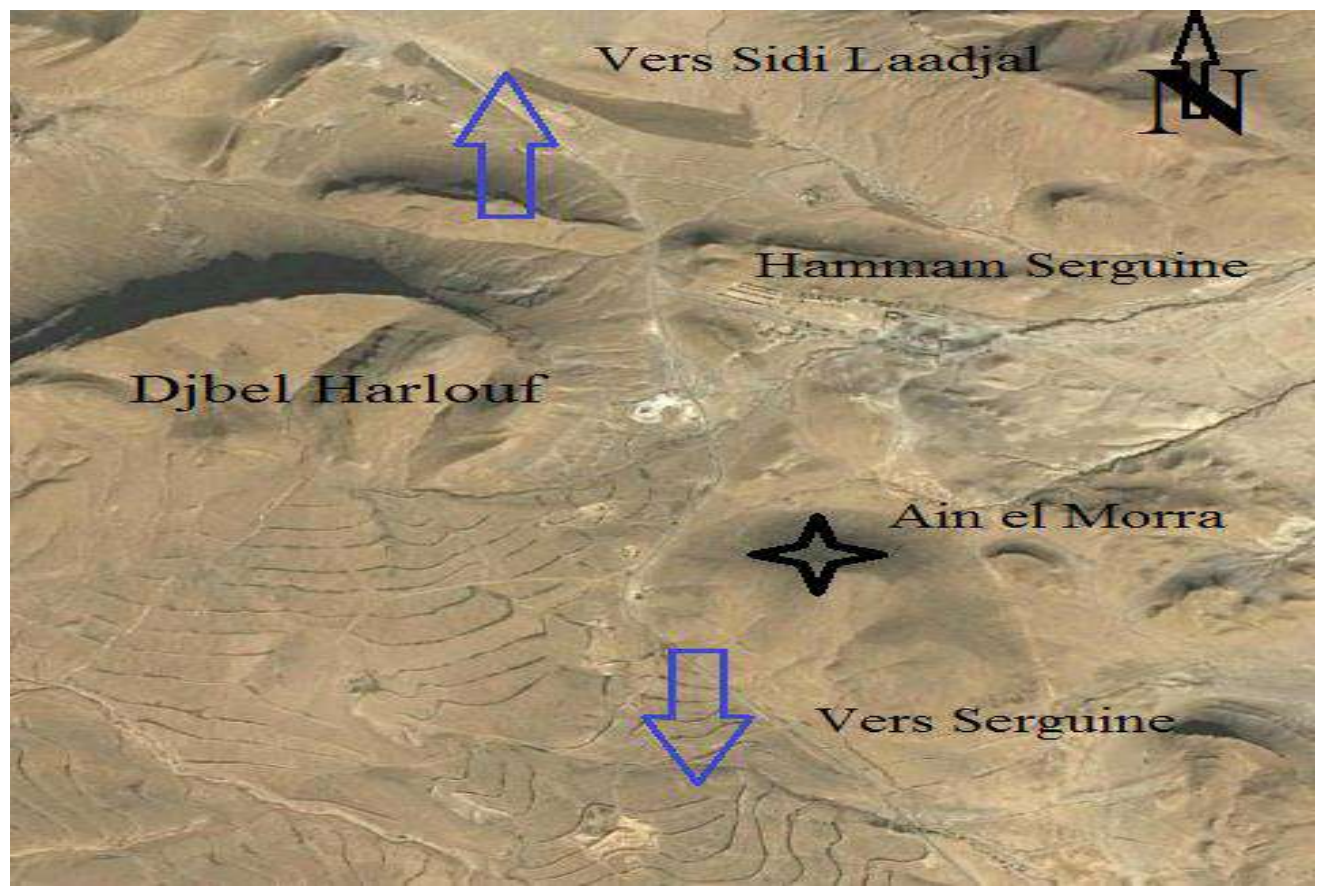


Figure.10. Photo satellitaire de la région d'Ain el Morra (Google Earth 2016)

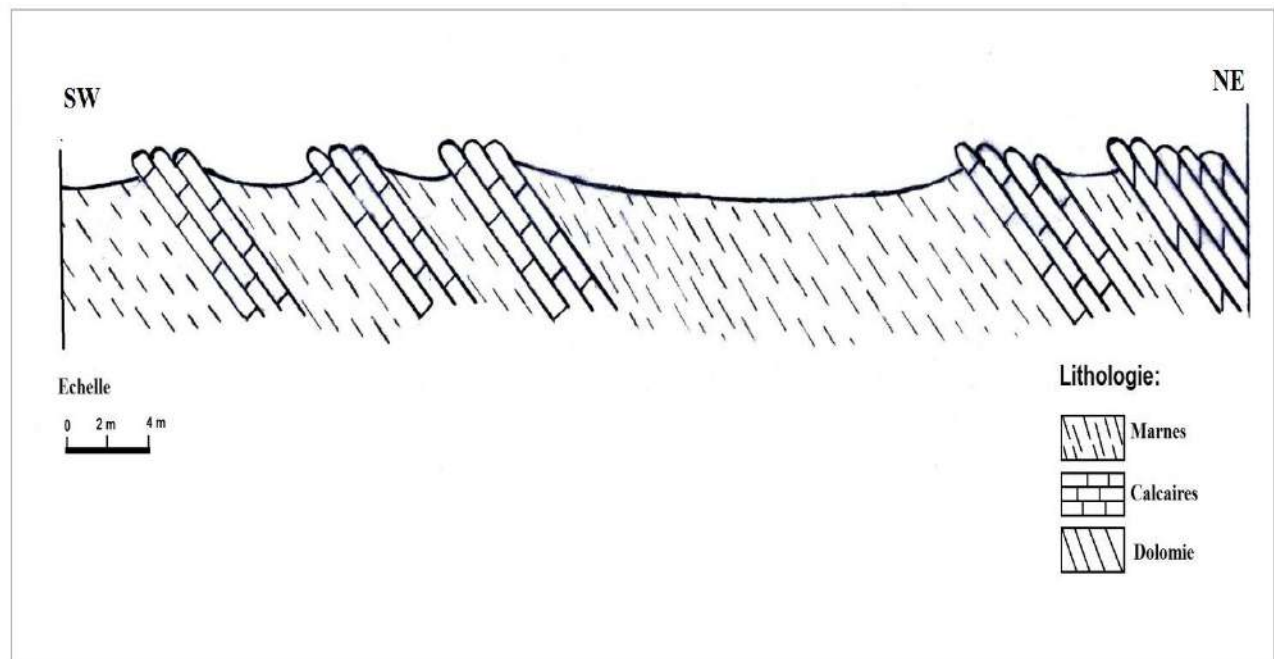


Figure.11. Coupe schématique de la région d'Ain el Morra.

2. Description:

Les sédiments dans la coupe d'Ain El Mora affleurent environ sur une cinquantaine de mètres. Ils sont marqués par l'alternance de cinq barres à dominante carbonatée, et des combs métriques de marnes.

➤ Barre 1 (2m)

Cette barre est représentée par une intercalation de minces niveaux marneux de couleur verdâtre et de niveaux de calcaires d'épaisseur décimétriques à métriques. Les bancs de calcaires sont de couleur brune à la patine et blanchâtre à la cassure, ils présentent quelques structures sédimentaires telles que des litages horizontaux.

➤ Barre 2 (4m)

Cette barre est plus épaisse que la précédente. Elle est matérialisée par une intercalation de calcaires et de marnes. Les calcaires s'organisent en bancs décimétriques à métriques, de couleur brune à grisâtre et présentent quelques litages obliques en mammelons.

➤ Barre 3 (2m)

Il s'agit d'une intercalation de petits niveaux de marneux de couleur jaunâtre et de calcaires. Ces derniers présentent des couleurs brunes à grisâtres à litages obliques en mammelons (HCS).

➤ Barre 4 (5m)

C'est l'avant dernière barre de la série. Elle vient après environ 20 mètres de marnes verdâtres. Les bancs calcaires sont métriques jusqu'à 2m d'épaisseur, de couleur brunâtre à la patine et blanchâtre à la cassure. Ils sont parfois gréseux et présentent une multitude de structures sédimentaires notamment des litages obliques en mammelon set des litages horizontaux.

➤ Barre 5 (8m)

Elle clôture notre série d'étude et est bien marquée dans le paysage. Il s'agit d'une puissante barre massive de dolomies cristalline, de couleur brunâtre présentant des bancs d'épaisseur décimétriques à métriques. Ces calcaires sont micritiques à

sparitiques, plissés par endroit, à *HCS* (*Hummocky Cross Stratification*), associées à des litages horizontaux.

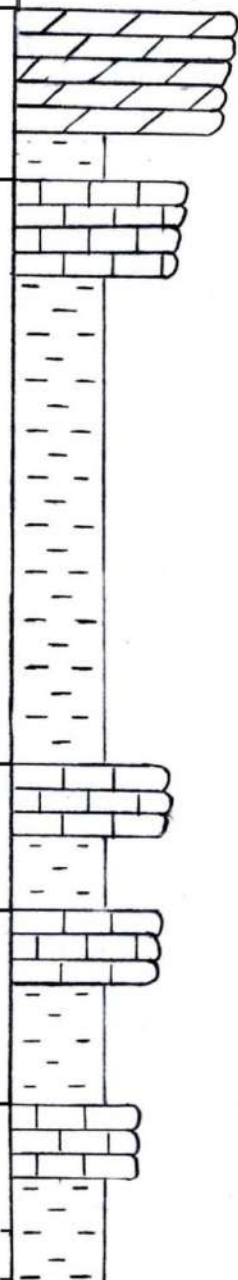
AGE	SER	BAR	Colonne lithologique	Dis	Description sommaire
Kimméridgien inférieur-Tithonique	Série de la coupe d' Ain el Morra	barre V		D 6	Dépôts marne et dolomie
		barre IV		D 5	Dépôts marno-calcair
		barre III		D 4	Dépôts marne et calcair
		barre II		D 3	Dépôts marne et calcair
		barre I		D 2	Dépôts marne et calcair
		2 m		D 1	

Figure.12. La colonne lithologique d'Ain el Morra.

CHAPITRE

III

FACIOLOGIE

I. Introduction

Cette étude consiste à définir des faciès et dessous faciès. Elle prendra en compte divers critères tels que la lithologie, la stratonomie, la granulométrie ainsi la couleur et le type de figures et structures sédimentaires observées.

Elle consiste également à la définition du milieu de dépôt en se basant sur l'interprétation des caractéristiques faciologiques.

1. Faciès

Le faciès est défini comme étant la somme des caractères d'une roche ou d'un ensemble de strates qui permettent de la caractériser par son aspect et qui précisent son origine:

C'est l'ensemble des caractères lithologiques (lithofaciès), biologiques (biofaciès) et sédimentologiques (faciès marin ou continental, profond ou littoral, confiné ou restreint).

L'étude de la répartition des faciès permet de proposer des reconstitutions paléogéographiques.

❖ Inventaire des faciès

Trois principaux faciès peuvent être définis dans notre série d'étude :

F I : faciès de barres calcaire.

F II : faciès barres dolomie.

F III : faciès des interbarres marneuses.

1.1. Faciès de barres à calcaire

- Description : Ce faciès correspond aux quatre premières barres de la série d'étude. Elles sont d'épaisseur métrique (jusqu'au 5m d'épaisseur).

Ce faciès peut-être subdivisé à son tour en quatre sous-faciès, d'après le type de figures sédimentaires que nous trouvons.

1.1.1. *Sous faciès des calcaires à litages horizontaux*

- Description: Ce sous faciès apparaît dans la première et la quatrième barre de la coupe étudiée, Il est fréquent dans la première barre, il se présente sous l'aspect de bancs d'épaisseurs centimétriques à décimétriques, Il est associé parfois à des litages obliques en mammelons (*Hummocky Cross Stratification, HCS*).

- Interprétation: Les litages horizontaux résultent d'un courant unidirectionnel de fond ayant exercé une action de traction et de classement des grains, Le flot est provoqué par un régime d'écoulement inférieur ou supérieur. Il est lié à un changement dans le mécanisme du transport (Figure.13) (CHAMLEY, 2000).

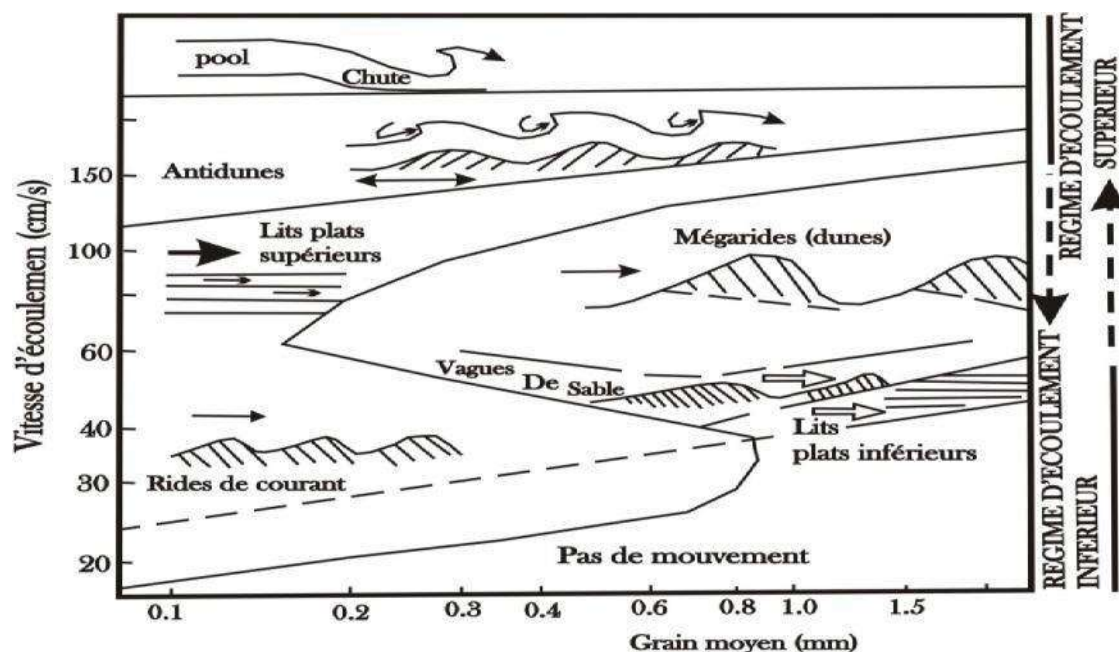


Figure.13. Principaux formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement unidirectionnel (d'après Blatt et *al.* 1980 et Reineck & Singh, 1980 in Chamley, 1987).

1.1.2. Sous faciès des calcaires à litages obliques en mammelons (HCS)



Figure.14. Présentation photographique des litages obliques en mammelons (HCS). (REGAGDA B; 2016).

- Description : Ces structures ont été rencontrées dans les trois barres II, III et IV de la coupe. Elles sont observées dans des bancs généralement centimétriques, sparitique et associées souvent à des litages horizontaux
- Interprétation : Les *HCS* sont considérées comme la figure la plus caractéristique des dépôts de tempêtes (HARMS, 1975). Leur mode de formation a fait l'objet de plusieurs études (HARMS, 1975; ROGER et *al.*, 1983; ALLEN, 1985a; SWIFT et *al.*, 1983; NOTTVEDT et KREISA, 1987; GUILLOCHEAU, 1988; WALKER et *al.*, 1983; HARMS et *al.*, 1982).

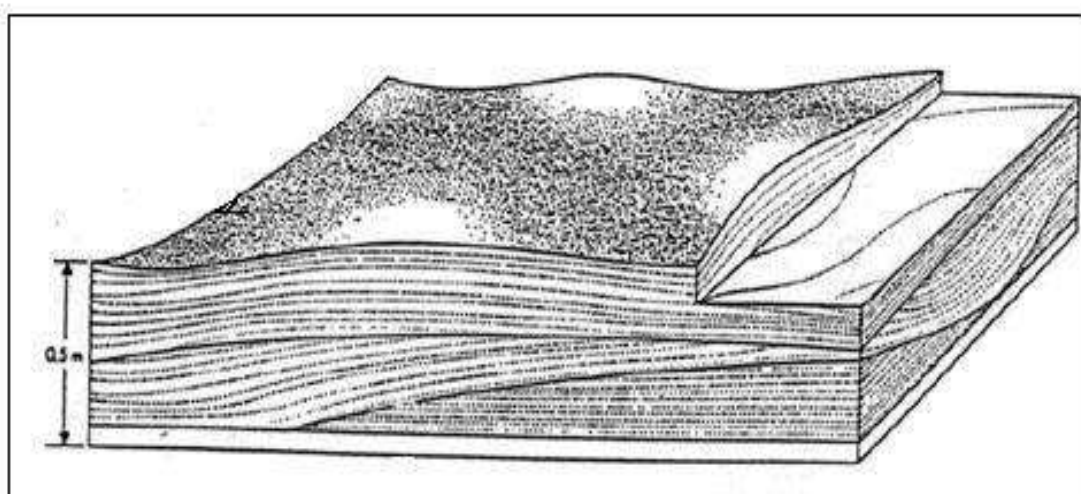


Figure.15. Litages obliques en mamelons *HCS* (*Hummocky Cross Stratification*), d'après HARMS (1975).

L'origine des *HCS* est très confuse. Plusieurs auteurs pensent qu'elles ont été engendrées par un écoulement oscillatoire ou combiné.

Ces structures résultent ou elles sont liées aux dépôts de haute énergie. Elles sont dues à un courant multidirectionnel, qui est déterminés par des événements exceptionnels (les dépôts des tempêtes ou les tempêtites) (CHAMLEY, 2000).

1.1.3. Les calcaires massifs

- Description: Ce faciès a été rencontré dans les cinq barres. Il est représenté sous-forme des bancs centimétriques à métriques brunâtre.
- Interprétation : Ces couches correspondent à un sédiment d'aspect relativement homogène. Elles reflètent une sédimentation rapide (SIMPSON et ERIKSON, 1990), pendant laquelle

les structures primaires ont été détruites.

Elles indiquent l'action de tempête dans un milieu de plate-forme (*Shoreface* inférieur/Offshore supérieur) (KUMAR et SANDERS, 1976; SIMPSON et ERIKSON, 1990).

1.2. Faciès de barre à dominante dolomitique

- Description : Le faciès des dolomies est fréquent dans le deuxième ensemble sommital. Cependant, il est représenté par des barres très épaisses qui peuvent atteindre jusqu'à 10 m. Ces s'organisent en bancs métriques, grains grossiers ce qui permet de dire que notre dolomie est une dolomie cristalline.
- Interprétation: Le faciès des dolomies caractérise un milieu peu profond de plate forme interne.

1.3. Faciès d'inter-barres marneuses

- Description : Ce faciès occupe généralement les inter-barres, il se présente sous forme de combes ou puissante série qui peut atteindre les 20 mètres par endroits. Elles sont de couleur généralement verdâtre. Ce faciès s'intercale parfois avec des niveaux de calcaires ou de dolomies au sein des barres.
- Interprétation : les marnes résultent d'un phénomène de décantation survenu après la diminution de la vitesse du flot qui a été à l'origine de la mise en place des faciès et sous faciès précédemment décrits.

2. Association des sous faciès

L'étude descriptive des sous faciès rencontrés dans les barres à dominante calcaire ou dolomitique (FI) nous a montré que les sous faciès décrits au-dessus peuvent-être s'associer soit complètement, soit partiellement pour former une succession verticale de figure ou de lithologie. Ainsi, plusieurs associations peuvent-être citées :

- Calcaires à litages horizontaux/marnes
- Calcaires à litages horizontaux/calcaires à HCS/marnes
- Calcaires massifs/marnes
- Dolomies/marnes.

3-Milieux de dépôt

L'étude sédimentologique de la série carbonatée de Ain El Mora dans le secteur de Serguine, à partir d'une coupe géologique, nous a permis de mettre en évidence les caractéristiques suivantes:

- Le développement de grandes barres calcaires;
- Le développement de grandes barres dolomitiques;
- La présence de litages obliques en mamelons (*HCS* ou *Hummocky Cross Stratification*);
- Les litages horizontaux;
- L'installation de puissantes séries marneuses;

Le milieu de sédimentation doit être déterminé à partir du sédiment, en recherchant la nature des écoulements responsables de la mise en place des sédiments et en recherchant parmi les figures sédimentaires celles qui sont caractéristiques d'un environnement.

L'écoulement est discontinu car il s'agit d'alternance de marnes, de calcaires et de dolomies. Il se produit à une vitesse élevée comme le montre les litages horizontaux présents dans certains bancs (SIMONS et *al.*, 1965 ; GUY et *al.*, 1966 ; CLIFTON, 1976 ; ALLEN, 1982 ; NOTTVEDT & CREISA, 1987 in GUILLOCHEAU, 1991). Cependant, il est à composantes oscillatoire comme le suggèrent la présence de rides symétriques (ALLEN, 1982) sur le sommet des strates et l'existence de litages rides.

D'autres figures peuvent être intervenir parmi lesquelles: les litages obliques en mamelons (*HCS* ou *Hummocky Cross Stratification*), qui sont caractéristiques des dépôts de tempêtes. Ces dernières sont les seules qui peuvent expliquer, en milieu marin peu profond, un écoulement discontinu, à vitesse élevée et à composantes oscillatoire.

Ces dépôts se sont donc effectués dans deux environnements différents, il s'agit d'une alternance de dépôts de d'*Offshore* supérieur et de *Shoreface*. L'*Offshore* supérieur est caractérisé par une sédimentation principalement marneuse, au-delà de la base de l'effet de la houle (BIJU-DUVAL, 1999).

Le *Shoreface* est caractérisé par la présence des structures multidirectionnelles sous l'action des tempêtes, qui peuvent constituer des barres de plusieurs mètres d'épaisseur. (BIJU-DUVAL, 1999).

CHAPITRE

IV

Statigraphie séquentielle

I. Introduction

La reconnaissance, l'interprétation des faciès et la compréhension de leurs relations spatio-temporelles constituent les bases de l'étude des séries sédimentaires en vue des reconstitutions paléo-environnementales et de la paléogéographie. La succession verticale des faciès rend, de plus, compte de l'évolution temporelle des environnements.

II. Generalities et definitions

1. Definition d'un sequence

Une séquence est une unité stratigraphique formée d'une succession régulière de couches relativement concordantes, génétiquement liées entre deux discontinuités sédimentaires.

2. Definition d'une discontinuité

Une discontinuité est définie comme étant une surface portant des traces d'érosion et des enduits physico-chimiques indiquant un arrêt de sédimentation durant une période donnée.

III. L'analyse séquentielle

L'enchaînement vertical des dépôts de notre série d'étude sera abordé en appliquant le concept de l'analyse séquentielle telle que définie par LOMBARD (1953, 1956), DELFAUD (1973 ; 1974) et KAZI-TANI (1986).

Le découpage séquentiel sera fait à partir des deux principaux critères, (1) la définition de la séquence virtuelle de la série et (2) la définition des discontinuités.

1. La séquence virtuelle

Suite à la détermination des différents faciès et leur assemblage, il nous semble nécessaire de définir une série virtuelle idéale traduisant un enchaînement logique des faciès. Cet enchaînement est appelé série virtuelle (LOMBARD, 1956). La série virtuelle de notre série d'étude peut-être considérée comme étant une séquence positive montrant les termes grès, argiles et calcaires, il s'agit donc généralement d'un caractère transgressif marqué par l'installation des faciès carbonatés au-dessus des dépôts détritiques.

IV. Application

4.1. Coupe de Ain El Mora.

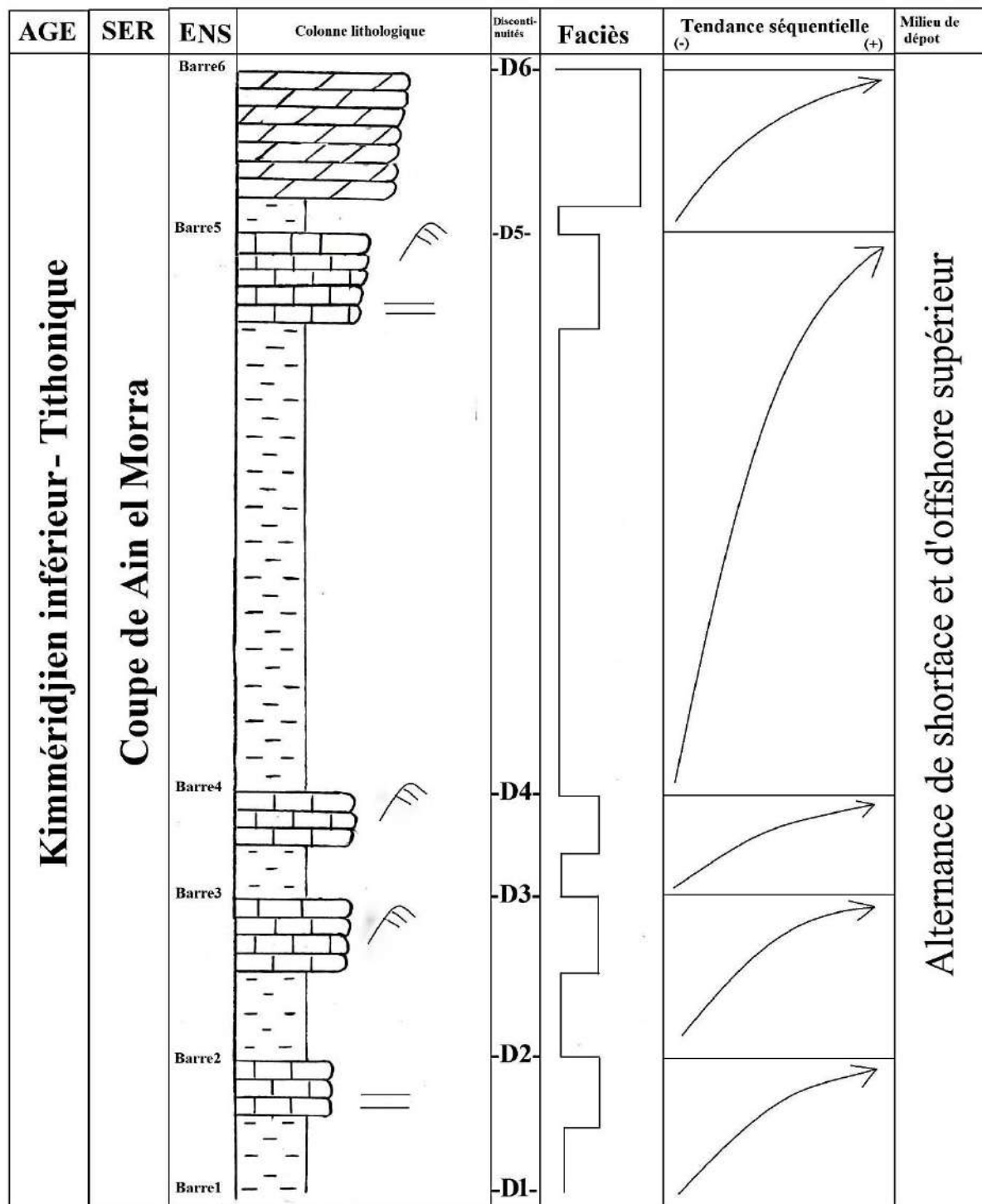


Figure.16. Evolution séquentielle de la coupe d'Ain el Morra.

4.2. Inventaire des discontinuités

Les discontinuités dans le secteur d'étude ne sont matérialisées que par un changement lithologique, sans qu'il y ait interruption dans les dépôts. Il s'agit du passage franc entre les faciès définis précédemment: faciès de barre à dominante calcaires (FI), faciès de barre à dominante dolomitique (FII) et marnes (FIII).

D1: elle marque la base de la série étudiée. Il s'agit de la limite inférieure des marnes de la base.

D2: il s'agit du passage franc à la deuxième inter-barre marneuse.

D3, D4 et D5 : elles coïncident avec la fin de la deuxième, troisième et quatrième barre.

D6: elle se situe au sommet de la cinquième barre et coïncide avec la fin de notre série d'étude.

4.3. Les séquences

La série de Ain El Mora peut-être subdivisée en cinq séquences, chacune constituée par la succession de deux termes principaux, un terme inférieur à dominance marneuse (FIII) et un terme supérieur à dominance soit calcaire (FI), soit à dominance dolomitique (FII). Ce sont des séquences d'ordre 3 au sens de DELFAUD (1974) et de KAZI-TANI (1986). Il s'agit d'une sédimentation silico-allumineuse de transition, interrompue par des dépôts carbonatés représentés par des calcaires et des dolomies qu'on trouve dans les différentes barres de la coupe.

Conclusion générale

L'étude géologique de la coupe de Ain El Mora dans la région de Serguine nous a permis d'obtenir des résultats significatifs, aussi bien du point de vue sédimentologique qu'environnemental.

L'étude lithostratigraphique a montré la succession de cinq barres à dominante calcaire ou dolomitique intercalées par des inter-barres marneuses. Les barres citées précédemment s'organisent en bancs continues et chenalisés

L'étude sédimentologique nous a permis de définir trois principaux faciès : un faciès barres à dominante calcaire (FI), un faciès de barres à dominante dolomitique (FII) et un faciès d'inter-barres marneuses (FIII). Dans le faciès des barres à dominante calcaire calcaires trois sous-faciès notés C1, C2, C3 ont à leur tour été reconnus. L'interprétation en terme hydrodynamique de ces sous faciès a montré l'importance des courant de tempête dans la mobilisation et la mise en place des sédiments grâce à la présence des litages obliques en mamelons (*Hummocky Cross Stratification, HCS*) et la décantation dans la mise en place des séries marneuses. Ces faciès se sont mis donc dans un milieu marin peu profond représenté au moins par de parties, un *Shorface* et un *Offshore* supérieur.

L'enchaînement vertical des corps sédimentaires montre des séquences positives de comblement d'ordre 3 caractérisées par l'installation à la base un faciès marno-calcaire et au sommet un faciès dolomitique.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIQUES

ALLEN J.R.L. (1985) -Sedimentary structures ; their character and physical basis.

Development in sedimentology, 30, *Elsevier Sci. Publ. Co.*, Amsterdam, vol. I :

593 p., vol II : 663 pp.

ATROPS F. et BENEST M. (1982) N Découverte de faunes d'ammonites de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) dans les Monts de Chellala (Avant-pays tellien, Algérie); Conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Géobios*, 15, (6):951-957.

ATROPS F. et BENEST M. et LE HEGARAT G. (1983) N Caractérisation du Tithonique supérieur au Djebel Recheiga (Avant-pays tellien de la région de Tiaret, Algérie); milieu de dépôt. *Géobios*, 16, (3) : 387-390.

BENEST M. (1985)- Evolution de la plat-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au coin du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieu de dépôt et dynamique sédimentaire. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n° 95, fasc. 1-2, 581p.

BENEST M., ATROPS F. et CLAVEL B. (1994) N Les échinides du Kimméridgien inférieur des Monts de Chellala (ouest algérien) ; révision, paléoenvironnement et eustatisme. *Géobios*. Lyon, 27, p. 61-71.

BIJU-DUVAL B. (1999)- Géologie sédimentaire, Bassins, Environnement des dépôts et formation du pétrole. *Edi. Technip, France*.

CARATINI C. (1970) N Etude géologique de la région de Chellala-Reibell. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, N. S. 40, (1) : 238 p.

CHAMLEY H. (2000) – Base de sédimentologie. *Coll. Géosciences, Dunod (2^{ème} éd.)*, Paris (France), 178 p., 98 fig., 17 tabl.

CLIFTON H. E. (1976)- Wave-formed sedimentary structures- a conceptual model. *In*: DAVIS R. A. J. & ETHINGTON R.L. (eds.): Beach and nearshore sedimentation.

Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 24, 126-146.

COQUAND H. (1862) – géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. *Mém. Soc. D'Emulation de la Provence*, avec catalogue des fossiles recueillis dans l'Afrique française. P.1-341.

DELEAU M. (1948) - Le Djebel Nador. Etudes stratigraphiques et paléontologiques. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, sér. 2, n° 17, 126 p., 25 fig., 6 pl., 1 carte géol. h.t. à 1/1000000.

DELFAUD J. (1973) - Sur l'appartenance de certains pseudo-flyschs aux faciès prodeltaïques de plate-forme. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 277, sér. D, p. 1125-1128, 1 pl. h. t.

DELFAUD J. (1974) - La sédimentation deltaïque ancienne. Exemple nord sahariens. *Bull. Cent. Rech. Pau-S.N.P.A.*, vol. 8, n°1, p. 159-262.

DELFAUD J. (1974) – Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc.Géol. France*, (7), XVI, n°6, p. 643-650.

FLAMAND G. B. M. (1911) N Recherches géologique et géographiques sur le Haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoire du Sud). Thèse. Sc. Lyon, Rey (édi), 1001 p.

GHIRAUD M. (1973). N Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Fac. Sc. Nice, 270 p.

GUILLOCHEAU F. (1988) – Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme, le modèle des plates-formes Nord gondwanienne et Armoricaïne à l'Ordovicien et au Dévonien. *CR. Acad. Sci. Paris*. t. 307, série II, pp. 1909-1916, 2 fig.

GUILLOCHEAU F. (1991) – Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricaïn) : nature et distorsion des différents ordre de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centres rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 2, 383-410, 21 fig.

GUY H. P., SIMONS D. B. & RICHARDSON E.V. (1966)- Summary of alluvial channel data from flume experiments from 1956 to 1961. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 462-I, 96 pp.

HARMS J.C. (1975) – Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. *In*: depositional environments as interpreted from primary sedimentary and structures and stratification sequences. J.C. Harms., J.B. Southward., D.R. Spearing., R.G. Walker. (*Eds.*). *Soc. Ecom. Paleontologists, mineralogists, short courses*, 2, p. 81-102.

HARMS J.C. (1982) – Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. *In*: depositional environments as interpreted from primary sedimentary and structures and stratification sequences. J.C. Harms., J.B. Southward., D.R. Spearing., R.G. Walker. (*Eds.*). *Soc. Ecom. Paleontologists, mineralogists, short courses*, 2, p. 81-102.

KAZI TANI N. (1986) N Evolution géodynamique de la bordure nord africaine : le domaine intraplaque nord algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse. Doct d'état. Pau, t I et II? 784 p., 361 fig.

KUMAR N. & SANDERS J.E. (1976) – Characteristics of shoreface storms deposits modern and ancient examples. *J. Sedim. Petrol.*, v, 46, p. 145-162.

LOMBARD A. (1956) Géologie sédimentaire : les séries marins, Paris, Masson (édi.), Paris. 722 p, 180 fig., 13 pl. h. t.

MAROK A. (1993)- Stratigraphie, sédimentologie et interprétation géodynamique du Lias-début du Dogger : exemple de sédimentation carbonatée de plate-forme en Oranie (Monts de Sidi el Abed, Hautes-plaines, Algérie occidentale). Mémoire Magister. Oran, 198 p., 88 fig., 11 pl.

NOTTVEDT A. & KREISA R.D. (1987) – Model for the combined flow original of HCS. *Geology.*, 15, pp. 375-361., 3 fig.

PERON A. (1869) N Sur les terrains jurassique supérieurs en Algérie. B. S. G. F. XXVI, pp. 517-529.

REGAGDA B. (2016) Etude sédimentologique des affleurements de la région de Serguine (Monts de Chellala, Domaine préatlasique).Mémoire Master. Ouargla.

RIAH N. (2008) – Géologie des terrains Post-Oxfordiens de la terminaison occidental de Ben Hammed (Monts de Chellala, Avant-pays tellien).

ROGER R.W., WILLIAMS L.D. & DALE A.L. (1983) – Hummocky Cross Stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply discussion. *Geol. Soc. American. Bull.* v. 94, pp. 1245-1251., 7 fig.

SEILLACHER A. (1967) – Bathymétrie des traces fossiles. *Univ. Claude Bernard. Centre Sci. Terre. In: Marine. Géol.*, vol. sp. 15, n°5/6, 1967. pp. 413-428.

SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. & NORDIN C.F. (1965)- Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: MIDDLETON G.V. (*ed.*): Primary.

SIMPSON A. M. & ERIKSON K.A. (1990) – Early Cambrien progradational and transgressive sedimentation patterns. An example of the early history of passive margin. *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 58, p. 580-595.

SWIFT J.W. & NUMMEDAL D. (1983) - Hummocky Cross Stratification and migarippls: a geological double standard. *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 53, p. 1295-1317.

VILLE L. (1846) – Etude sur la recherche des eaux souterraines entre Médéa et Laghouat et dans le Sahara algérien. Imprimerie du gouvernement, Alger.

WALKER R.G., DUKE W.L. & LECKIE D.A. (1983) - Hummocky Cross Stratification significance of its variable bedding sequences: Discussion. . *Bull. Geol. Soc. Amer.* 94, 1245-1249.