



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du diplôme de
MASTER EN SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS
Option : Géologie des Bassins Sédimentaires

Par : ABANE Amokrane

Et

ABBA Lyes

Thème :

Etude de la dynamique sédimentaire des formations géologiques d'âge
Jurassique inférieur et moyen de la coupe Ain Tolba, Monts des Traras,
Tlemcen

Soutenu publiquement le 28 / 09/ 2022 devant le Jury composé de:

Mr. AMROUCHE F

Mr. ACHOUI M

Melle OUIKENE K

M.A.A à l'UMMTO

M.A.A à l'UMMTO

M.A.A à l'UMMTO

Président

Promoteur

Examinatrice

Remerciements

Avant de présenter ce travail, nous tenons à remercier Dieu le tout puissant qui nous a offert la sagesse et la santé afin de réaliser ce modeste travail. Nous exprimons notre gratitude et nos remerciements en premier lieu à nos parents, qui ont sacrifié toute leur vie pour nous rendre Heureux.

Nous tenons à exprimer nos vifs remerciements à notre promoteur Monsieur **ACHOUI M'hand** tout d'abord pour avoir proposé ce thème, pour nous avoir accompagné dans la réalisation de ce mémoire et sa disposition avec beaucoup de patience et de pédagogie tout au long de notre parcours. Il a été d'un grand apport via ses conseils et ses critiques constructives.

Nous remercions aussi à : Monsieur **AMROUCHE Farid** pour avoir accepté la présidence du jury ; Mademoiselle **OUIKENE Karima** pour avoir accepté d'examiner notre travail.

Nous adressons aussi nos remerciements à tous nos collègues (**SLIMANI A, MECERLI Y, MONIR B, LAMRI F, ARIB H, HAMDAD B, BELAID M**)

Dédicace

Je dédie ce mémoire à

Mes chers parents que nulle dédicace ne puisse exprimer mes sincères sentiments, pour leur patience illimitée, leur amour, leur soutien et leurs encouragements en témoignage de mon profond amour et respect pour leurs grands sacrifices.

A mes frères et mes sœurs pour leur grande amour et leur soutien, qu'ils trouvent ici l'expression de ma haute gratitude.

Ma reconnaissance et ma gratitude vont à mon ami, mon camarade, à qui je dois tout le courage et la patience durant notre travail.

A mes amis et mes camarades. Sans oublier tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce modeste travail.

RESUME

À l'issue du travail mené sur la région d'Aïn Tolba dans les Monts des Traras, pour étudier la dynamique sédimentaire des formations géologiques jurassiques inférieures, nous sommes aboutis après l'étude sédimentologique (analyse du faciès et microfaciès et analyse séquentielle) aux résultats suivants :

- Les premiers dépôts jurassiques du Lias moyen (la formation des calcaires de Zaïlou) reposent directement sur le socle suite à une transgression marine.
Cette formation constituée de deux membres :
 - Le milieu du premier membre correspond à un milieu marin (haute énergie) associé à l'arénite granitique, la sédimentation est contrôlée par la transgression liasique et les effets de la tectonique syn-sédimentaire en rapport avec la dislocation de la Pangée.
 - Le deuxième membre correspond aussi à un milieu marin (haute énergie) mais il est riche en bioclastes et en oncolithes où la sédimentation est contrôlée par les variations eustatiques.

- À la fin du Lias (Toarcien), à la suite de l'ouverture de l'atlantique un brusque effondrement de la plateforme carbonatée a permis le dépôt de la formation : Ammonitico rosso des Traras. Cette dernière est le résultat des effets conjugués des rifts téthysiens et atlantique.

- Le Dogger moyen à supérieur (Bathonien à Callovo-Oxfordien), correspond à une sédimentation silicoclastique fine essentiellement argileuse à silto-gréseuse (formation des argiles de Saida) liée probablement au delta des Ksour qui intervient à la suite d'un changement climatique, devenu humide.

- Enfin, on trouve la formation volcano-sédimentaire (Paléogène ?) liée probablement au processus de la fermeture de la mer téthysiens et l'ouverture de la mer méditerranée ainsi que le volcanisme qui a marqué la région Nord de l'Oranie.

ABSTRACT

At the end of the work carried out on the region of Aïn Tolba in the Monts des Traras, to study the sedimentary dynamics of the lower Jurassic geological formations, we ended up after the sedimentological study (analysis of the facies and microfacies and sequential analysis) with following results:

- The first Jurassic deposits of the Middle Lias (the formation of the Zailou limestones) rest directly on the base following a marine transgression.

This formation consists of two members:

- The middle of the first member of marine environment (high energy) associated with granitic arenite, the sedimentation is controlled by the liasic transgression and the effects of syn-sedimentary tectonics in connection with the breakup of Pangea.

-The second member is also of marine environment (high energy) but it is rich in bioclasts and oncoliths where sedimentation is controlled by eustatic variations.

- At the end of the Lias (Toarcian), following the opening of the Atlantic, a sudden collapse of the carbonate platform allowed the deposit of the formation: Ammonitico rosso des Traras. The latter is the result of the combined effects of the Tethyan and Atlantic rifts.
- The Middle to Upper Dogger (Bathonian to Callovo-Oxfordian), corresponds to a fine silicoclastic sedimentation essentially clayey to silty-sandstone (formation of the Saida clays) probably linked to the Ksour delta which occurs as a result of climate change, got wet.
- Finally, we find the volcano-sedimentary formation (Paleogene?) probably linked to the process of the closing of the Tethysian sea and the opening of the Mediterranean Sea as well as the volcanism which marked the northern region of Oranie.

SOMMAIRE

Remerciements.....	2
Dédicace.....	3
Résumé.....	4
ABSTRACT.....	5
Listes des figures	9
Listes des tableaux, Logs	11

Chapitre I : Introduction

I. PROBLEMATIQUE.....	13
II. METHODOLOGIE	14
III. HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	16

Chapitre II : Généralités sur les Monts des Traras

I. CADRE GEOGRAPHIQUE.....	21
II. CADRE GEOLOGIQUE	22
II.1 Aspect stratigraphique.....	23
II.2 Aspect structural	27
II.3 Aspect Géodynamique	29

Chapitre III : Etude sédimentologique de la coupe de la région Ain Tolba

I. INTRODUCTION.....	32
----------------------	----

II. LOCALISATION DE LA REGION D'ETUDE	33
III. DESCRIPTION DES FACIES ET MICROFACIES.....	35
III.1 Introduction	36
III.2 Description des formations (faciès , microfaciès)	39
III.2.1 Socle.....	42
III.2.2 Massif granitique.....	42
III.2.3 Formation détritique rouge (lie de vin) d'âge Trias	43
III.2.4 Formation des calcaires compacts de Zaïlou (76 Mètres).....	43
III.2.4.1 Membre 1 : les calcaires graveleux de Djerf Kebir (39 Mètres)	44
III.2.4.1.1 La première séquence d'ordre 2 (7m)	44
III.2.4.1.2 La deuxième Séquence d'ordre 2 (23m)	49
Synthèse de la deuxième séquence	53
III.2.4.1.3 La troisième séquence d'ordre 2 (9m)	54
Synthèse de la troisième séquence	56
III.2.4.2 Membre 2 : Les calcaires oolithiques de Taouia (37 Mètre)	57
III.2.4.2.1 La première séquence d'ordre 2 (15 m)	57
Synthèse de la première séquence	60
III.2.4.2.2 La deuxième séquence d'ordre 2 (11m)	61
Synthèse de la deuxième séquence	64
III.2.4.2.3 La troisième Séquence d'ordre 2 (11m)	64
III.2.5 Synthèse de la formation calcaire compacte de Zaïlou	69
III.2.6 Formation Ammonitico rosso (7,5 Mètre)	70
III.2.7 Formation des Calcaires des Traras (22,5 Mètre)	73
Synthèse de la formation calcaire des Traras	78
III.2.8 Formation Argiles de Saïda (4Mètre)	79
III.2.9 Formation Volcano-sédimentaire (1,5Mètre).....	80
IV. ANALYSE SEQUENTIELLE	87
III.3 Introduction	88
III.4 Rappels	88
III.5 Analyse séquentielle de la coupe d'Ain Tolba.....	93
III.5.1 Formation calcaires compacts de Zaïlou (Pliensbachien).....	93
III.5.1.1 Membre 1 : Calcaire graveleux de Djerf Kebir	93
III.5.1.1.1 La première séquence	93
III.5.1.1.2 La deuxième séquence	93
III.5.1.1.3 La troisième séquence	93
Synthèse de premier membre : calcaire graveleux de Djerf Kebir	94
III.5.1.2 Membre 2 : Calcaire oolithique de Taouia	94
III.5.1.2.1 La première séquence	94
III.5.1.2.2 La deuxième séquence	94
III.5.1.2.3 La troisième séquence	94

Synthèse de deuxième membre calcaire oolithique de Taouia	94
III.5.2 Formation ammonitico rosso.....	95
III.5.3 Formation calcaires des Traras.....	95

Chapitre IV : Conclusion

Conclusion	96
------------------	----

Références bibliographiques.....	101
----------------------------------	-----

Liste des figures (Photos)

FIGURE II-1 : SITUATION GEOGRAPHIQUE DES MONTS DES TRARAS -----	21
FIGURE II-2: CADRE STRUCTURAL DES MONTS DES TRARAS (IN BELKHEDIM , 2019)-----	28
FIGURE II-3 : CADRE PALEGEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DES MONTS DES TRARAS (IN AMEUR 1988)-----	30
FIGURE III-4 : LOCALISATION DE LA COUPE LEVEE (A) ET LA COUPE D'AMEUR 1988 (B) DE LA REGION AIN TOLBA SUR GOOGLE EARTH-----	34
FIGURE III-5 : LOCALISATION DE LA REGION AIN TOLBA SUR GOOGLE EARTH -----	34
PHOTO III-1 : ASPECT GENERAL DES FORMATIONS GEOLOGIQUES DE LA REGION D'AIN TOLBA -----	39
PHOTO III- 2 : MASSIF GRANITIQUE DE LA REGION AIN TOLBA -----	42
PHOTO III -3 : FORMATION DETRITIQUE ROUGE (LIE DE VIN) DE LA REGION AIN TOLBA-----	43
PHOTO III-4 : ALTERNANCE DE BANCS CALCAIRES ET L'ARENE GRANITIQUE -----	44
PHOTO III-5 : QUARTZ DETRITIQUE (ZOOM PHOTO III-4 B)-----	45
PHOTO III-6 : CALCAIRE GRAINSTONE A BIOCLASTES -----	46
PHOTOS III -7 : CALCAIRE GRAINSTONE OOLITHIQUE -----	47
PHOTOS III -8 : CALCAIRE GRAINSTONE OOLITHIQUE -----	48
PHOTO III -9 : DES ENCHRINES, DES ECHINODERMES B, DES POLYPIERS ISOLES A -----	49
PHOTOS III-10 : CALCAIRE GRAINSTONE OOLITHIQUE-----	50
PHOTOS III -24 : CALCAIRE PACKSTONE A GRAINSTONE BIOCLASTIQUE-----	50
PHOTOS III -11 : CALCAIRE PACKSTONE A GRAINSTONE BIOCLASTIQUE -----	51
PHOTOS III- 12: CALCAIRE PACKSTONE A GRAINSTONE OOLITHIQUE-----	52
PHOTOS III- 13 : CALCAIRE GRAINSTONE OOLITHIQUE-----	53
PHOTOS III -14 : CALCAIRE GRAINSTONE A INTRACLASTE-----	54
PHOTOS III- 15 : CALCAIRE GRAINSTONE A PACKSTONE OOLITHIQUE-----	55
PHOTOS III -16 : CALCAIRE PACKSTONE A GRAINSTONE BAHAMITES -----	56
PHOTO III -17 : SUCCESSION DE BANCS CALCAIRES BIODETRITIQUES -----	57
PHOTO III -18 : UN BANC MASSIF COMPOSE DE DEUX PARTIES SOMBRES ET CLAIRES -----	57
PHOTOS III-19 : CALCAIRE GRAINSTONE A PACKSTONE OOLITHIQUE-----	58
PHOTOS III-20 : CALCAIRE GRAINSTONE OOLITHIQUE-----	59

PHOTOS III-21 : CALCAIRE GRAINSTONE OOLITHIQUE-----	59
PHOTOS III -22 : CALCAIRE PACKSTONE A GRAINSTONE BIOCLASTIQUES-----	60
PHOTO III-23 : DES NIVEAUX ONCOLITHIQUES DE DIFFERENTE TAILLE -----	61
PHOTO III -24 : JOINT MARNEUX.....	62
PHOTO III -25 : BANC DOLOMITIQUE FRACTURE ET UNE DISCORDANCE ANGULAIRE -----	62
PHOTOS III-26 : CALCAIRE PACKSTONE A GRAINSTONE ONCOLITHIQUES-----	62
PHOTOS III-27 : CALCAIRE WACKSTONE A MUDSTONE BIOCLASTIQUES-----	63
PHOTOS III-28 : FACIES DOLOMICROSPARITE-----	64
PHOTOS III-29: CALCAIRE PACKSTONE A GRAINSTONE BIOCLASTIQUES -----	65
PHOTOS III-30 : CALCAIRE GRAINSTONE OOLITHIQUE -----	66
PHOTOS III-31 : CALCAIRE GRAINSTONE A INTRACLASTES-----	66
PHOTOS III-32 : CALCAIRE GRAINSTONE A INTRACLASTES-----	67
PHOTOS III-33 : CALCAIRE GRAINSTONE A PACKSTONE FORAMINIFERES -----	68
PHOTOS III-34 : CALCAIRE GRAINSTONE A PACKSTONE FORAMINIFERES -----	68
PHOTO III -35 : FACIES DE LA FORMATION AMMONITICO ROSSO DE LA REGION AIN TOLBA ---	72
PHOTOS III-36: MARNO-CALCAIRE (AT21B).....	72
PHOTOS III-37: ARGILES (AT22A)-----	73
PHOTO III-38 : FORMATION DES CALCAIRES DES TRARAS DE LA REGION AIN TOLBA -----	74
PHOTO III-39 : CALCAIRE MUDSTONE A DEBRIS DE COQUILLE-----	74
PHOTO III 40 : CALCAIRE MUDSTONE A DEBRIS DE COQUILLE	74
PHOTO III 41 : CALCAIRE MUDSTONE (AT 24). -----	75
PHOTO III-42 : CALCAIRE MUDSTONE A QUELQUES DEBRIS DE COQUILLE (AT 25). -----	75
PHOTO III-43 : CALCAIRE MUDSTONE A DEBRIS DE COQUILLE (AT 26). -----	75
PHOTO III-44 : CALCAIRE GRAINSTONE A PACKSTONE A OOIDE-----	76
PHOTO III-45 : CALCAIRE PACKSTONE A GRAINSTONE BIOCLASTIQUES -----	77
PHOTO III-46 : CALCAIRE MUDSTONE A WACKSTONE A DEBRIS DE COQUILLE	77
PHOTO III-47 : CALCAIRE MUDSTONE A WACKSTONE A FORAMINIFERES (AT30)-----	77
PHOTO III-48 : CALCAIRE WACKSTONE A BIOCLASTES-----	78
PHOTO III -49 : FORMATION DES ARGILES DE SAÏDA DE LA REGION AIN TOLBA-----	79
PHOTO III-50 : GRES DE LA FORMATION DES ARGILES DE SAÏDA DE LA REGION AIN TOLBA ---	80

PHOTO III-51 : UNE BRECHE SEDIMENTAIRE HETEROGENE DE LA REGION AIN TOLBA -----	80
PHOTO III -52 : CALCAIRE BRÉCHIQUES DE LA RÉGION AIN TOLBA -----	81
PHOTO III-53: MINERAUX DE LA LAME MINCE AT 33 -----	81
PHOTO III-54 : MINERAUX DE LA LAME MINCE AT 34-----	82
FIGURE IV-1 : LES DIFFERENTS TYPES D'ENVIRONNEMENT DE DEPOT (FLÜGEL , 2004 MODIFIE) -----	91

Liste des tableaux

TAB III -1 : LES SUBDIVISIONS BIOSTRATIGRAPHIQUE DE LA FORMATION AMMONITICO ROSSO (IN SEBANE ,2007)	71
TAB III-2 : REPRESENTE LA CORRELATION DES FORMATIONS GEOLOGIQUES DE LA REGION AIN TOLBA	85

Liste des logs

LOG III-1 : COUPE D'AIN TOLBA (BENI MICHEL OCCIDENTAUX -TRARAS SEPTENTRIONAUX AMEUR 1998) -----	37
LOG III-2: COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA REGION AIN TOLBA -----	40
LOG III-3 : EVOLUTION DE LA TEXTURE DES MICROFACIES DES FORMATIONS DE LA REGION D'ETUDE -----	41
LOG III-4 : CORRELATION DES LOGS LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA COUPE AIN TOLBA (OUEST) AVEC LE LOG LEVE PAR AMEUR 1988 (EST) -----	84
LOG III – 5: EVOLUTION DES ALLOCHEMES DANS LES FORMATIONS DE LA COUPE LEVE-----	86
LOG III-6 : LOG SYNTHETIQUE DE LA REGION AIN TOLBA -----	92
LOG IV- 1 : RESUMER DE L'ETUDE EFFECTUER SUR LA REGION AIN TOLBA-----	99

Chapitre I

Introduction

I. Problématique

Sur la partie occidentale du bloc oranais de la chaîne alpine (ELMI, 1972 ; 1978), s'étend une importante chaîne de montagne orientée sensiblement NE-SW (GUARDIA, 1975).

Cette chaîne correspond aux Monts des Traras.

Elle représente une partie de la bande maritime du domaine tello-rifan. Sa complexité structurale se manifeste, sur le terrain, par des affleurements affectés par des plissements et des contacts anormaux. Ces derniers sont dus essentiellement au déplacement des nappes de charriage (AMEUR, 1988).

Ce dernier (AMEUR, 1988) a réalisé dans sa thèse, plusieurs coupes dans les différents secteurs de cette chaîne (Mont des Traras), y compris dans la région d'Aïn Tolba où il a levé une coupe complémentaire non détaillée, lui permettant de comprendre l'évolution latérale et la paléogéographie globale de la plateforme carbonatée des Monts des Traras.

Nous, on s'intéresse à cette coupe d'Aïn Tolba qui fait l'objet de notre travail de fin d'études, pour comprendre plus ou moins dans le détail la dynamique sédimentaire des formations Jurassiques.

En effet, le présent travail consiste à étudier la dynamique sédimentaire des formations géologiques de la coupe d'Aïn Tolba. Pour cela nous entreprenons la démarche classique de l'étude des séries sédimentaires, c'est-à-dire la méthode directe (description des faciès à l'affleurement, analyse des microfaciès et puis reconstitution des événements séquentiels et géodynamiques) afin d'apporter plus de détails scientifiques sur cette coupe et ainsi compléter les travaux antérieurs.

Notre étude se base, principalement sur les résultats de nos observations sur le terrain et l'analyse au microscope, elle comprend :

- **Premièrement**, l'analyse des faciès, (description banc par banc) : Après avoir choisi une coupe de terrain représentative au niveau de la région d'étude (dans les Monts des Traras), nous avons levé un log lithostratigraphique que nous avons comparé avec celui présenté dans la thèse de AMEUR, 1988.
- **Deuxièmement**, l'étude pétrographique détaillée de formations étudiées dans la région Aïn tolba, après avoir confectionné 38 lames minces à partir des échantillons prélevés sur le terrain, au niveau de l'atelier des lames minces de notre département.

- **Troisièmement**, c'est de faire l'analyse séquentielle, à partir de l'exploitation et l'interprétation des données et des résultats obtenus précédemment, pour reconstituer l'évolution géodynamique de la région Ain Tolba.

Ce travail est réalisé sur la base de nos observations sur le terrain et sur à partir des analyses au microscope.

Le mémoire est organisé en quatre chapitres :

- ✓ Chapitre I : c'est le chapitre introductif du mémoire qui contient :

Une introduction générale dans laquelle nous avons expliqué brièvement le choix de la région Ain tolba, l'objectif de notre travail et annoncé le plan de travail de ce mémoire.

- ✓ Chapitre II : ce chapitre est consacré sur les généralités sur les Monts des Traras, d'une manière générale faire une situation géographique, situation géologique, discuter généralement de plusieurs aspect (stratigraphique, structurale, géodynamique).
- ✓ Chapitre III : c'est l'essentiel de notre travail, il s'agit de la sédimentologie et il est subdivisé en 5 parties sont :
 - Introduction qui explique l'objectif de ce chapitre
 - Localisation de la région d'étude (Ain Tolba)
 - Analyse de Faciès
 - Analyse de Microfaciès
 - Analyse séquentielle
- ✓ Chapitre IV : Conclusion

II. Méthodologie

Afin de mener à terme ce travail, une démarche pluridisciplinaire a été suivie en se basant essentiellement sur cette démarche :

Une recherche bibliographique pour comprendre l'aspect géologique, géodynamique et structural des Monts des Traras au cours des temps géologiques, et la zone d'étude (Ain Tolba).

Sur le terrain

Basant sur la description lithologique et la détermination de l'enchaînement verticale, latérale (formation, membre, séquence).

Description des caractéristiques observées au niveau des affleurements (la lithologie, les éléments figurés, type de structures et les discontinuités), rencontrés sur le terrain.

La réalisation d'un log lithostratigraphique.

Dans le cadre de cette étude, il est nécessaire de faire des prélèvements d'échantillons de chaque séquence pour avoir l'analogie des événements, dans le but (détermination de l'environnement et l'évolution durant le temps).

Au laboratoire

La confection des lames minces au laboratoire central de Géologie de notre Département des Sciences Géologiques qui est doté d'un équipement complet pour la confection des lames minces. En collaboration avec les responsables du laboratoire et le promoteur Mr. ACHOUI, nous avons confectionnés trente-huit (38) lames minces en procédant de la manière suivante :

- ✓ Couper les échantillons afin d'avoir des morceaux des sucres numérotés et qui ont la forme de sucre, l'aide d'une machine appelé "débiteuse à table fixe "
- ✓ Polir les sucres afin d'avoir une surface lisse et polie sur un disque diamanté du "table de polissage " ensuite de les passés sur une machine "la rodeuse", il s'effectue avec une poudre abrasive constitue du carbure de silicium. Dans le but d'avoir une surface plus lisse.
- ✓ Arasement des échantillons par la machine "la tronçonneuse d'arasement par un système d'aspiration", l'échantillon se coupe d'une façon parallèle à la lame de verre et on obtient une épaisseur de 0,1 à 0,2 centimètre.
- ✓ Amincissement de l'épaisseur des roches collées sur les lames de verre par " la rectifieuse multiplaques ", remplace les techniques manuelles traditionnelles, afin d'avoir une épaisseur idéale visible au microscope optique.
- ✓ Finalisation des lames minces par un polissage de haute qualité, on utilise " la polisseuse " avec une pate diamantée.

Etude pétrographique :

L'étude microscopique penchée sur la détermination des constituants de la roche ainsi que leur arrangement selon la procédure suivante :

- ❖ Décrire les éléments figurés ainsi leur liaison (ciment, matrice).
- ❖ Distinguer la texture « d'après Duhman et Folk » et nom de la roche.
- ❖ Faire une évolution des éléments figurés par séquence et ressortir une évolution d'environnement.

Regrouper les résultats obtenus :

Les descriptions de faciès et les analyses de microfaciès et séquentielle, nous ont permis de comprendre la dynamique sédimentaire, des formations géologiques de Ain Tolba, dans les Monts des Traras.

Outre l'objectif scientifique, ce travail nous a permis :

- D'apprendre la méthodologie de faire une étude sédimentologique plus ou moins complète.
- D'améliorer nos compétences théoriques acquises durant notre parcours universitaire.
- De connaître l'importance des références bibliographiques et savoir l'exploiter.
- D'apprendre la technique de confectionner les lames minces au laboratoire.
- De faire une étude synthétique de la région Ain tolba à partir des études anciennes, de plus nos résultats trouvés sur différentes étude (pétrographique, analyse séquentielle et description de faciès).

III. Historique des travaux

Les travaux géologiques en Algérie ont été interrompus en 1955 et jusqu'après 1962. La quasi-totalité des enseignants d'Alger et du service de la Carte géologique et d'autres organismes officiels ont quitté l'Algérie.

Ensuite, les recherches ont été reprises avec l'arrivée des coopérants universitaires, majoritairement jeunes diplômés des universités françaises.

GENTIL, 1903, Considérer les Monts des Traras comme étant une entité du bassin de la Tafna et décrire les différents faciès dans un cadre chronostratigraphique allant de l'Infra lias jusqu'au Callovo-Oxfordien (Ammonites, Brachiopode) de la région des Traras.

ROMAN, 1933, rattacher les marnes de Sekika au Bathonien inférieur (Ammonites) dans les Béni Ouarsous, subdiviser la couverture sédimentaire en plusieurs formations et précisant les différents faciès formant des Monts des Traras.

BENESET, 1971, importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdou (Monts de Tlemcen, Algérie)

GUARDIA, 1975, un de ces coopérants s'étant installé à l'Université d'Alger, s'est occupé de l'étude du secteur qui s'encastre entre la Tafna et la frontière marocaine. Il présenta sa thèse sur l'étude de la géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'oranaise Nord-occidentale, dont il établit des relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant pays atlasique. A la faveur d'une nouvelle faune découverte (ammonites, brachiopodes). Cet auteur a pu développer et approfondir la stratigraphie de la couverture des Traras (Jurassique).

ELMI, 1971, 1976, publie parallèlement une synthèse stratigraphique du Bajocien supérieur – Callovien basée sur les ammonites récoltées dans les monts de Saida, de Tlemcen et des Traras et donner le nom de marnes de Sekika pour cette formation, en attribuant au Bathonien moyen dans les Béni Menir, intégrer les Monts des Traras au domaine tlemcénien et étudier en détail le faciès Ammonotico rosso et dater grâce à ces ammonites la formation.

ELMI, AMEUR, 1976, précisions sur la tectonique jurassique dans le secteur oriental du Dj. Fillaoussène (Oranie W).

AMEUR, 1978, a élaboré une thèse de doctorat de 3ème cycle. Il a entamé une étude lithostratigraphique et sédimentologique des formations carbonatées du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne de Fillaoussène.

Cet auteur a levé plusieurs coupes bien détaillées dans le but d'établir une stratigraphie assez fine, afin de définir les différents phénomènes diagénétiques, par conséquent de retracer les paléoenvironnements.

ELMI, 1981, 1982, définir la "Formation des calcaires des Traras" dans les Traras orientaux (calcaires à Zoophycus et à Bélemnites (sensu Ameur, 1976), donner le nom des Calcaires de Tissedoura (défini dans les Monts de Ghar Roubane) pour la "Formation de calcaires graveleux à Bélemnites" (sensu Ameur & Elmi, 1981).

AMEUR, ELMI, 1981, relations spatio-temporelles entre « ammonitico-rosso », calcaires à « Zoophycos » et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts des Traras, Djebel Fillaoussène, Algérie occidentale)

ELMI, ALMERAS, AMEUR, ATROPS, BENHAMOU, MOULAN, 1982, la dislocation des plates-formes carbonatées liasiques en Méditerranée occidentale et ses implications sur les échanges fauniques.

BENHAMOU ,1983, présenta sa thèse de doctorat de 3ème cycle sur les dépôts du Jurassique inférieur et moyen de Djebel Gorine et Sidi Sofiane (Traras orientaux).

Cet auteur entreprit une étude détaillée, basée essentiellement sur le levé de plusieurs coupes dans les deux massifs.

AMEUR ,1988, après avoir étudié le Jurassique inférieur et moyen de la chaîne de Fillaoussène, dans laquelle il a élargi son thème pour englober tout l'autochtone des Traras, afin de comprendre la modalité de transgression de la mer jurassique sur le bâti-hercynien. Pour y arriver, il a établi une étude stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique fondée sur la levée de plusieurs coupes dans les différents secteurs formant les Monts des Traras occidentaux.

CISZAK, 1993, a étudié l'évolution géodynamique du domaine tellien oranais et le domaine atlasique avec leurs deux cycles hercynien et alpin. Le compartiment bien distinct, nommé par ELMI (1976), domaine tlemcénien, pour cet auteur correspond au domaine prétellien méridional, dont le massif de Traras occupe une position occidentale permettant de le considérer comme étant un domaine prétellien occidentale. Il n'utilise le terme domaine tlemcénien que pour les Monts de Ghar-Roubane, en les appelants « domaine tlemcénien occidental », et les Monts de Saïda qui prennent le nom de « domaine tlemcénien oriental ».

BENHAMOU,1996, Evolution tectono-eustatique d'un bassin de la Téthys maghrébine : L'Ouarsenis (Algérie) pendant le Jurassique inférieur et moyen.

ELMI, ALMERAS, AMEUR, BASSOULLET, BOUTAKIOUT, BENHAMOU, MWROC, MEKAHLI, MEKKAOUI, MOUTERDE, 1998, étude stratigraphique et paléogéographique du Jurassique inférieur et moyen le long d'un transect nord-sud dans l'Ouest Algérien

AMEUR, 1999, étudier la modalité de la transgression de la mer jurassique sur le bâtihercynien des Monts de Traras. Montrer l'hétérochronie des différentes formations (datation précise), excepté la "Formation des calcaires compacts de Zaïlou" qui restait rattacher au Carixien sans preuve paléontologique.

FERHAT, AIT OUALI, 2017, nouvelles données sur la série basale du Mésozoïque inférieur dans les monts Traras (Tlemcen, Nord-Ouest Algérie).

BELKHADIM, 2019, étudier les monts des Traras orientaux par plusieurs méthodes : sédimentologique, diagénétiques, séquentielle

Chapitre II

Généralités sur les Monts des Traras

I. Cadre géographique

Les Monts des Traras est une chaîne côtière dans le prolongement occidental de l'Atlas tellien. Ce massif apparaît comme un arc montagneux encastré entre la mer Méditerranées au Nord, la vallée de L'oued Tafna à l'Est, l'oued Mouilah au Sud et la vallée de l'oued Kiss à l'Ouest qui se prolonge dans la partie orientale Marocainne par le massif des Béni Snassene. Il parcourt entièrement le Nord de la wilaya de Tlemcen et le NW de la wilaya d'Aïn Témouchent. Il s'étale sur une longueur de 92 km avec une largeur de 20 à 30 km, sur une superficie de 12800 ha (voir la Figure II-1).

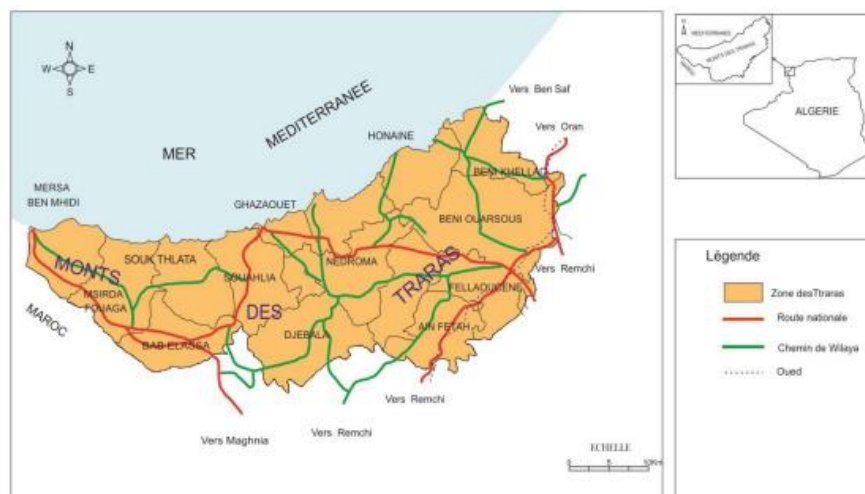
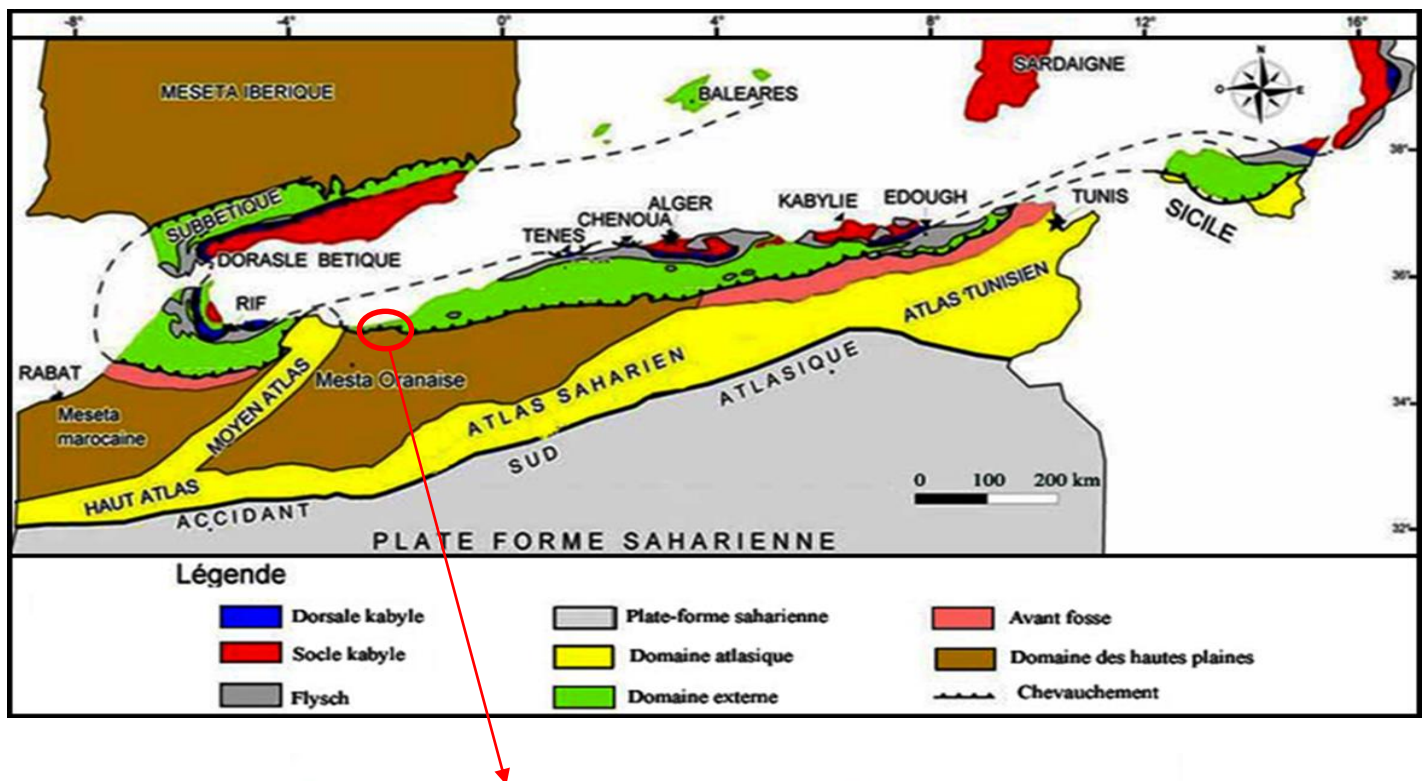


Figure II-1 : Situation géographique des Monts des Traras

(**GUARDIA, 1975** et **AMEUR ,1988, 1999**), ont subdivisés les Monts des Traras en deux parties géographiquement bien distinctes :

Les Traras septentrionaux :

Ils se situent au Nord de la chaîne des Traras et comprennent quatre secteurs, qui sont séparés par des failles orientés sensiblement NE-SW :

- le secteur des Béni Mishel au SE
- le secteur des Béni Ouarsous et des Béni Khaled à l'Est
- le secteur de Béni Abed au NW
- le secteur des Béni Menir dans la partie SW

Les Traras méridionaux :

Ils occupent la partie Sud de la chaîne. Ils sont divisés en deux secteurs :

- le secteur de Sidi Boudjnane-sof Ahmed à l'ouest
- le secteur de Maaziz à l'Est

II. Cadre géologique

Les études géologiques des Monts des Traras, ont fait l'objet de plusieurs générations de géologues, dont plusieurs études pluridisciplinaires, qui ont permis d'avoir une synthèse sur la géologie de la région.

Les Monts des Traras font partie du domaine septentrional de l'Algérie. Ils correspondent au domaine autochtone de l'avant pays tello rifain, de direction E-W sur la bordure littorale de l'Afrique du Nord (**AMEUR, 1988**).

Les terrains de l'ère primaire (paléozoïque), sont affectés par une tectogenèse polyphasée intense pendant l'orogénèse hercynienne, constituant les terrains les plus anciens dans la région. Ils affleurent généralement dans les horsts (Ghar Roubane), et ce sont souvent plissés et granitisés (**ELMI 1972 ; GUARDIA 1975**).

Les formations de l'âge paléozoïque sont :

- La formation pélitique de base (Ordovicien inférieur et moyen).
- La formation de psammites bioturbé (Ordovicien supérieur).
- La formation des pélites à phtanites (Silurien).
- La formation flyschoides à microbrèches et formation des calcaires à Tentaculites (Dévonien).

- La formation des dolomies à polypiers et complexe volcano sédimentaire (Carbonifère inférieur). Le granite de Nedroma aurait un âge fini-westphalien.

La couverture secondaire autochtone affleure largement dans le Massif des Traras. La sédimentation est essentiellement carbonatée, traduisant une instabilité tectonique (**GUARDIA, 1975 ; BENHAMOU, 1983 et AMEUR, 1999**) d'âge jurassiques. Elle débute par une série détritiques pourprée d'âge permo-trias, correspondant au complexe volcano-sédimentaire qui recouvre en discordance le primaire plissée et granitisé, suivie par :

Le Lias :

Une sédimentation hétérogène détritique et carbonatée (Sinémurien ?), représentée par des conglomérats et des bancs calcaires souvent biodétritiques.

Présence du premier épisode carbonaté, représenté par des calcaires et dolomies (Sinémurien-Carixien).

Au Domérien, la dislocation de la plate-forme carbonatée conduit à l'installation des premiers dépôts de mer ouverte. Il s'achève par une alternance marno-calcaire, dans un milieu de bassin (**TCHNAR, 2004**), d'âge Toarcien.

Le Dogger :

Comporte moins de fossiles et des calcaires sombres à nombreux silex.

Le passage au Crétacé est reconnu dans la région d'Ouled Mimoun par la formation des argiles de Lamoricière d'âge Berriasien.

Le Tertiaire (le Cénozoïque) comporte l'Eocène continental à gastéropodes continentaux (Djebel Mékaidou au sud de Tlemcen, (**BENSALAH et al, 1977**), et le Miocène marin (l'Oligocène n'est pas connu) est bien caractérisé et très développé au Nord des Monts de Tlemcen dans le sillon subsident de Maghnia- Sidi Bel Abbas.

II.1 Aspect stratigraphique

Dans le domaine Tlemcénien, la couverture secondaire affleure largement dans les Monts des Traras. La sédimentation est caractérisée par des variations importantes de faciès et

d'épaisseurs, traduisant une instabilité tectonique (GUARDIA, 1975, BENHAMOU, 1983 et AMEUR, 1999).

- **Trias**

Les terrains triasiques correspondent à la période de rift continental, ils se rencontrent en position anormale par rapport aux autres terrains, ils sont connus à la faveur des grands accidents tectonique (pli, faille) dans l'atlas saharien.

Dans les Traras, le Trias correspond à une série détritique pourrée recouvrant en discordance le Primaire. Elle correspond au "**complexe volcano-sédimentaire**".

Ce complexe témoigne du morcellement de la plate-forme continentale hercynienne (GUARDIA, 1975 ; LAPIERRE et al, 1984), auquel s'associe un volcanisme fissural. Il s'intègre dans un milieu continental détritique, margino-littoral (AMEUR, 1999).

Il est suivi par un remplissage sablo-conglomératique micacédont la source est le granite de Nedroma, et périphériques présentant un remplissage détritique rouge émis de l'érosion du sous-sol, associée à des indices volcanique set l'apparition d'épisodes carbonatés et détritiques. Ce remplissage correspond aux **conglomérats d'Ain Meftah** qui daté Trias supérieur (Rhétien norien) selon (FERHAT, AIT OUALI ,2017).

- **Jurassique**

La période Sinémurien-Carixien moyen est marqué par la présence du premier épisode carbonaté, représenté par des dolomies (AMEUR, 1988).

Pendant cette période, les Traras ont connu une subsidence générale active, provoquant une transgression marine permettant l'installation d'une plateforme interne, déposant la formation des **calcaires compacts de Zailou**.

Les variations lithologiques verticales des différents faciès, formant cette formation permet de distinguer deux membres, (AMEUR, 1988) :

Les calcaires graveleux des Djerf Kebir :

Présentent des alternances de grés calcaires et de calcaires Biodétritiques à grains de quartz et bélemnites, avec des calcaires organoclastiques à grands bivalves à test épais, à polypiers isolés et éponges.

Les calcaires Oolithiques de Taouia :

Sont des calcaires oolithiques à passées oncolithiques, riches en Litiotis et polypiers isolés (AMEUR, 1988).

Au Domérien, la dislocation de la plate-forme carbonatée conduit à l'installation des premiers dépôts de mer ouverte (ammonites, brachiopodes) **Calcaires de Tisedoura**.

Il s'achève par une alternance marno-calcaire, dans un milieu de bassin. (TCHENAR, 2004).

Au Toarcien, la tectonique distensive provoque une structuration en blocs basculés, donnant des bassins et des hauts-fonds.

Dans les zones profondes, se développent les **marno-calcaires de Bayada**, Il est caractérisé par une sédimentation évoluant depuis un faciès calcaréo-détritique vers un faciès argileux, à des calcaires noduleux à pseudo-noduleux, alors que sur les hauts-fonds ou bien les bordures se dépose le faciès **Ammonitico-rosso des Traras** (AMEUR, 1999).

Au Toarcien supérieur-Aalénien, une diminution générale des profondeurs permet le développement d'une sédimentation de **Marno-calcaires à Zoophycos de Traras** sur les bassins subsidences, et le faciès **Oncolithes stromatolithiques de Béni Ouarsous** (BENHAMOU, 1983) sur les hauts fonds, Il correspond à des calcaires compacts, à sheet cracks, à fentes de dessiccations, à laminites et à Oncolithes stromatolithiques.

L'Aalénien moyen est marqué par l'installation de calcaires biodétritiques, notamment sur la partie orientale des Traras septentrionaux (TCHENAR, 2004), correspond à la **formation des calcaires des Traras**, qui illustrent des environnements de la zone de transition entre bassin-haut fond, Elle montre d'importante variation des épaisseurs, associées à des passages latéraux de faciès.

Le Bajocien inférieur est souligné, à sa base, par des lentilles récifales, notamment à Fillaoussène (AMEUR, 1999), il se présente par les **Marno-calcaires de Fenakech**, Ces dernières sont matérialisées par des dépôts de talus, de cônes sous-marins et des pentes syn-sédimentaire.

Au Bajocien moyen se développe une sédimentation marno-calcaire, ce sont les **Marnes de Ain Kiloun** qui se mettent en place, ils sont matérialisés par des faciès de bassin et pente pélagique à hémipélagique, elles devenant marneuse au Bajocien supérieur (**AMEUR, 1999**).

Au Bathonien inférieur et moyen s'installe des calcaires micro-gréseux à Rhar Roubane, excepté dans sa partie occidentale. Dans les autres secteurs se déposent des marnes (**AMEUR, 1999**) appartenant aux **Formation des Marnes de Sekika**.

Elles sont formées par une alternance de marnes et de calcaires argileux de couleur grisâtre ou jaune, très riche en posidonomye (*Bositra buchi*).

En cette période les dépôts deltaïques ont été interrompus à la faveur de l'influence téthysienne, par conséquent le calvo-oxfordien sera le siège d'une sédimentation détritiques, il est caractérisé par deux méga rythmes (**BENEST et al, 1975**) :

Oxfordien-kimméridgien :

Il comporte des argiles de Saida la base, recouverte par des grés de Boumédiène.

Kimméridgien sup à terminal :

Il s'agit de calcaire de Zarift et des dolomies de Tlemcen.

Tithonique basal à inférieur :

Ce sont les marno-calcaire de Raourai, riche en lithiolidés, les calcaires de Labo avec les dolomies massives partiellement calcaires de Tani.

Tithonique supérieur à Barriasien basal :

Il est représenté par les marno-calcaire de Hariga et d' Ouled Mimoun qui comportent grés de Merchiche riche en calpionnelles à la base (**MOUZAIA 2015-2016**).

- **Crétacé**

Il correspond à des calcaires graveleux, calcaires marneux, évoluant à des marnes épiasses à la fin de la série (Sénonien inférieur) **MOUZAIA 2015-2016**

- **Miocène**

Il repose en discordance sur le Crétacé, c'est le plus répandu dans la région de l'oranaïs, représenté par deux cycles post nappes.

Le cycle qui caractérise les Monts des Traras est le Miocène post nappe second cycle :

Lors de cette phase, la transgression a épargné les Traras. Les formations marines ont formé deux bassins l'un oriental et l'autre occidental. Ce dernier est constitué de grès rouges d'origine alluviale, de marnes bleues et des calcaires construits **MOUZAIA 2015-2016**

II.2 Aspect structural

Les Monts des Traras forment une structure triangulaire qui s'encastre en coin entre le domaine rifain au NW et le domaine des nappes telliennes au NE (**AMEUR, 1988**).

Ils sont Compris entre l'accident N020° de Fernane à l'Est et l'accident NW-SE des Béni Bousaïd au Sud-Ouest, délimitant un domaine modérément structuré puisque les déformations enregistrées ne sont pas intense (voir la figure II-2) .

Cette architecture structurale marquée par une tectonique souple, superposée à des structures cassante (N20 et N90) (**GUARDIA, 1975**) peut être subdivisée en cinq panneaux structuraux d'orientation NE-SW et qui sont :

I-Compartiment des Sidna Oucha - Béni Abed

II-Compartiment des Béni Menir - Béni Khaled

III-Compartiment du Fillaoussène - Maaziz - Béni Ouarsous

IV-Compartiment des Béni Mishel - Kourkar - Djerf Toumai

V-Compartiment de Maghnia

D'autre part, (**AMEUR ,1988**) évoque la présence d'une tectonique synsédimentaire induite par la mobilité des fonds marins pendant le Jurassique inférieur et moyen.

Il s'agit de :

- L'existence de petites failles normales de direction :

N020° à N050° dans tous les Traras

N110° à N140° dans les Traras orientaux

N080° à N090° dans les Traras septentrionaux

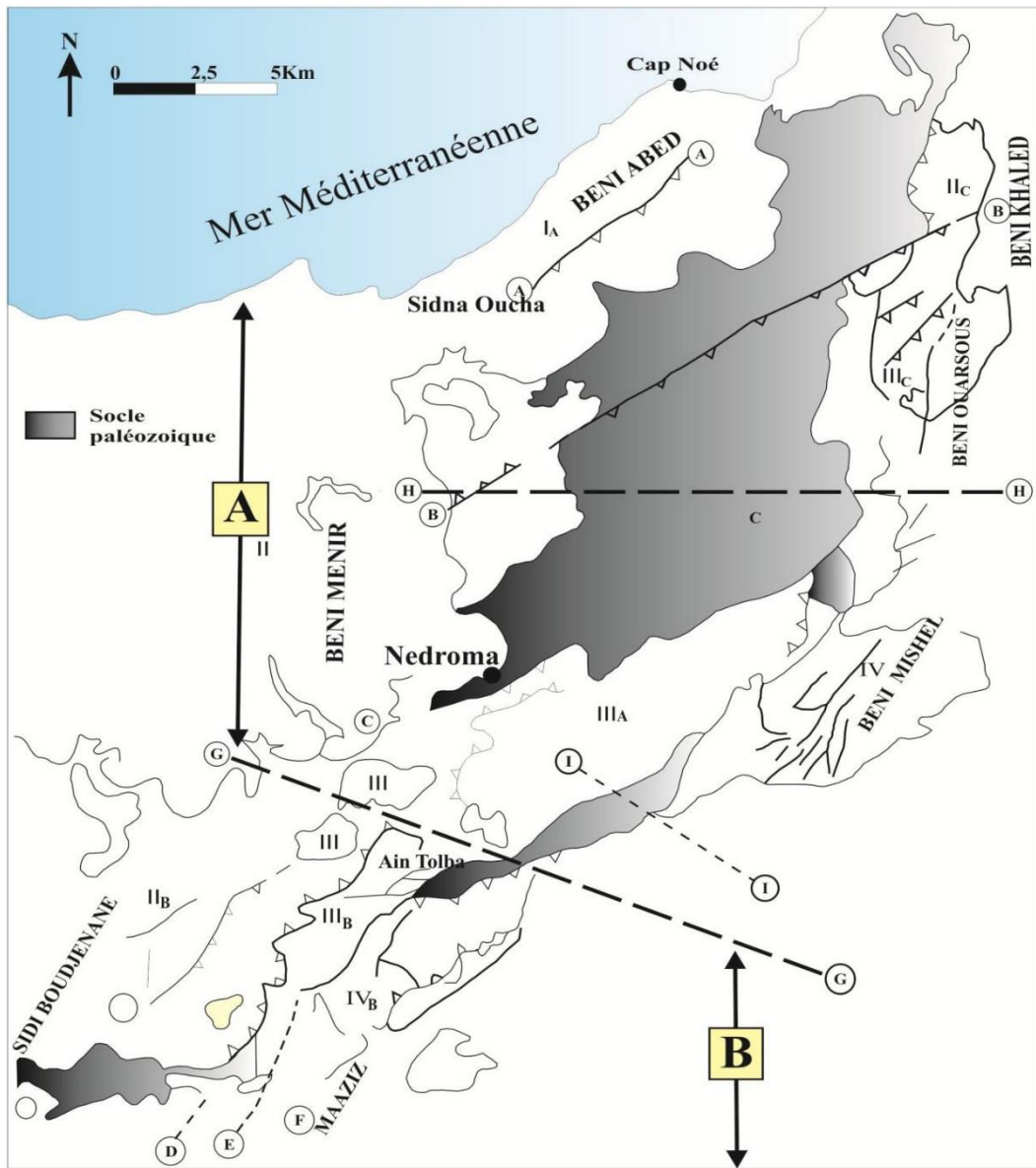
- L'existence de slumps traduisant la présence de pentes locales.
- Les Monts des Traras sont affectés par deux types de déformation sont :

✓ **La déformation souple :**

Correspond à des plis à vergence NW de direction N060°.

✓ **La déformation cassante :**

Regroupée en famille de failles : atlasique NE-SW, transversale E-W et les N120° qui sont rares.



A: Traras septentrionaux; B: Traras méridionaux; A: faille du Cap Noé; B: faille de Dahr Ed Diss; C et C' : faille de Nedroma; D, E et F : faille chevauchante de Traras orientaux; G: linéament d'Ain Tolba; H: linéament de l'ao Boukiou; I: linéament de l'O Chetibia; J: linéament de Fernane; IA: compartiment de Sidna Oucha-Béni Abed; IIA: compartiment des Béni Ménir; IIB: compartiment de Sidi Boudjnane; IIC: compartiment des Béni Khaled; IIIA: compartiment du Fillaoussène; IIIB: compartiment des Djebala-Maaziz; IIIC: compartiment des Béni Ourasous; IV: compartiment des Béni Michel; IVB: compartiment du Kourkar-Diorf Toumai; V: compartiment de Dibel Tiuouna-Bentouila.

Figure II-2: Cadre structural des Monts des Traras (In BELKHEDIM , 2019)

II.3 Aspect Géodynamique

L'étude des terrains des Monts des Traras permet de retracer l'histoire et les événements majeurs de Trias jusqu'au Jurassique, les principaux mouvements se manifestent à l'Est de la Pangée avec l'ouverture de la Téthys qui s'accompagne par l'ouverture des bassins de l'Afrique du Nord (**AMEUR, 1988**) (voir la figure II-3).

La période du Trias supérieur au Lias inférieur correspond à la première épisode de morcellement de la plate forme continentale hercynienne auquel est associé un volcanisme fissural, qui constitue les premiers niveaux du complexe volcano-sédimentaire, ce qui indique des environnements de plate forme carbonate tidale peu profond et des milieux littoraux à des dépôts silicoclastique, cette période montre des épisodes d'instabilité tectonique en système distensif lors de la phase de pré-rifting continental de la bordure Nord-Ouest du Gondwana maghrébin (**AMEUR, 1988**).

Au Carixien moyen, les Traras sont marqués par une subsidence généralisée active, qui favorise le dépôt des calcaires de plates formes internes, qui se varient latéralement et verticales, initialement en zones élevés peu subsidentes d'une part, et d'autre par des grabbens subsidentes et instables (**AMEUR, 1988**).

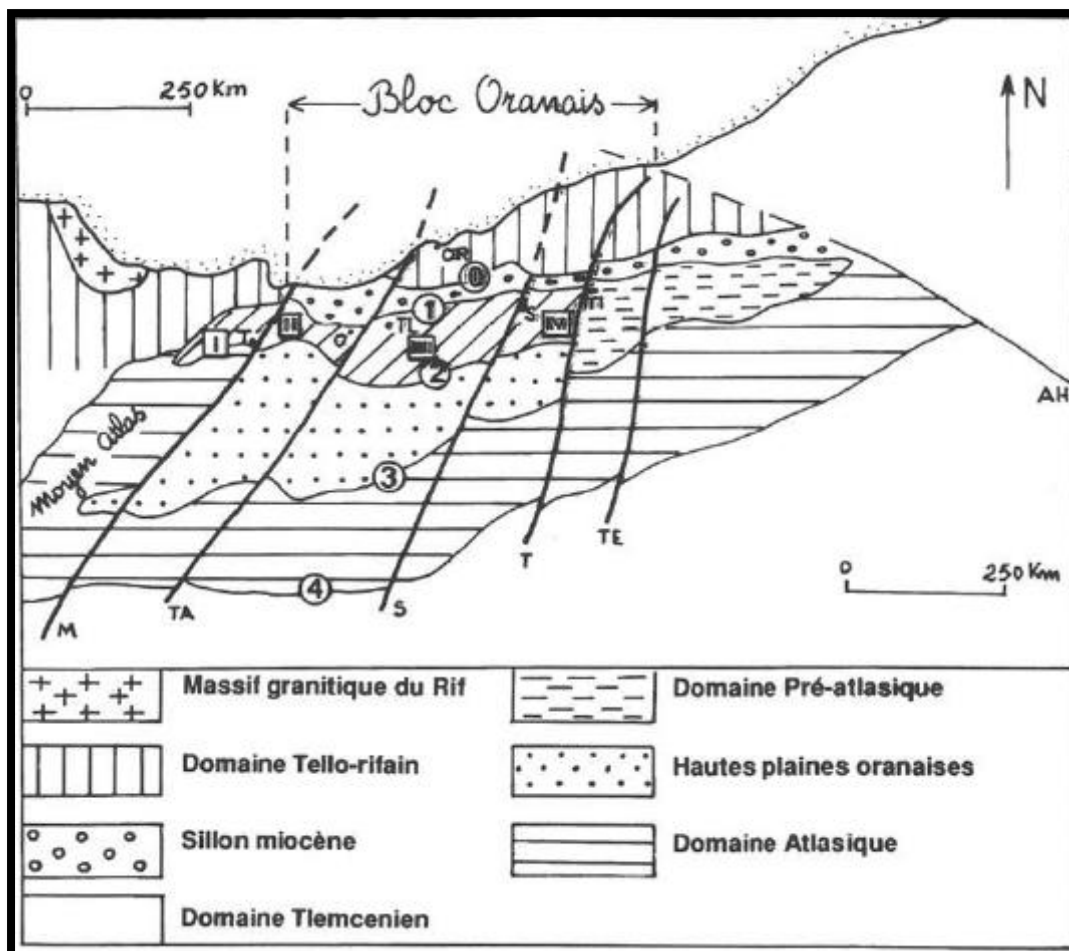
Au Carixien Supérieur au Domérien moyen, un deuxième épisode de morcellement tectonique qui voit la mise en place d'une plate forme carbonaté externe. Ils débutent plus précocement dans les secteurs subsidentes d'Ouest et du Sud Ouest que plus au Nord et à l'Est (**AMEUR, 1988**).

Domérien supérieur au toarcien moyen, la subsidence se généralise par un brusque enfoncement qui permet d'installation du régime pélagique (**AMEUR, 1988**).

Au début de l'Aalénien, une diminution générale de la profondeur, liée à un changement de la dynamique d'ensemble et des réajustements eustatiques (**AMEUR, 1988**).

Depuis l'Aalénien moyen jusqu'au Bajocien inférieur, les différents domaines paléogéographiques se comblent par des calcaires variés de plate forme carbonate externe à pentes sédimentaires actives (**AMEUR, 1988**).

Du Bajocien moyen jusqu'au Bathonien moyen, les Traras comprennent un bassin occidental à une sédimentation carbonate, condensé de plate forme profonde. Cette structuration est contrôlée par des failles de direction NE-SW, ce qui provoque le développement d'une méga séquence d'ouverture dans les Traras occidentaux (AMEUR, 1988).



0 : front des nappes tello-rifaines ; 1 : flexure nord-tellienne ; 2 : flexure sud-tellienne ; 3 : accident nord-atlasique ; 4 : accident sud-atlasique ; M : transversale de la Moulouya ; TA : transversale de la Tafna ; S : transversale de Saida ; transversale de Tiaret ; TE : transversale de Teni et el Had ; AH : transversale Aurès Hodna ; O : Oujda ; OR : Oran ; S : Saida ; TL : Tlemcen ; G : Guercif ; TI : Tiaret ; AS : Ain Sefra ; B : Brézina ; EB : El Bayadh ; F : Frenda ; M : Méchéria ; MO : Mostaganem ; N : Nedroma.

Figure II-3 : Cadre paléogéographique et géologique des Monts des Traras (In AMEUR 1988)

Chapitre III
Etude sédimentologique
de la coupe de Ain Tolba

I. Introduction

Les roches carbonatées présentent un grand intérêt dans la reconstitution des conditions diagénétiques, pétrographiques, paléontologiques et environnementales au cours du temps.

En effet, ces dépôts sont capables d'enregistrer ces conditions au cours de leurs formations, ce qui a fait l'objet de notre étude dans les Monts des Taras.

Les Monts des Traras sont moins étudiés par rapport aux autres domaines, plusieurs auteurs dans laquelle nous l'avons cité (chapitre I historiques des travaux) ont pu faire leur mieux, chaque auteur s'intéresse à une étude détaillée en se basant sur plusieurs aspects sur les monts des Traras.

En effet ce chapitre est réparti en trois parties :

✓ Analyse des facies

Elle consiste à décrire tout ce qui concerne l'aspect de la roche à l'affleurement, et faire une description détaillée (des structures sédimentaires, de la couleur, des contenus minéralogiques et fossilifères...) pour chaque banc dans le but de reconnaître l'évolution générale des séquences d'environnements à différentes échelles (rythme, membre, formation...).

✓ Analyse des Microfaciès

Elle consiste à faire une étude détaillée des roches par des lames minces observées au microscope optique. Elle est basée sur l'identification des constituants de la roche (éléments figurées, la phase de liaison, les contenus fossilifères), et de faire une déduction de la texture et le milieu de dépôt qui correspondrait à la roche analysée.

Dans le cas du présent travail, nous tentons de faire une synthèse sur l'évolution pour chaque séquence, puis par membre et enfin par la formation en générale.

Vers la fin, nous pouvons faire une synthèse d'évolution des milieux dans toutes les formations que nous avons levées dans la région d'étude.

✓ Analyse séquentielle

C'est une méthode essentiellement analytique qui nous permettra de faire une synthèse générale des résultats obtenus auparavant c'est-à-dire par l'analyse de faciès et microfaciès, dans le but de relier tous les événements sédimentologiques, tectoniques, eustatiques et géodynamiques globaux qui ont contrôlé l'évolution géologique de la région d'étude.

L'objectif de notre étude consiste à comprendre la dynamique sédimentaire de la coupe d'Aïn Tolba en se basant essentiellement sur le travail de terrain que nous avons effectué, lors de notre mission, ainsi que les analyses microscopiques (lames minces) au laboratoire.

Cette démarche est appuyée par les travaux d'**AMEUR, 1988** qui a déjà levé une coupe dans la localité d'Aïn Tolba.

Cette étude est répartie en trois parties complémentaires (faciès, microfaciès, synthèse).

Dans chaque partie, nous décrivons les phénomènes responsables de la formation des faciès observés, pour reconstituer l'évolution générale et enfin faire une synthèse géologique illustrée par des logs et des photos (terrains, sous microscope).

Enfin, jumeler nos résultats avec ceux d'**AMEUR**, pour pouvoir mieux comprendre l'aspect géologique de la région Aïn Tolba.

II. Localisation de la région d'étude

Aïn Tolba est une région qui fait partie de la commune de Nedroma qui se situe au Nord-Ouest de la wilaya de Tlemcen. Elle est la capitale du massif des Traras, à 77 km de Tlemcen, à 27 km au Nord de Maghnia, à 476 km d'Alger (voir la Figure III-1).

La région d'étude se situe à 21 km au Sud de la ville de Nedroma et à 18 km au Nord de Maghnia, bordé au Nord par la région Bab Teza, Nord-Ouest : Djebala, au Sud par la région de Bourakba

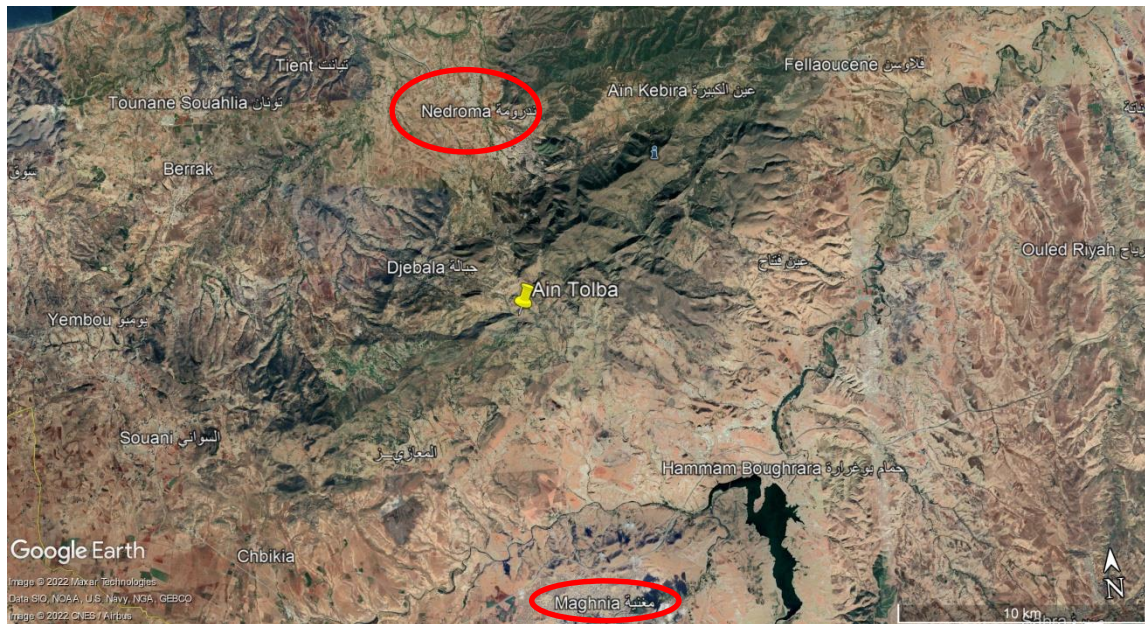


Figure III-1 : Localisation de la région Ain Tolba sur Google Earth



Figure III-2 : Localisation de la coupe levée (A) et la coupe d'AMEUR 1988 (B) de la région Ain Tolba sur Google Earth

III. Description des faciès et Microfaciès

III.1 Introduction

L'étude sédimentologique est une discipline basée sur la description des faciès pour établir l'enchainement vertical et l'évolution latérale des environnements de dépôt par la détermination des différentes séquences où nous allons discuter l'ensemble des caractéristiques observés au niveau des affleurements (la lithologie, la granulométrie et la morphoscopie, la couleur, type de structures et figures sédimentaires et les discontinuités).

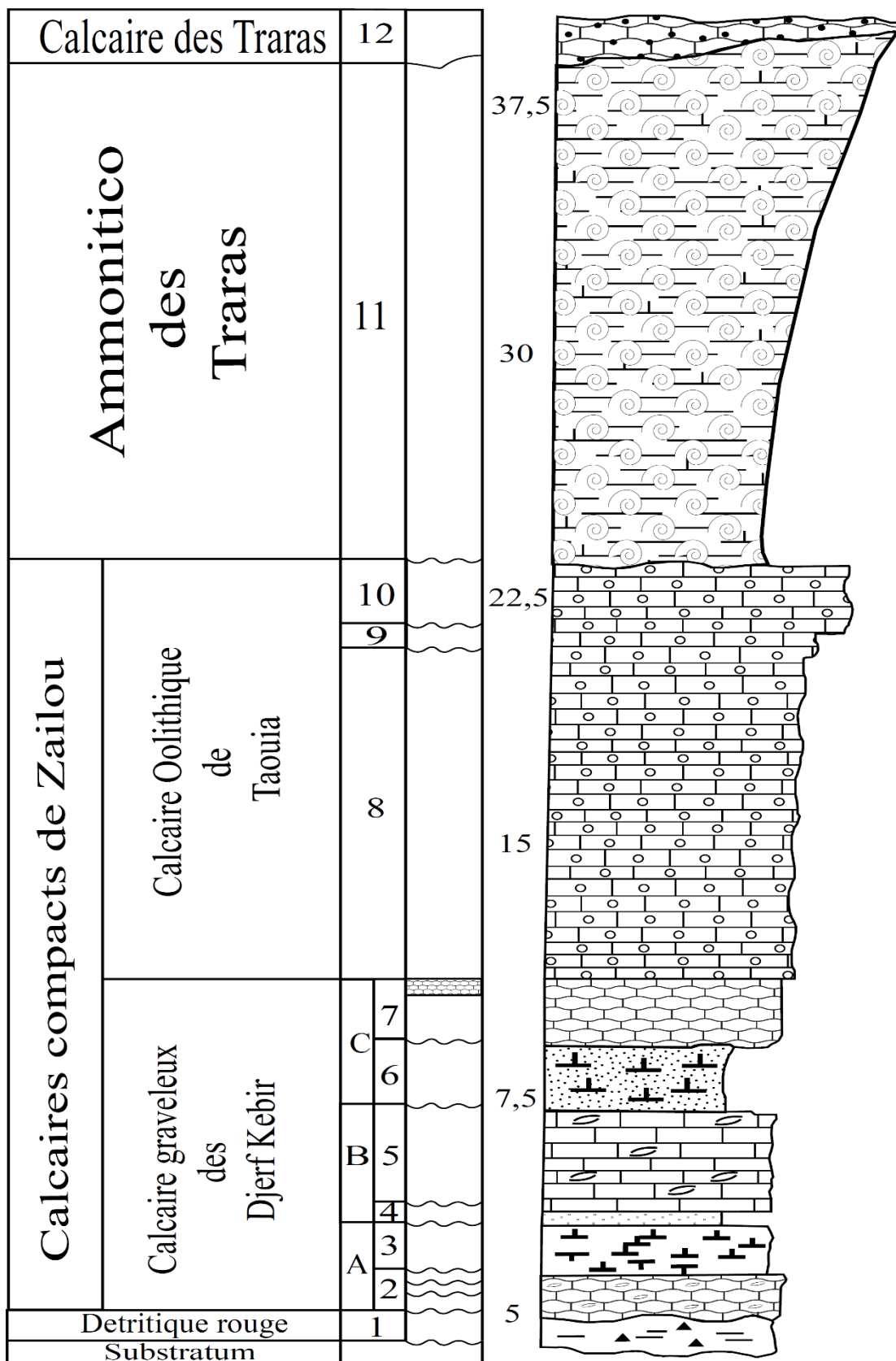
En effet, l'étude des faciès est donc basée sur la description détaillée de nos observations sur le terrain, que nous allons présenter ici avec des illustrations (logs, photos ...) ainsi que nous utilisons le log levé par AMEUR (**représenté par le Log III-1**) et (Figure III-2), pour reconnaître les formations géologiques et pour qu'il nous servira de document de base pour la comparaison (**représenté par le Log III-4**).

L'analyse pétrographique des roches carbonatées est une description détaillée du microfaciès, elle est basée sur des observations microscopiques afin d'identifier les différents constituants (éléments figurés, la phase de liaison, le contenu fossilifères), et faire une synthèse sur l'évolution par séquence, enfin de déduire l'évolution des faciès (**représenté par le Log III-2**) et l'évolution des microfaciès (**représenté par le Log III-3**) et aussi l'évolution des allochèmes (**représenté par le Log III-5**) dans les formations de la coupe levé de la région Ain Tolba.

L'étude pétrographique a été effectuée sous microscope optique sur 38 lames minces confectionnées dans l'atelier de lames minces, au niveau du département des sciences géologiques, campus Tamda, à l'université de Mouloud MAMMERI Tizi-Ouzou.

Elles sont réalisées à partir des échantillons que nous avons prélevés sur le terrain, dans les Monts des Traras, plus précisément dans la région de Ain Tolba, dont les coordonnées géographiques sont les suivants : (N34.954435, W-1.755931).

Les classifications que nous avons utilisées pour décrire les roches étudiées sont celles de Dunham, 1962 et Folk, 1959.



Log III-1 : Coupe d'Ain Tolba (Béni Michel occidentaux -Traras Septentrionaux AMEUR 1998)

Coupe d'Ain Tolba (x=94,7. y=193,4) qui a été décrit par **AMEUR,1988**, dans laquelle il a subdivisé la région en 4 termes essentielle (**A ,B,C,D**) qui correspondrait au terme formation

A-Le Détritique terrigène lie-de-vin (4 m)

(1) (4 m) -Ensemble grésopélitique, reposant en discordance angulaire sur le substratum schisto-gréseux plissé du Dévonien (Guardia, 1975, p. 53, fig. 31).

B-Les Calcaires compacts de Zailou (n° 1 à 9) (22,60 m)

1. Les Calcaires graveleux des Djerf Kebir (n° 1 à 6) (10 m)

-Terme A (n° 2 à 3) (2.50 m)

(2) (1 m)-Calcaires bioclastiques dolomités à Lithiotis couchés, à fragments roulés de schistes et de quartzites (1 à 2 cm), en bancs (0.10 à 0,15 m) ondulés très tectonisés.

(3) (1,50 m)-Calcaires marneux feuilletés à galets roulés de quartzites et de schistes.

-Terme B (n° 4 à 5) (3.50 m)

(4) (0.50 m)-Microconglomérats polygéniques et hétérométriques formés par des galets (0,05 à 0,10 m) de quartzites et de schistes emballés dans une matrice argilo-gréseuse à micas.

(5) (3 m)-Calcaires biodétritiques graveleux à grains de quartz (1 à 2 mm) grano-décroissants et à Protodicera en bancs (0.20 à 0.30 m) ondulés.

-Terme C (n° 6 à 7) (4 m)

(6) (2 m)-Grès calcaire à gros grains de quartz (3 à 4 mm), de feldspath et de mica. Le ciment calcaire est ferrugineux

(7) (2 m)-Calcaires bioclastiques, à Pecten, gastropodes et madréporaires isolés et grains de quartz (1 mm), feldspath. Les bancs (0,15 à 0,20 m) montrent un débit en boules.

2. Les Calcaires oolithiques de Taouia (8 à 10) (12.60 m)

(8) (10m) Calcaires biodétritiques à oolithes et gravelles (0.5 à 1 mm).

(9) (0,60 m)-Calcaires oolithiques à oncolithes et à stromatolithes (10) (2m) Calcaires oncolithiques à oolithes et fenestrae (keystone ,vugs), en bancs épais de 0,40 à 0,50 m. La surface supérieure de ce niveau montre un hard-ground parsemé de granules ferrugineux.

C-L 'Ammonitico-rosso des Traras (11) (15m)

Calcaire marneux très argileux, rougeâtre, sans stratification apparente, très bioturbé terriers verticaux obliques. Ce niveau se biseaute vers le NE, où il ne mesure que 6 m

D-Les-Calcaires des Traras (12) (1.50 m)

Calcaires graveleux à oolithes, très discontinus. Ils s'épaississent vers le SW pour atteindre 45 m en direction de Mahassar

III.2 Description des formations de la coupe de la région d'Ain tolba

Avant d'entamer la description de faciès et microfaciès de la coupe que nous avons levée à Ain Tolba, nous présentons sur le chapitre :

- Un fond photographique de l'aspect général des formations géologiques observées (présenté dans la **photo III-1**), de plus nous allons illustrer le travail par des photos (prise sur le terrain et sur laboratoire).
- Plusieurs logs qui présentent le résumer de différentes études sédimentologiques effectuées sur la région, ce qui concerne l'étude macroscopiques (représenté par le **Log III-2**) et microscopiques (représenté par le **Log III-3**).
- Faire la corrélation des travaux antérieurs effectué et notre travail, dans le but d'avoir un aperçu général sur la région Ain Tolba (représenté par le **Log III-4**).
- On termine par un log qui représente l'évolution des allochèmes dans la région d'étude (représenté par le **Log III-5**)

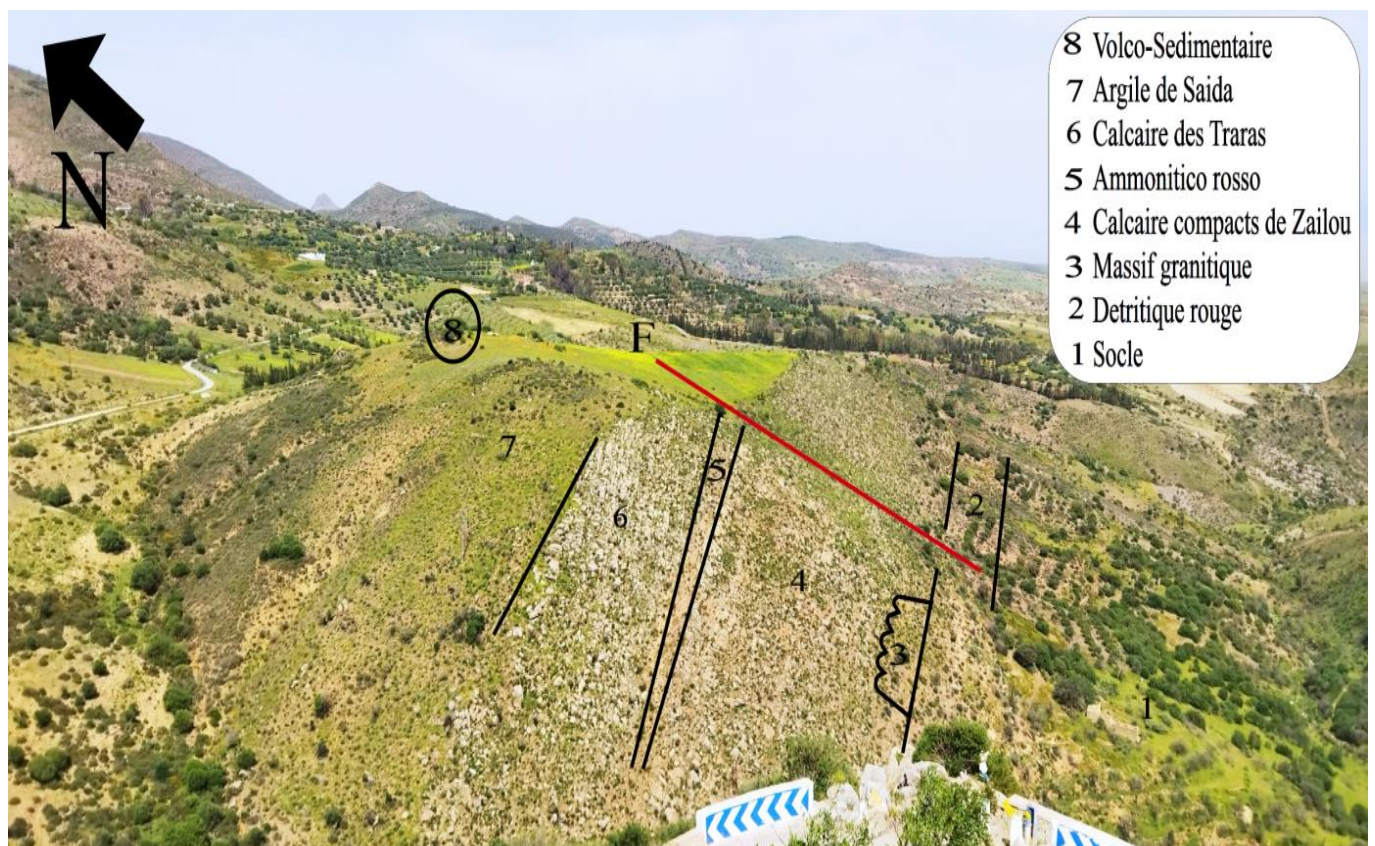
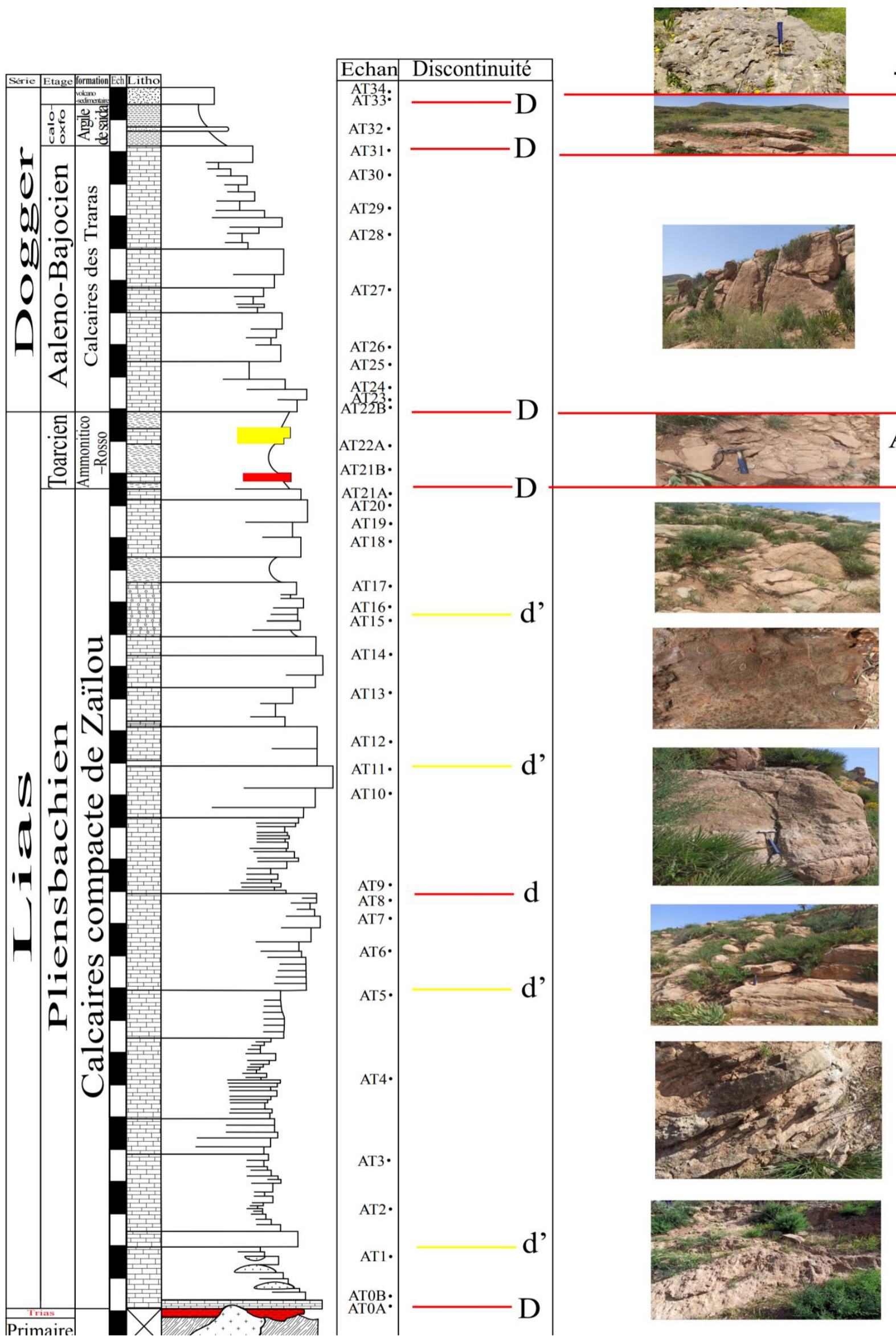
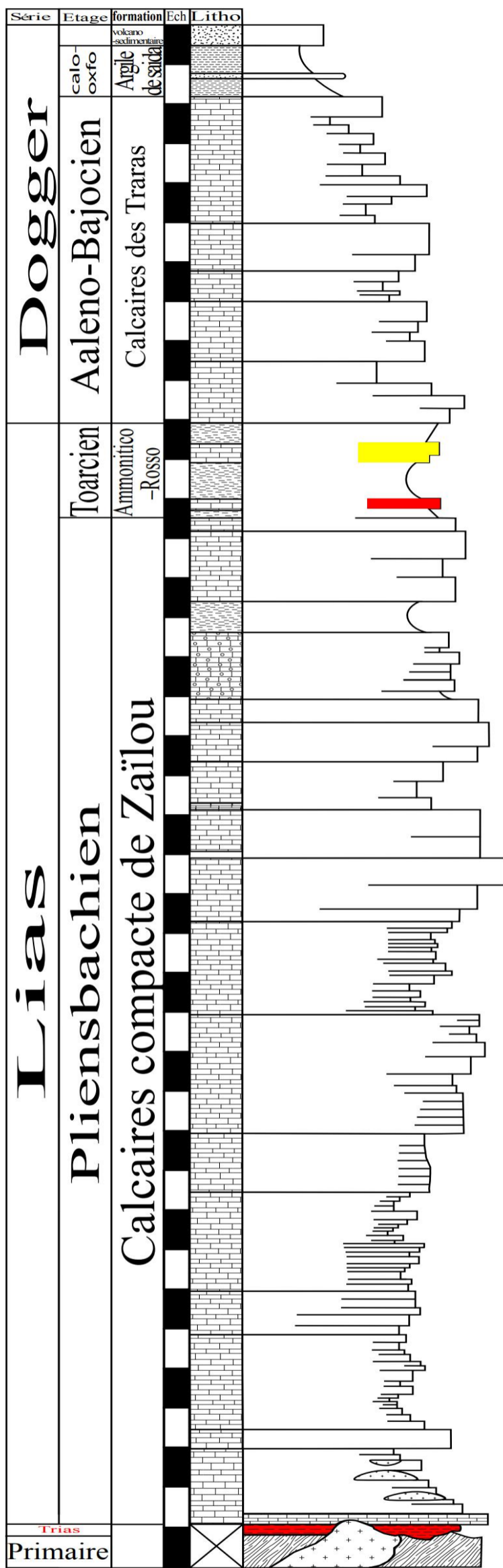


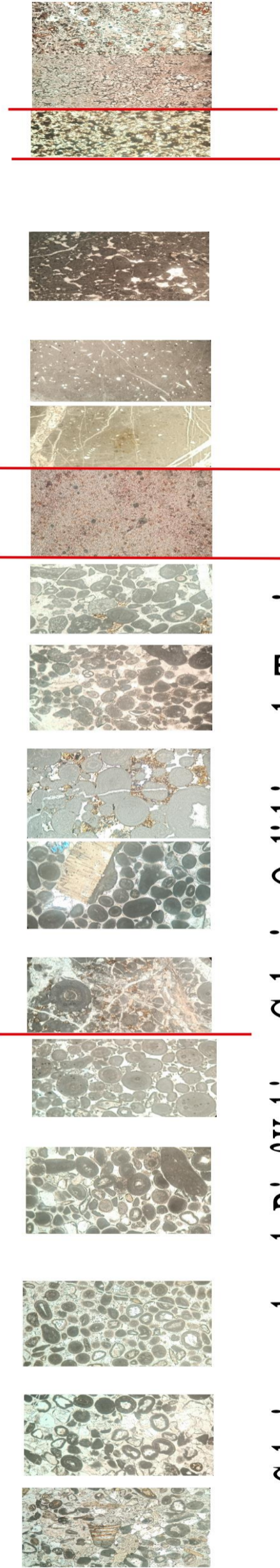
Photo III-1 : Aspect général des formations géologiques de la région d'Ain Tolba



Log III-2: colonne lithostratigraphique de la région Ain Tolba



Echan	Discontinuité
AT34• AT33•	— D
AT32• AT31•	— D
AT30• AT29• AT28• AT27•	
AT26• AT25• AT24• AT23• AT22B•	— D
AT22A• AT21B•	— D
AT21A• AT20• AT19• AT18•	
AT17• AT16• AT15•	— d'
AT14• AT13• AT12• AT11• AT10•	— d'
AT9• AT8• AT7•	— d
AT6• AT5•	— d'
AT4• AT3• AT2• AT1•	— d'
AT0B• AT0A•	— D



Calcaire graveleux de Djerf Kebir Calcaire Oolithique de Taouia

Log III-3 : Evolution de la texture des microfaciès des formations de la région d'étude

III.2.1 Socle

Le socle englobe les terrains du Primaire. Il est affecté par une tectogenèse polyphasée intense, qui a joué pendant l'orogénèse hercynienne. Les terrains les plus anciens datent de l'Ordovicien. Ils affleurent, généralement, dans les horsts, comme à Ghar Roubane. Ils sont souvent plissés, métamorphisés et granitisés (ELMI, 1973 ; GUARDIA, 1975)

III.2.2 Massif granitique

Le granite de Nedroma est un pluton issu de la remontée d'une chambre magmatique au cours du Viséen (Carbonifère supérieur) (Photo III- 2)

A cause de quelques phénomènes superficiels et changements atmosphériques (pluie, gel et dégel, neige, vent, amplitude entre le froid et le chaud), les minéraux qui composent le granite vont s'altérer (feldspaths potassiques, plagioclases, micas...) à l'exception du Quartz (à cause de sa dureté élevée). Comme ça on aura cette roche détritique appelée l'arène granitique (NAIMI, CHERIF, 2021)

Après leur altération, les minéraux constitutifs du granite désagrègeront, vont se transformer généralement en argiles :

- ✓ Les feldspaths potassiques vont se kaolinitiser
- ✓ Les plagioclases vont se séricitiser
- ✓ La biotite va s'oxyder



Photo III- 2 : Massif granitique de la région Ain Tolba

III.2.3 Formation détritique rouge (lie de vin) d'âge Trias

Elle correspond à un remplissage sablo-conglomératique micacé qui repose en discordance sur le socle schisteux plissé, dont la source est le granite de Nedroma et ses périphériques présentant un remplissage détritique rouge issu de l'érosion du sous-sol, associée à des indices volcaniques qui témoignent du rifting triasique avec la présence des roches ultrabasique (dolérites) (Photo III -3)

Ce remplissage correspond aux conglomérats d'Ain Meftah qui est daté Trias supérieur (Rhétien norien) selon **FERHAT, AIT OUALI, 2017**.



Photo III -3 : Formation Détritique rouge (Lie de vin) de la région Ain Tolba

Cette formation détritique rouge n'affleure pas dans la zone où nous avons levé notre coupe, mais elle affleure latéralement à l'Est de notre trait de coupe. De ce fait les formations jurassiques qui font l'objet de notre travail reposent en discordance directement sur le socle granitique.

III.2.4 Formation des calcaires compacts de Zailou (76 Mètres)

Ils sont composés essentiellement de 2 membres dans lesquels nous avons décrit toutes nos observations macroscopiques (sur le terrain) et microscopiques (sous le microscopique optique) comme suit :

III.2.4.1 Membre 1 : les calcaires graveleux de Djerf Kebir (39 Mètres)

Ayant une épaisseur de 39m, nous avons pu décrire trois séquences d'ordre 2

III.2.4.1.1 La première séquence d'ordre 2 (7m)

Description Faciès :

C'est une succession de bancs calcaires centimétriques (2 à 3cm) qui s'alternent avec des joints arénitiques de type granitiques qui reposent directement sur le socle.

Ces bancs calcaires montrent des fractures au point il est difficile de suivre latéralement la continuité des bancs.

Ces calcaires présentent des stratifications obliques soulignées par un matériel détritique orientés vers l'Ouest.

Entre ces bancs calcaires, on y trouve des intercalations de l'arène granitique discontinues et d'épaisseurs variables généralement centimétriques (Photo III-4)

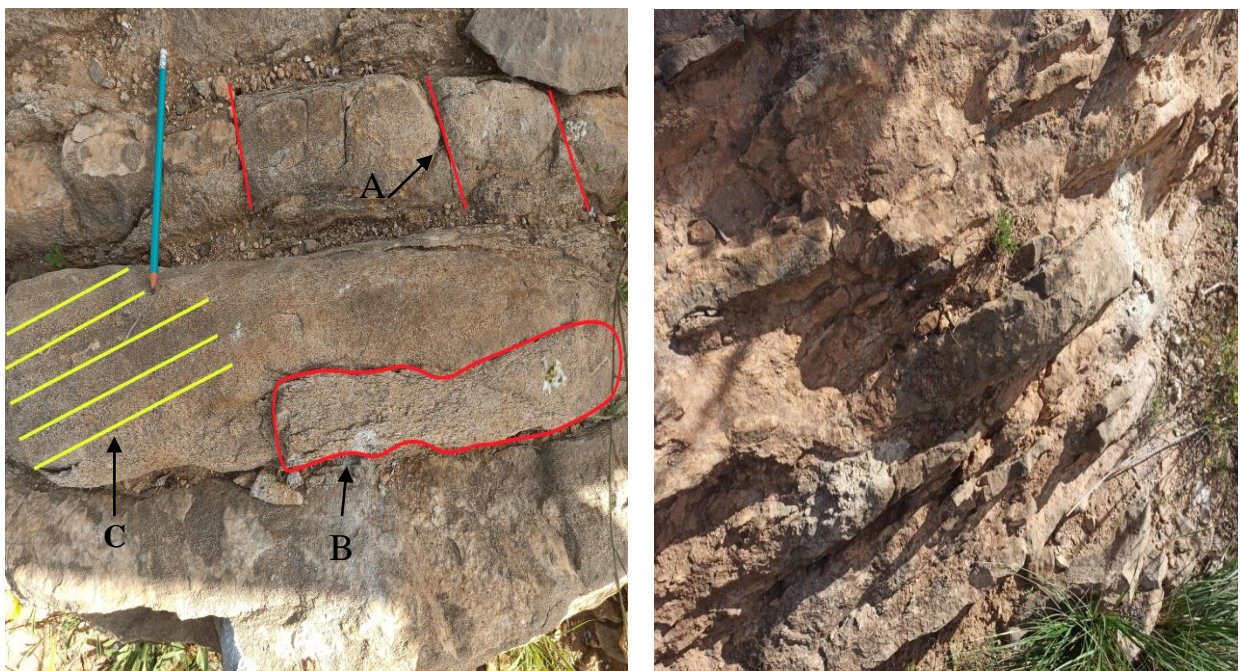


Photo III-4 : Alternance de bancs calcaires et l'arène granitique de la région Ain Tolba

Légende

A : fractures dans les bancs calcaires.

B : Arène granitique

C : Stratifications obliques soulignées par un matériel détritique orientés vers l'Ouest.

On y trouve aussi des placages de grains de quartz de taille variables millimétriques à centimétrique de formes irrégulières souvent anguleuses (Photo III-5).



Photo III-5 : Quartz détritique (zoom Photo III-4 B)

Description microfaciès :

Dans cette formation nous avons échantillonné 23 lames dont 10 lames dans le membre des calcaires graveleux de Djerf Kebir et 13 dans le membre des calcaires de Taouia

Membre 1 : Calcaire graveleux de Djerf Kebir AT 0A jusqu'à AT8 :

Ce membre est formé de trois séquences d'ordre 2, dans laquelle dans chaque séquence nous avons ramené au minimum trois échantillons, dans le but de faire une étude plus détaillée et d'apporter plus d'informations.

AT 0A :

L'échantillon est prélevé dans le banc calcaire qui se dépose directement sur le Trias, le microfaciès correspond à un grainstone à bioclastiques très varié à ciment sparitique parfois dolomitisé. Les éléments que nous avons sont les suivants :

- Bioclastes : foraminifères benthiques, algues, lamellibranches.
- Pellets
- Les éléments remaniés du socle
- Quartz détritique
- Élément carbonatés peu micritisés

Ces éléments indiquent que le milieu est relativement plus calme, malgré qu'il y'a très peu d'éléments de haute énergie.

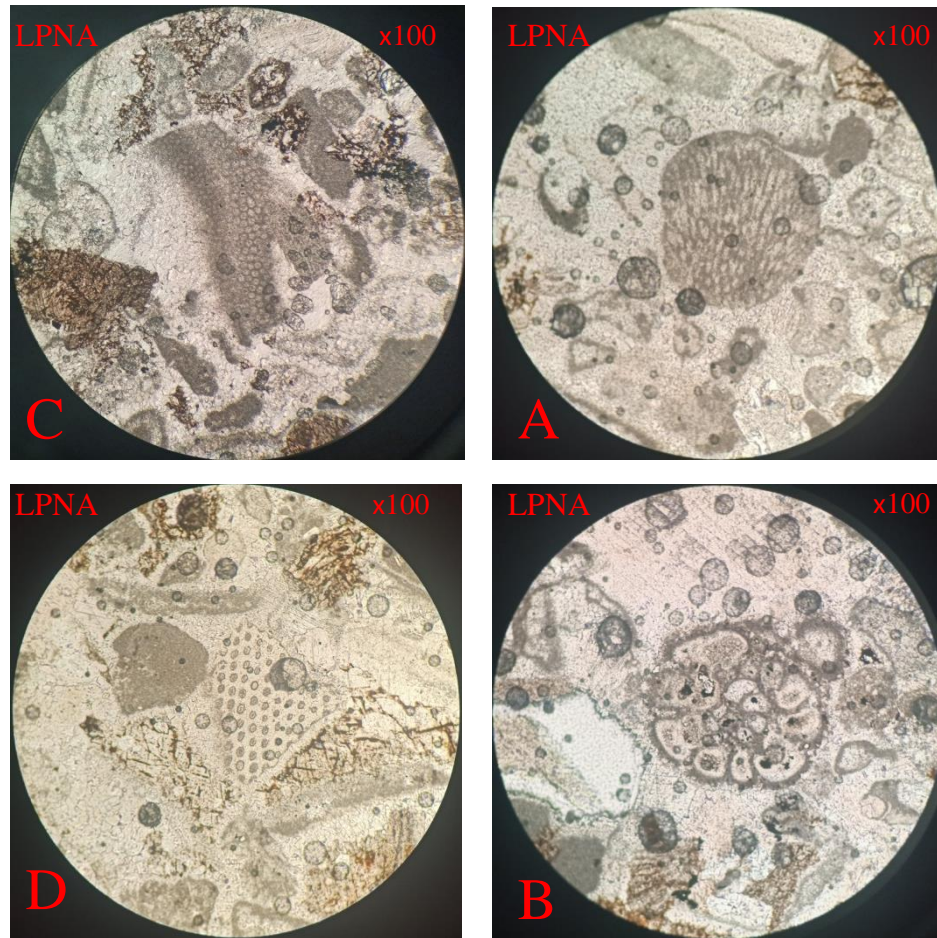


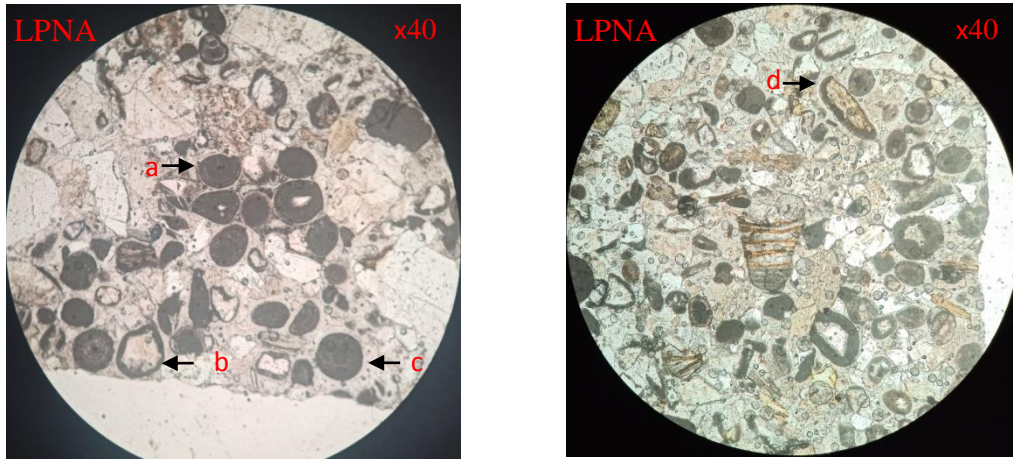
Photo III-6 : Calcaire grainstone à bioclastes (foraminifères (A) (B), lamellibranches(C) (D)) différents sections

AT 0B :

L'échantillon est prélevé dans les alternances calcaires / Arène granitique, il correspond à la texture oosparite, dans laquelle nous distinguons :

- Des oolithes de différents type α , β et γ bien que ce soient les oolithes α , de haute énergie qui sont les plus abondantes.
- Très peu de bahamites
- Quartz détritique anguleux de taille moyenne à grande
- Débris de socle entouré parfois par de la micrite formant des exoclastes (plagioclase, quartz, schiste...)
- Rares bioclastes représentés par très peu de lamellibranche, foraminifère de petite taille, échinodermes, gastéropodes.

Le milieu est de haute énergie, sauf qu'on a des éléments relativement de basse énergie ce qui veut dire que ces éléments sont issus par les courants tidaux.



Photos III -7 : calcaire grainstone oolithique

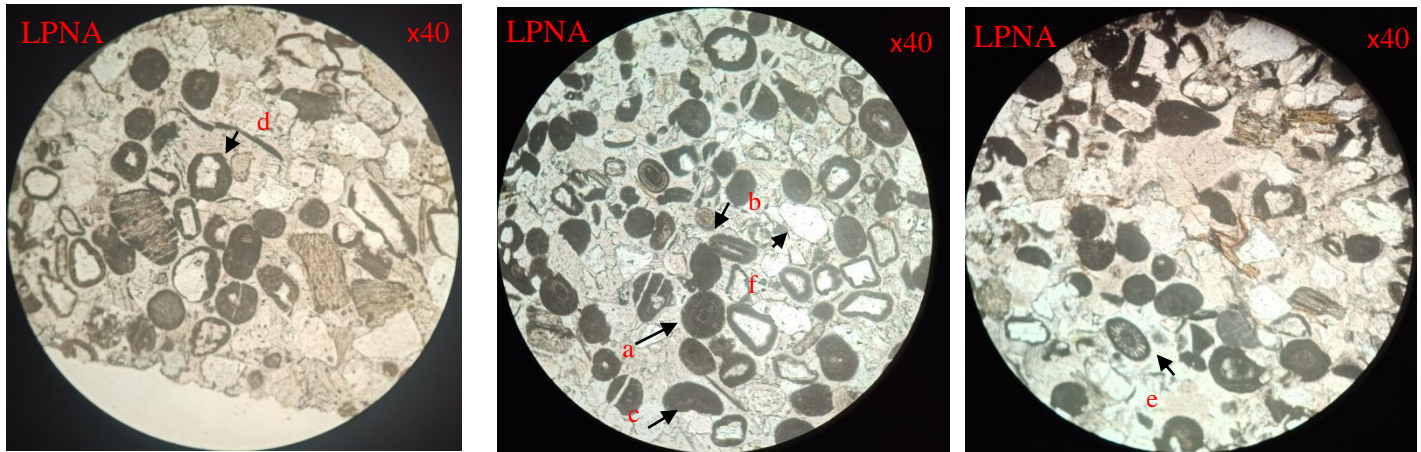
Légende :

- a : Oolithe de type γ
- b : Exoclaste
- c : Bahamite
- d : Débris de socle

AT 01 :

L'échantillon est prélevé dans les premiers bancs calcaires de la séquence, la texture de la lame mince est grainstone oolithique où les oolites de type α sont très abondantes associées à des intraclastes, à du quartz détritique, à des débris de socle, à rares éléments squelettiques.

Le milieu correspondant à cette roche est intertidal de haute énergie, où les bioclastes sont très rares.



Photos III -8 : calcaire grainstone oolithique

Légende :

- a : Oolithe de type α
- b : Oolithe de type β
- c : Oolithe de type γ
- d : Quartz détritique entouré par la micrite formant oolithe
- e : Sphérolithe
- f : Quartz détritique

Synthèse de la première séquence

La texture qui caractérise cette séquence est grainstone où les éléments les plus abondants qui forment les faciès hétérogènes sont les oolithes, le quartz arénitique et les éléments remaniés du socle

On peut dire que les faciès de cette séquence sont subdivisés en deux parties :

- ✓ Faciès de milieu calme généralement bioclastiques à la base.
- ✓ Faciès oolithique de haute énergie associé à beaucoup d'exoclastes issus du socle et du massif granitique, au sommet.

III.2.4.1.2 La deuxième Séquence d'ordre 2 (23m)

Description Faciès :

Elle correspond à une succession de bancs calcaires stratocroissants, 4 à 5 cm d'épaisseur à la base et 20 à 30 cm au sommet qui montrent toujours des placages de matériel détritique (quartz anguleux) plus ou moins grossier et la présence de bioclastes au sommet (des encrines, des échinodermes, polypiers isolés...), (Photo III -9) bien que, nous remarquons que la taille de la fraction détritique diminue de plus en plus vers le sommet.

Ce phénomène est lié probablement à une stabilité dans un contexte transgressif qui dépose des calcaires stratocroissants.

D'une façon générale, nous retenons pour cette séquence que c'est toujours l'eustatisme et l'arrivée de la fraction détritique qui jouent un rôle important dans la formation de ces calcaires.



Photo III -9 : des Enchrines, des Echinodermes **B**, des polypiers isolés **A**

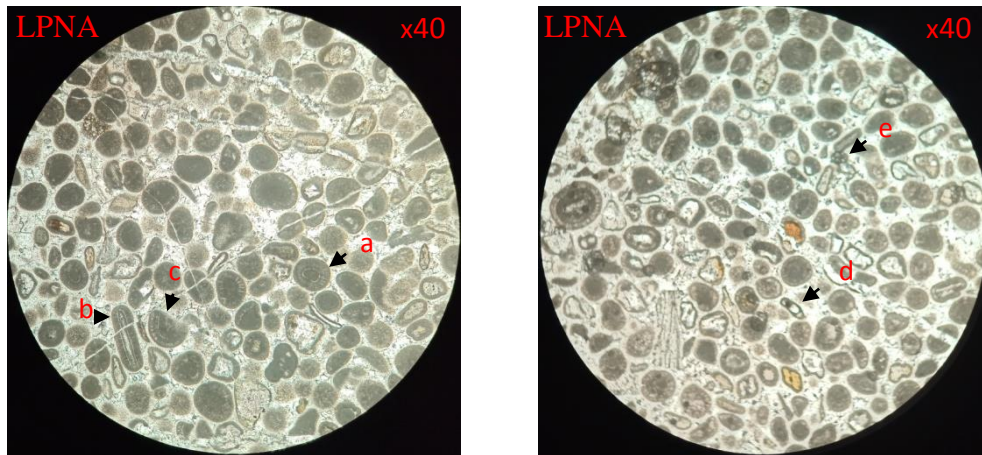
Description microfaciès :

AT 02 :

L'échantillon est prélevé dans les premiers bancs calcaires, dans laquelle on a une texture grainstone oolithique où ces dernières sont bien classées. La roche présente les éléments suivants :

- Abondance d'oolithes
- Quartz détritique entouré parfois par de la micrite et parfois nous l'observons former le nucléus des oolithes
- Bioclastes : quelques foraminifères, échinodermes, bivalves
- Rare éléments de socle

Le milieu correspondant à cette roche est toujours intertidal de haute énergie, déduit par l'absence de la micrite, ainsi que la rareté des éléments qui caractérisent le milieu de basse énergie (oolithe β).



Photos III-10 : calcaire grainstone oolithique

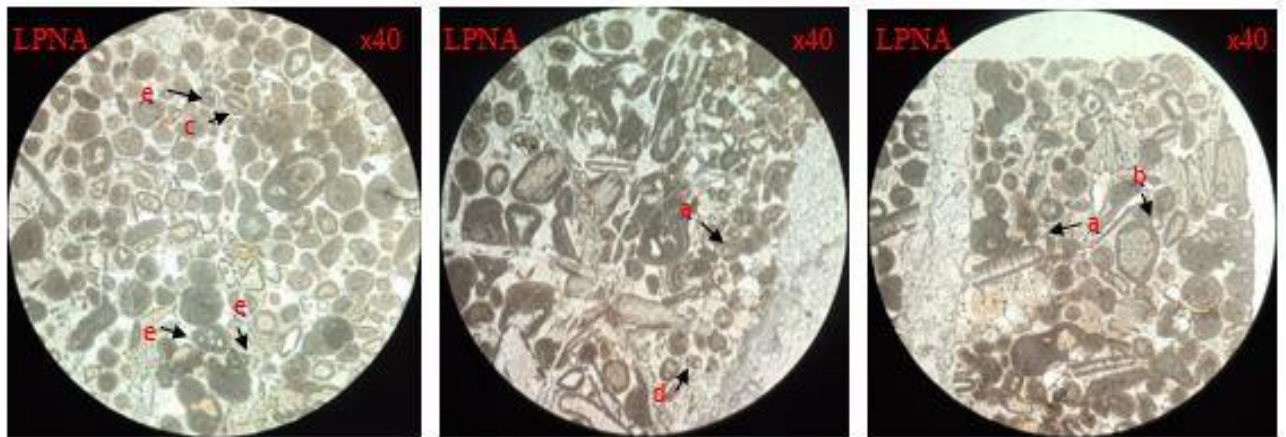
Légende :

- a : Oolithe de type α
- b : Oolithe de type β
- c : Oolithe de type γ
- d : Foraminifère
- e : Foraminifère

AT 03 :

L'échantillon est prélevé à 4,5 mètre de l'échantillon de la lame mince AT02, toujours dans les alternances de bancs centimétriques. Il présente une texture packstone à grainstone à bioclastes et à oolithes (oobiosparite selon la classification de Folk, 1959) la roche se caractérise par les éléments suivants :

- Bioclastes : échinodermes, foraminifères micritisés, lamellibranches... où certains bioclastes forment le nucléus de certains oolithes.
- Oolithes de haute énergie, bien classés
- Exoclastes : les éléments de socle et les grains de quartz détritique



Photos III -11 : Calcaire Packstone à grainstone Bioclastique

Légende :

- a : Echinodermes
- b : Exoclastes
- c : Oolithe de type β
- d : Foraminifère
- e : Foraminifère entouré par la micrite

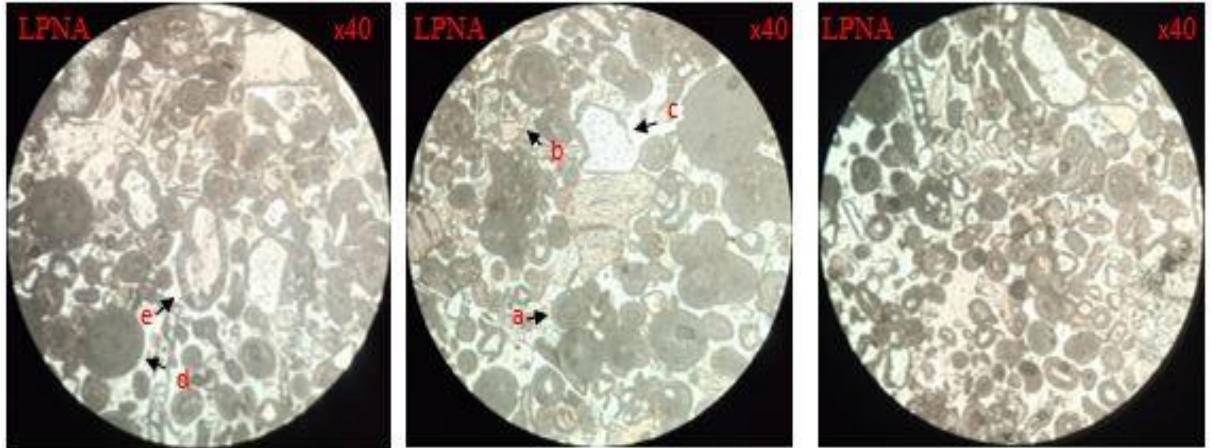
Le milieu correspondant à cette lame mince est de haute énergie mais relativement de basse énergie par rapport à la lame précédente au vu de la micrite qui s'est déposée autour des éléments carbonatés (bioclastes) et non carbonatés (éléments de socle et quartz).

AT 04 :

L'échantillon se trouve à 6,5 mètre de l'échantillon précédent. Il présente une texture packstone à grainstone oolithique mal classé. La lame contient essentiellement les éléments suivants :

- Les Oolithes de différentes tailles parfois micritisés et formes soit des bahamites, soit des pelletoides.
- Le quartz détritique entouré par la micrite et parfois, il forme le nucléus des oolithes
- Les éléments de socle
- Rares bioclastes: lamellibranches, échinodermes et quelque foraminifère benthiques

Le milieu où s'est déposée cette roche est relativement de basse énergie puisque la micrite précipite davantage dans la plateforme.



Photos III- 12: Calcaire packstone à grainstone oolithique

Légende :

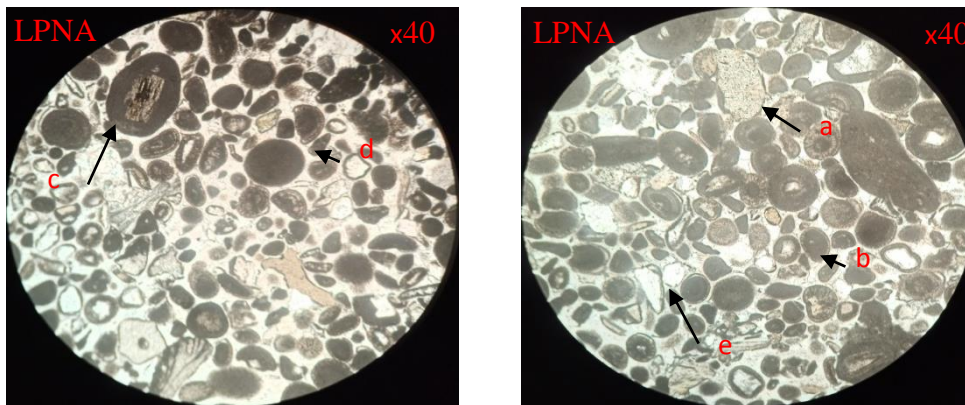
- a : Oolithe de type alpha
- b : Pellets
- c : Quartz détritique
- d : Bahamite
- e : Quartz détritique entouré par la micrite

AT 05 :

La lame présente une texture grainstone oolithique et bioclastique avec des éléments presque tous micritisés qui sont les suivants :

- Oolithes (alpha, beta, gamma), dont les nucleus sont des grains de quartz et des feldspaths correspondants à la fraction détritique de l'arène granitique.
La particularité des oolithes est que l'on observe parfois que les laminations radiales qui laissent apparaître des bahamites.
- Bioclastes représentés par : des crinoïdes, lamellibranches
- Élément de socle et quartz arénitique

La présence de la micrite tout autour de la plupart des éléments montre que c'est un milieu relativement calme puisque la micrite se précipite dans les milieux calmes et de basse énergie et plus profonds.



Photos III- 13 : Calcaire grainstone oolithique

Légende :

- a : Exoclastes
- b : Oolithe de type α
- c : Oolithe dont le nucleus est un grains de feldspath
- d : Oolithe de type γ
- e : Quartz détritique

Synthèse de la deuxième séquence

La séquence est présentée par 4 lames minces, dont les échantillons sont prélevés suivant une évolution verticale de la séquence ou de la coupe levée.

La texture la plus représentée dans cette séquence est : grainstone parfois grainstone à packstone à oolites essentiellement avec des bioclastes et présence de fraction détritique de type arène granitique et exoclastes émanant du socle dévonien.

Le milieu de dépôt évolue progressivement d'un milieu intertidal de haute énergie vers un milieu intertidal de moyenne à basse énergie.

III.2.4.1.3 La troisième séquence d'ordre 2 (9m)

Description Faciès :

C'est une succession de bancs calcaires oolithiques très riches en bioclastes à la base ; devenant de plus en plus massifs au sommet (organisation stratocroissante).

La géométrie des bancs de cette séquence est différente par rapport aux deux précédentes, elle montre en effet des bancs continus où la fraction détritique disparaît progressivement vers la fin de la séquence.

Description microfaciès :

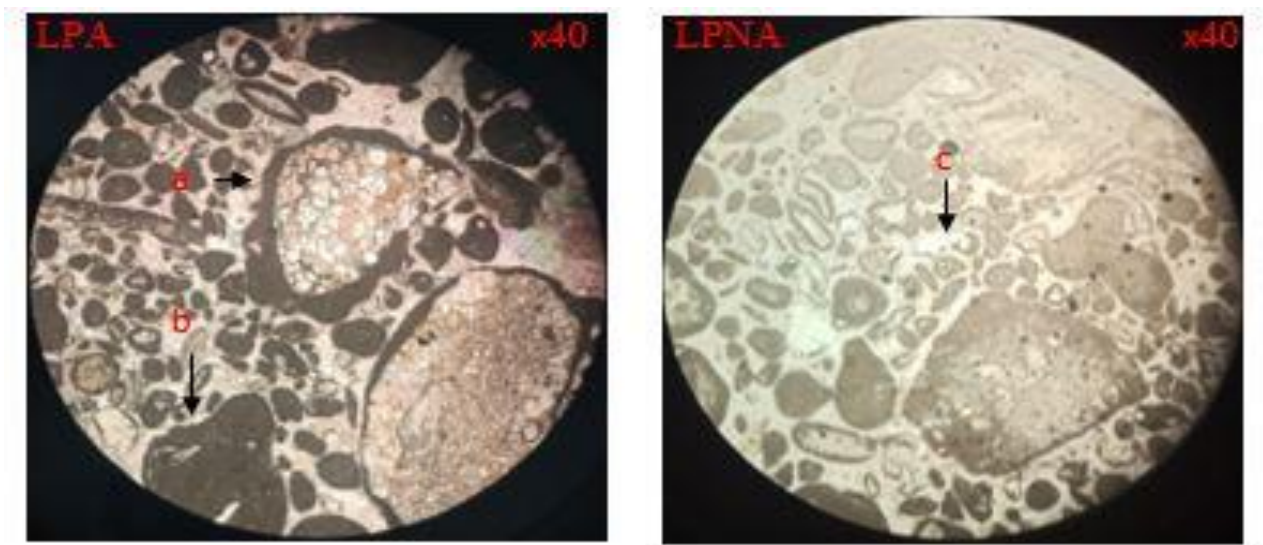
Cette séquence est étudiée par trois lames AT06, AT07 et AT08

AT 06:

La lame présente un calcaire grainstone à intraclastes, et quelques autres éléments :

- des exoclastes gréseux enrobés par de la micrite qui sont de forme arrondie
- des éléments bioclastiques peu micritisés (débris d'échinodermes, lamellibranches, foraminifères)
- des éléments de socle et du quartz arénitique

Le milieu est relativement de haute énergie au vu de l'abondance de lithoclastes arrachés soit du substratum carbonaté en cours de lithification, soit des massifs granitiques adjacents. Cependant, nous remarquons qu'il existe très peu d'éléments de basse énergie, hormis la micrite qui entoure les différents éléments.



Photos III -14 : Calcaire grainstone à Intraclaste

Légende :

- a : Exoclastes
- b : Intraclastes
- c : Foraminifère

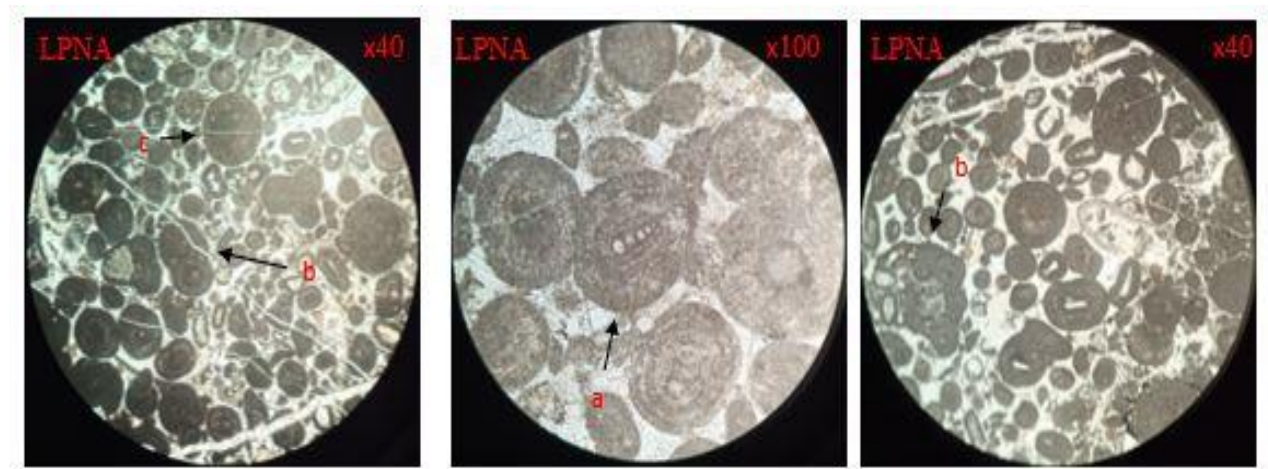
Les échantillons AT 07 et AT 08 sont prélevés presque du même endroit, c'est justement pour voir la variation des milieux dans le dernier banc de la séquence qui est le plus épais d'ailleurs.

AT 07 :

La roche AT 07 correspond à un calcaire grainstone à packstone oolithique bien classé où les oolithes forment parfois des agrégats. Certains nucléus de ces oolithes sont occupés par des bioclastes qui ne sont d'ailleurs pas abondants dans cette lame et sont représentés par de rares lamelibranches, foraminifères micritisés, parfois recristallisés.

Les autres éléments qui constituent cette roche sont les bahamites, le quartz détritique qui devient de plus en plus de petite taille et enfin de rares débris de socle.

L'environnement de dépôt est toujours de haute énergie.



Photos III- 15 : Calcaire grainstone à packstone oolithique

Légende :

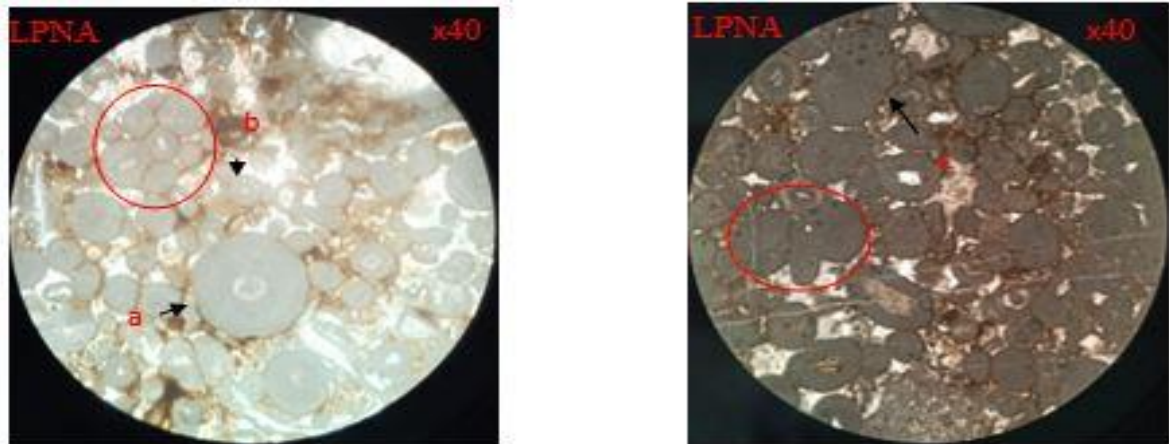
- a : Foraminifère entouré par la micrite
- b : Intraclastes
- c : Bahamites

AT 08 :

C'est un packstone à grainstone à bahamites, avec d'éléments plus jointifs que la roche précédente, le ciment est parfois dolomitique om l'on trouve les éléments suivants :

- des bahamites et les oolithes de basse énergie plus que celle de haute
- des Pellets
- de rares bioclastes (polypiers, lamellibranches, foraminifères)

Le faciès de cette roche est très compact au vu des contacts déformés et suturés entre les grains carbonatés, de plus il montre le phénomène de dissolution du ciment primaire remplacé par un ciment riche en dolomie.



Photos III -16 : Calcaire packstone à grainstone bahamites

Légende :

a : Oncolithe

b : Echinoderme entouré par la micrite

c : Intraclaste

Cercles rouge : résultats de l'effet de la compaction

Synthèse de la troisième séquence

La séquence est présentée par 3 lames minces, prélevées dans trois endroits successifs. La texture débute par un calcaire grainstone qui évolue progressivement vers un léger packstone au sommet ce qui nous renseigne sur l'évolution d'un milieu de haute énergie vers le milieu calme relativement profond.

III.2.4.2 Membre 2 : Les calcaires oolithiques de Taouia (37 Mètre)

Ce membre est formé par trois séquences d'ordre 2

III.2.4.2.1 La première séquence d'ordre 2 (15 m)

Description Faciès :

C'est une succession de bancs calcaires biodétritiques de taille centimétriques, qui forment un paquet de 7,5 mètre d'épaisseur, ils sont surmontés par des bancs calcaires bioclastiques massifs d'épaisseur métrique. (Photo III -17)

Le dernier banc massif est composé de trois parties, une partie claire qui sépare deux parties sombres riches en fractions détritiques alors que l'autre (claire) est plutôt sans particules gréseuses (Photo III -18).



Photo III -17 : Succession de bancs calcaires biodétritiques de la région Ain Tolba



Photo III -18 : Un banc massif composé de deux parties sombres et claires de la région Ain Tolba

Description microfaciès :

AT 09 :

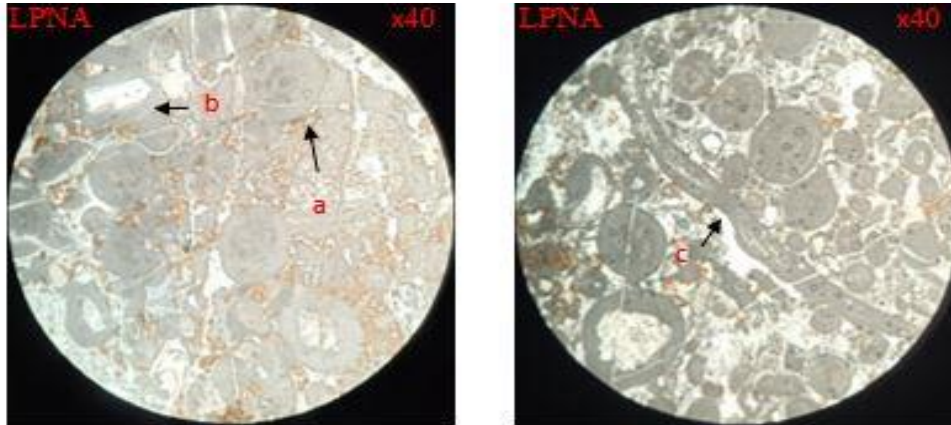
L'échantillon est prélevé à la base de la séquence, dans les bancs calcaires centimétriques.

Le faciès ressemble complètement à AT 07 dans laquelle la texture est grainstone à packstone oolithique où les éléments sont mal classés avec un ciment peu dolomitisé.

Ce qui diffère de la roche précédente est :

- La rareté des débris du socle et des bioclastiques où on y trouve que des lamellibranches.
- Les grains de quartz hexagonaux qui sont entourés par de la micrite et qui forment des bahamites.

Le milieu correspondant à cette lame mince est relativement de basse énergie (calme)



Photos III-19 : Calcaire grainstone à packstone oolithique

Légende

- a** : Oolithe de type α
- b** : Grains de quartz entouré par la micrite
- c** : Lamellibranche

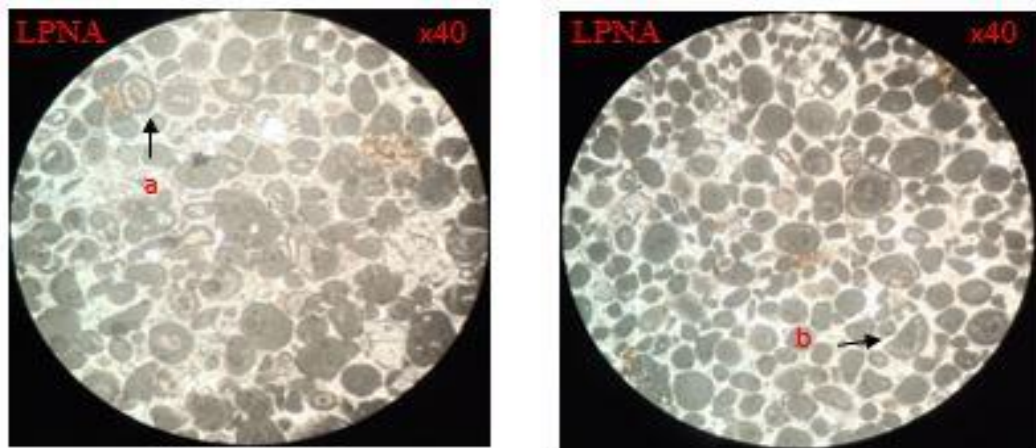
Les échantillons AT10, AT11 et AT12 sont prélevés au sommet de la séquence, où la distance entre eux, varie entre 1m à 2 mètre. La proximité de cet échantillonnage nous permettra d'avoir plus de détails et d'informations sur les conditions de dépôt.

AT 10 :

Calcaire grainstone oolithique, moyennement classé. Le faciès présenté dans la roche est très différents de la roche précédente, dans laquelle nous avons les éléments suivants :

- abondance d'oolithes de basse énergie et d'agrégats
- des exoclastes entourés par de la micrite
- quartz détritique
- très peu de bioclastes (foraminifères, crinoïdes)

On peut considérer le milieu qui correspond à cette roche est intertidal de moyenne à haute énergie.



Photos III-20 : Calcaire grainstone oolithique

Légende

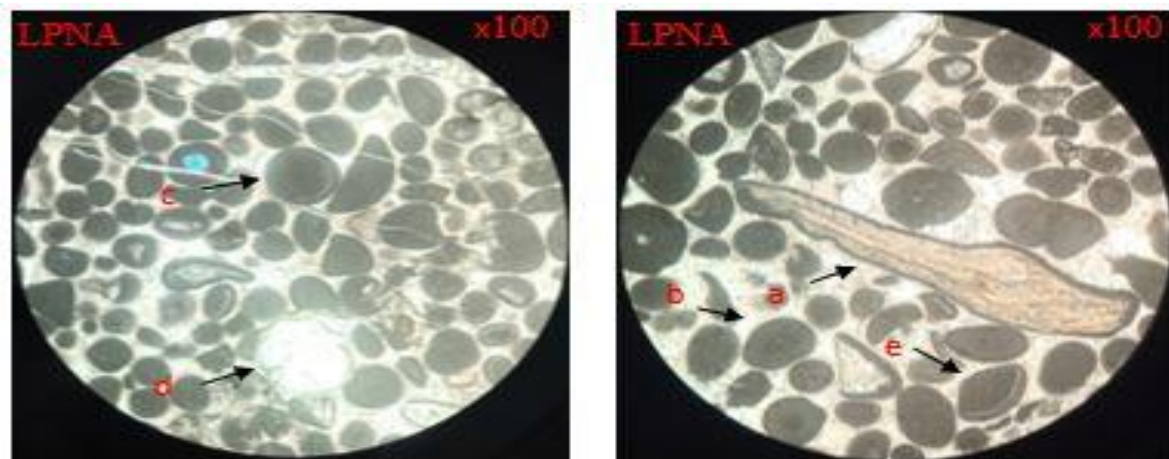
a : Oolithe de type β

b : Oolithe de type γ

AT 11 :

Calcaire grainstone oolithique et à bioclastes (lamellibranches, échinodermes, polypiers, foraminifères devient un nucléus d'oolithe) comprenant des bahamites, des pelletoides, des agrégats et du quartz détritique.

Le milieu est relativement de basse énergie puisque les éléments dominant sont de basse énergie, malgré qu'on trouve très peu d'éléments de haute énergie.



Photos III-21 : Calcaire grainstone oolithique

Légende

a : Lamellibranche

b : Oolithe de type β

c : Oolithe de type α

d : Quartz détritique

e : Oolithe de type γ

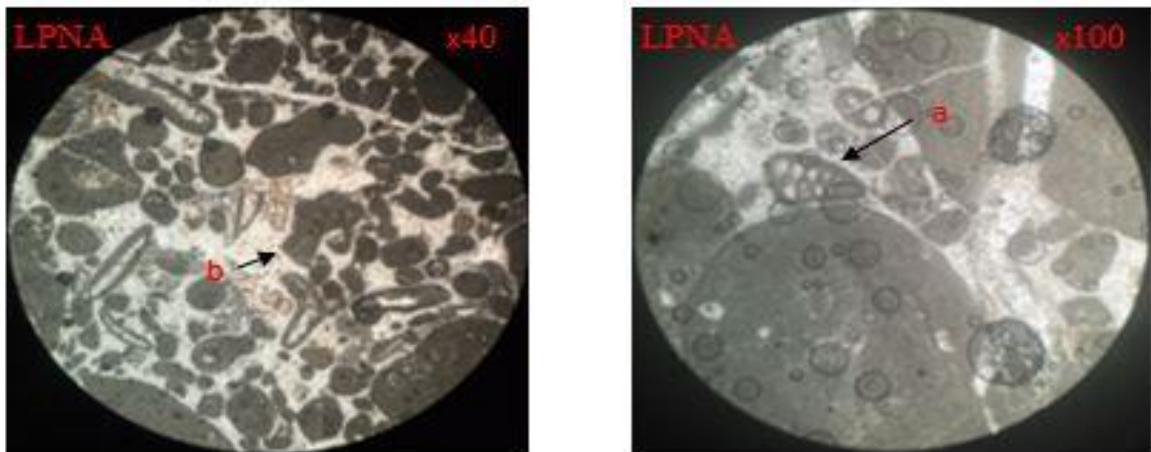
AT 12 :

C'est un calcaire packstone/grainstone à bioclastes avec ciment sparitique parfois dolomitisé. Les éléments squelettiques sont représentés par des foraminifères benthiques, échinodermes et autres débris de coquille (lamellibranche).

Par ailleurs, nous rencontrons des pellets, des agrégats, des grains de quartz de petites tailles et très peu d'oolithes.

La particularité de cette roche c'est qu'elle montre de grands éléments micritiques difficiles à reconnaître. Ils peuvent, cependant correspondre à des oncolithes ?

Cette roche annonce probablement un début d'approfondissement de milieu correspondant à l'infratidal.



Photos III -22 : Calcaire packstone à grainstone bioclastiques

Légende

a : Foraminifère

b : Agrégats

Synthèse de la première séquence

La séquence débute par des faciès oolithiques de haute énergie à la base, puis évoluent progressivement vers un faciès bioclastique de moyenne à basse énergie, au sommet.

Les environnements de dépôt correspondants sont intertidal et infratidal proximal.

III.2.4.2.2 La deuxième séquence d'ordre 2 (11m)

Description Faciès :

Elle débute par une succession de bancs calcaires bioclastiques, ces bancs calcaires sont plus épais qu'avant, d'ailleurs l'épaisseur minimale dans cette séquence est d'environ de 1m, croissante vers le sommet

Nous notons plusieurs niveaux à oncolithes de différentes tailles (mm à cm), (Photo III –23) qui s'organisent suivant une granulométrie granocroissante. Toutefois, cette succession d'oncolithes est parfois interrompue par des surfaces de ravinement qui érodent ces oncolithes. Les surfaces de ravinement sont toujours soulignées par un matériel détritique.

Le milieu de dépôt de ces oncolithes correspondrait à un milieu infratidal peu profond dont la bathymétrie diminue progressivement jusqu'à atteindre un milieu supra à intertidal où se forment les grandes oncolithes centimétrique de type stromatolithique.

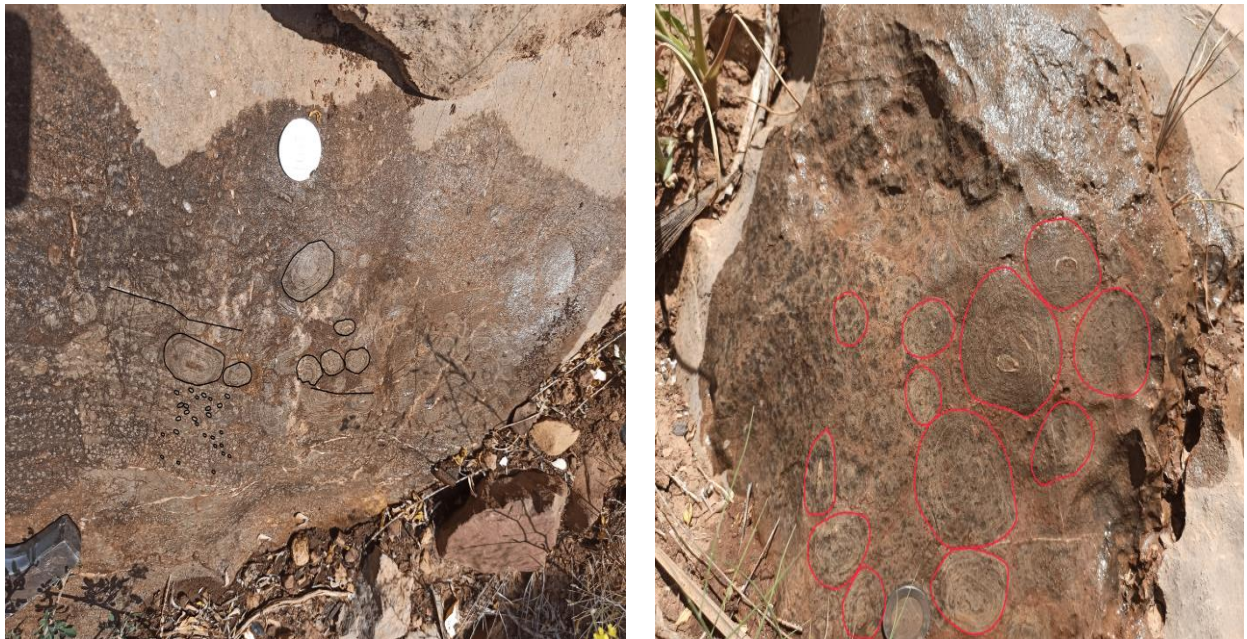


Photo III-23 : Des niveaux oncolithiques de différente taille de la région Ain Tolba

La séquence termine par :

- Un joint marneux (Photo III-24)

- Un banc dolomitique complètement fracturé, relatif à la dynamique tectonique syn-sédimentaire, d'ailleurs il définit une discordance angulaire, tellement que les pendages des couches sont variables (Photo III -25).
- Une croute ferrugineuse s'installe au-dessus des dolomies.



Photo III -24 : Joint marneux de la région Ain Tolba



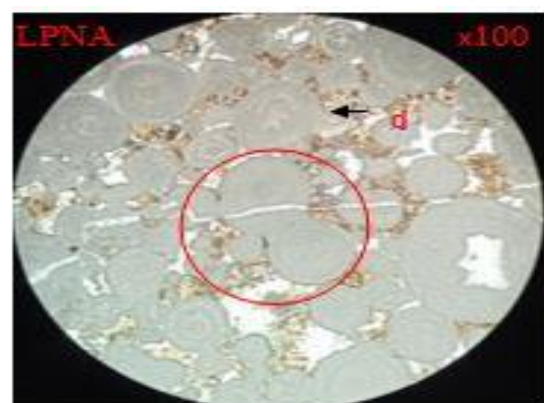
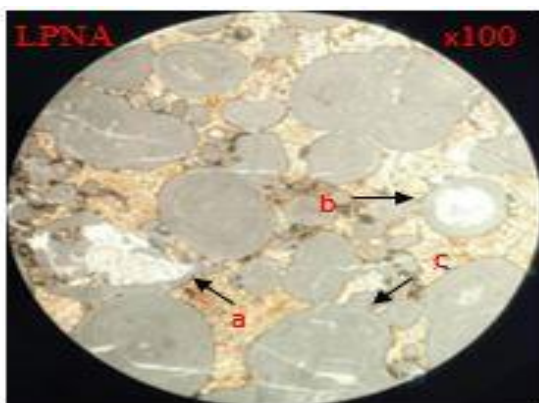
Photo III -25 : Banc dolomitique fracturé et une discordance angulaire de la région Ain Tolba

Description microfaciès :

AT 13 :

Elle se caractérise par un faciès packstone à oncolithes avec un ciment dolomitique secondaire. Nous constatons clairement dans cette lame, les effets diagénétique (la dissolution du ciment primaire et le remplacement par de la dolomie secondaire, la forte compaction entre les grains). Toutefois, nous rencontrons des bioclastes (échinodermes enrobé par la micrite, gastéropodes), des bahamites et rares oolithes.

Le milieu est relativement profond et correspondrait à un milieu infratidal.



Photos III-26 : Calcaire packstone à grainstone oncolithiques

Légende

a : Gastéropodes

b : Quartz détritique entouré par la micrite

c : Intraclastes

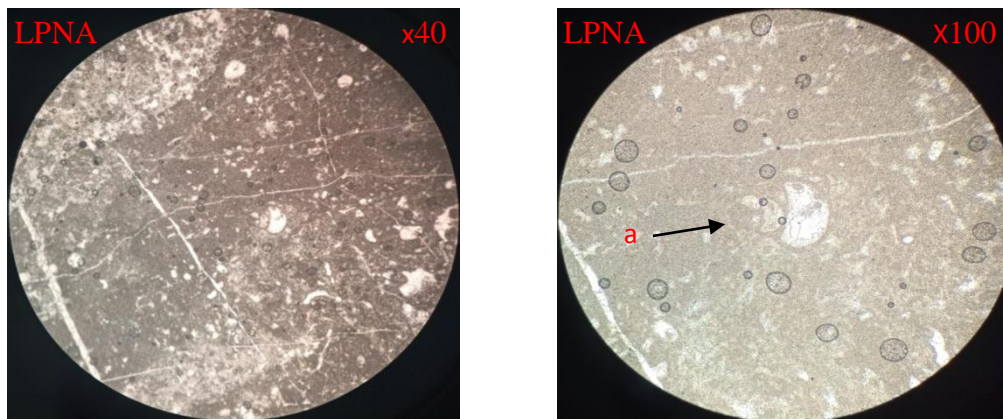
d : Oncolithes

Cercle rouge : l'effet de la compaction

AT 14 :

Elle montre une roche à texture wackstone à mudstone bioclastique (gastéropodes et autres débris de coquilles). Les éléments ne sont pas jointifs et le ciment est une micrite.

L'environnement de dépôt de cette roche correspond à un milieu calme infratidal.



Photos III-27 : Calcaire wackstone à mudstone bioclastiques

Légende

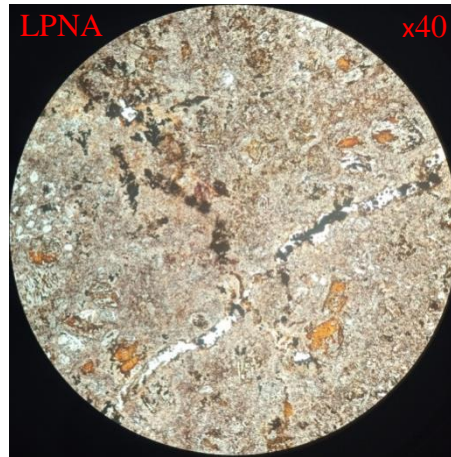
a : Gastéropode

AT 15 :

L'emplacement de l'échantillon est au sommet du banc dolomitique fracturé (déformation syn-sédimentaire) vers la fin de la séquence, l'échantillon ramené du terrain présente en effet, sous le microscope un faciès dolomitique (dolomicrosparite) avec quelques traces d'oxydes de fer.

Ce faciès est le témoin de la diminution considérable de la bathymétrie, comparativement avec AT13.

Le milieu est intertidal à supratidal, voire continental du fait de la présence d'oxydes de fer. L'origine de cette diminution pourrait être d'ordre eustatique (une régression marine) ou tectonique (soulèvement du substratum en zone résistante ; les horsts)



Photos III-28 : faciès dolomicrosparite

Synthèse de la deuxième séquence

Les textures de roches représentées dans cette séquence d'ordre 2, évoluent depuis les calcaires packstones à grainstones jusqu'aux wackstones à mudstones vers le sommet où la séquence se termine rapidement par un faciès dolomitique et une croûte ferrugineuse.

III.2.4.2.3 La troisième Séquence d'ordre 2 (11m)

Description Faciès :

C'est une séquence stratocroissante de bancs calcaires oolithiques et oncolithiques de taille moyenne moins petites que celles de la séquence précédant.

Ensuite nous notons une lacune d'observation d'environ 3,5 m, correspondant probablement à une combe marneuse recouverte par des éboulis, scellée par 8m de bancs calcaires métrique et très massifs par rapport à ceux de la base.

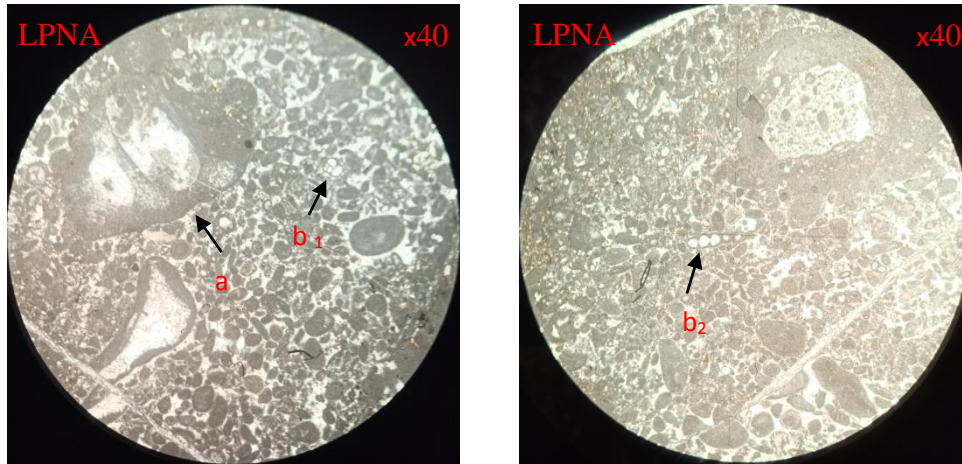
Description Microfaciès :

AT 16 :

Elle correspond à un calcaire Packstone à grainstone bioclastique (gastéropodes, échinodermes, Polypiers, foraminifères faiblement micritisés) avec un ciment sparitique parfois dolomitisé.

Le faciès montre beaucoup d'éléments de petite taille et il s'agit d'oolithes, de pellets, et de rares oncolithes et quartz détritique.

Le milieu ici redevient intertidal, moins profond et de moyenne énergie.



Photos III-29: Calcaire Packstone à grainstone bioclastiques

Légende

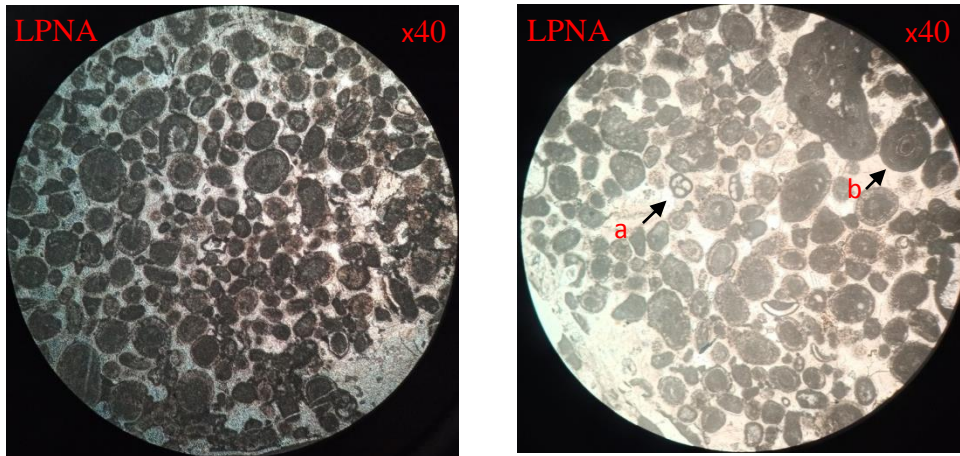
a : débris de bioclaste

b₁ : Foraminifère **b₂** : Foraminifère

AT 17 :

Calcaire grainstone à packstone oolithique, moyennement classé car la granulométrie de celles-ci est peu variable. A ces oolithes sont associés des intraclastes, peu de bahamites et oncolithes, du quartz détritique et des bioclastes représentés par des foraminifères benthiques, des échinodermes, des bivalves et des gastéropodes.

Nous remarquons que le milieu a changé par rapport à AT 16, il devient cependant haute énergie où les oolithes α et les bioclastes sont très abondants, les ciments micritiques et le phénomène de micritisation sont presque absents.



Photos III-30 : Calcaire grainstone oolithique

Légende

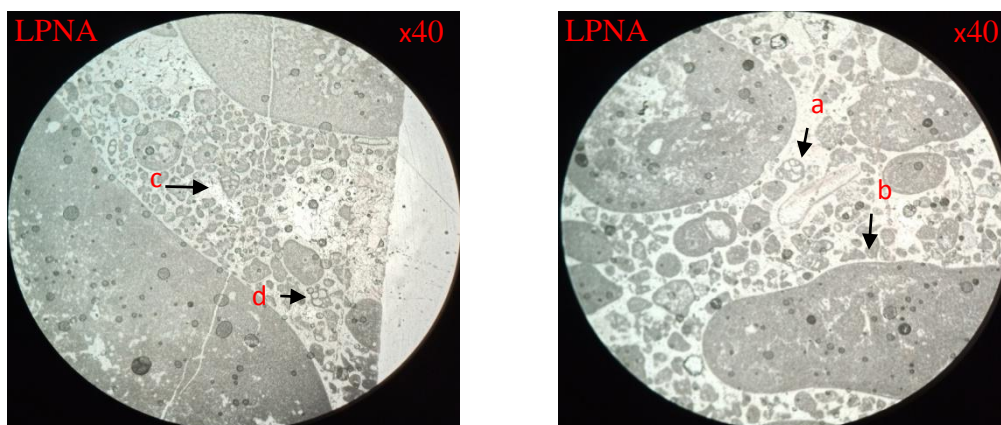
a : Foraminifère

b : Oolithe de type α

AT 18 :

Calcaire grainstone à grands éléments carbonatés qui sont notamment des débris d'algues, des polypiers, des oncolithes et des intraclastes, entre lesquels on remarques des éléments de moyenne à petite taille représentés pour la plupart par des bioclastes (foraminifères benthiques, échinodermes, bivalves et gastéropodes).

L'environnement de dépôt correspondrait à un milieu intertidal calme.



Photos III-31 : Calcaire grainstone à intraclastes

Légende

a : Foraminifère

b: Intraclaste

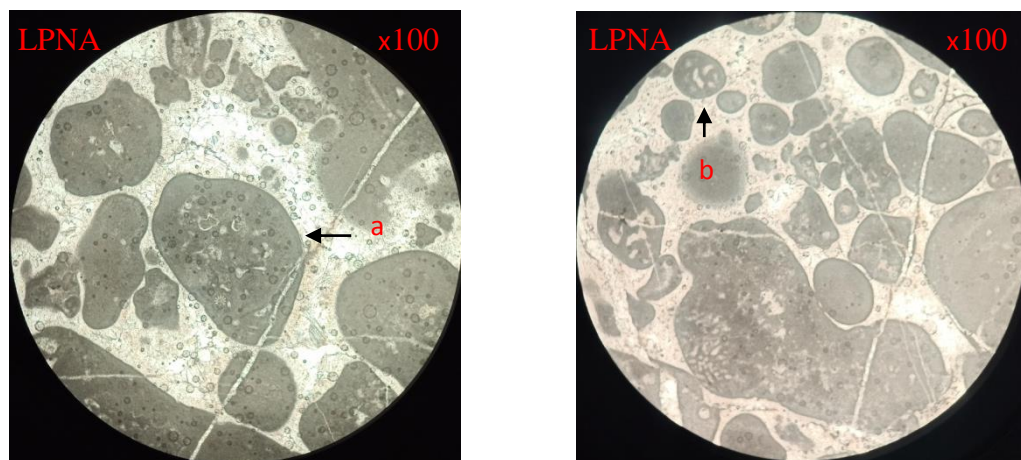
c : Foraminifère

d : Foraminifère

AT 19 :

Est un calcaire grainstone à bioclastes (foraminifères benthiques, algues et gastéropodes) avec des intraclastes et pelletoides.

Le milieu correspondant est toujours intertidal à haute énergie.



Photos III-32 : Calcaire grainstone à intraclastes

Légende

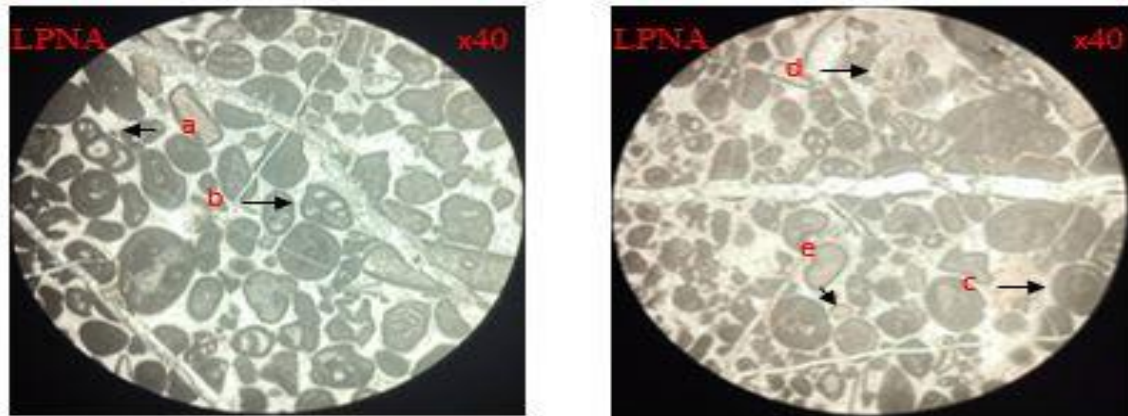
a : Intraclaste

b: Foraminifère

AT 20 :

C'est une roche très riche en foraminifères benthiques, elle correspond à un calcaire grainstone à bioclastes (foraminifères abondants et autres débris d'algues et d'échinodermes...) avec des oncolithes et des pellets.

La diversification dans la nature et dans la taille de ces éléments indiquent un milieu intertidal à énergie modérée.



Photos III-33 : Calcaire grainstone à packstone foraminifères

Légende

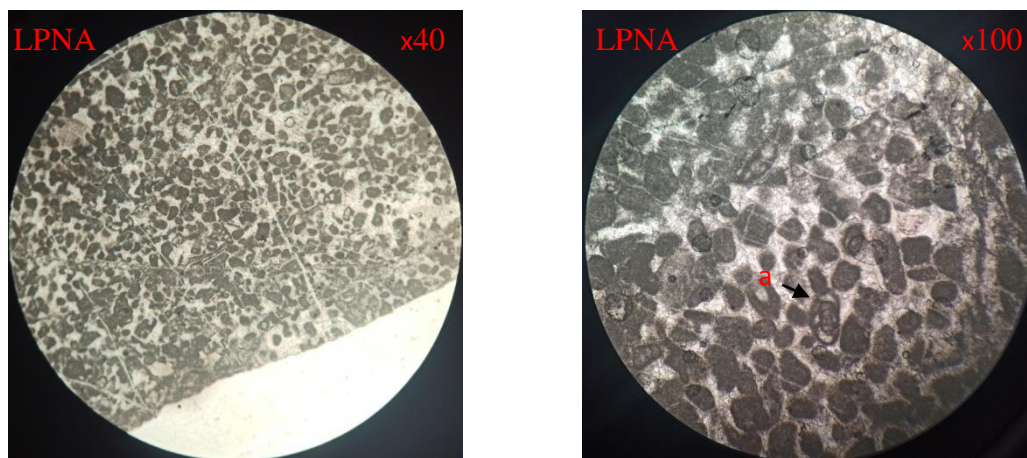
- | | |
|-------------------------------------|------------------------|
| a : Intraclaste | d : Sphérulithe |
| b : Foraminifère | e : Echinoderme |
| c : Oolithe de type α | |

AT 21 A :

Elle correspond à une biopellsparite représentée par des foraminifères benthiques très abondants, bioclastes de petite taille micritisés pour en former des pelletoides.

On remarque dans cette lame le ciment poecellitique et parfois la sparite est remplacée par de la dolomite.

La présence de la micrite par endroits définit la texture packstone.



Photos III-34 : Calcaire grainstone à packstone foraminifères

Légende

a : Foraminifère

La présence de la micrite et de pelletoides nous renseignent que le milieu devient calme et relativement profond (infratidal).

Synthèse de la troisième séquence

La séquence évolue d'un milieu intertidal de haute énergie (oolithes α) à la base vers un milieu infratidal de basse énergie (pelletoides) au sommet, passant par les environnements intertidaux et infratidaux d'énergie modérée où se fabrique une variété de calcaires à bioclastes (foraminifères benthiques, algues) et autres éléments tels que les oncolithes et les intraclastes.

III.2.5 Synthèse de la formation calcaire compacte de Zaïlou

La formation des calcaires compacts de Zaïlou est composée essentiellement de deux membres qui sont :

- **Membre 1 : Calcaire graveleux de Djerf Kebir**

Description Faciès :

Début par de bancs calcaires d'épaisseur 3 à 4 cm, se termine par de bancs massifs d'épaisseur 1 à 1,5 m

La fraction détritique diminue de la base vers le sommet

Les premiers bancs de la première séquence (7 m) sont intercalés par l'arène granitique.

La taille des grains de quartz diminue vers le sommet et ils sont de forme anguleuse.

Description microfaciès :

La texture des roches calcaires débute par un grainstone à bioclastes très variés, d'environnement intertidal à faible énergie qui annonce la transgression liasique en l'absence de tout matériel arénitiques. Ensuite, l'environnement évolue en haute énergie, caractérisé par des dépôts oolithiques et lithoclastes, associés souvent à des éléments métamorphiques et de matériel arénitiques issus respectivement du remaniement du socle dévonien et de l'érosion du massif granitique Westphalien.

Enfin, l'environnement oscille entre l'intertidal haute énergie et l'intertidal basse énergie à infratidal avec des éléments carbonatés et bioclastiques micritisés partiellement et parfois totalement (bahamites, pelletoides ...)

- **Membre 2 : Calcaire oolithique de Taouia**

Description Faciès :

Début par de bancs d'épaisseur 5 à 6 cm, se termine par de bancs plus épais (1 à 2,5 m)
La fraction détritique diminue jusqu'à atteindre l'absence.

Le milieu de dépôt des calcaires est différent par rapport au premier membre (plus profond).

Le membre est composé d'éléments bioclastiques plus qu'au premier membre.

Description Microfaciès :

Le membre calcaire oolithique de Taouia comprend trois séquences d'ordre 2 où la première évolue depuis les faciès de haute énergie (grainstone à packstone) vers les faciès fins de basse énergie (wackstone à mudstone).

Dans la seconde, le milieu progresse d'un environnement calme relativement profond vers un milieu supratidal (dolomitique et ferrugineux) relatif à un événement tectonique, qui soulève le substratum. Nous remarquons sur le terrain une discordance cartographique.

Enfin, dans la dernière séquence, les premiers dépôts sont de haute énergie et progressivement celui-ci s'approfondi et les sédiments se déposent en milieu calme (pelletoides).

III.2.6 Formation Ammonitico rosso (7,5 Mètre)

Description Faciès :

Cette formation est d'âge Toarcien selon les différents auteurs, (Photo III -35) dans laquelle nous décrivons deux faciès qui forment une combe de 7,5m :

- Le premier est argileux de couleur rouge d'épaisseur 4m environs
- Le deuxième est marno-calcaire, de couleur bariolé jaune et jaune rougeâtre.

Dans les Monts des Traras, cette formation comprend plusieurs faciès, dans laquelle **AMEUR, 1988** a subdivisé l'ammonitico rosso en 3 termes selon l'âge Toarcien (inférieur, moyen et supérieur) dans les Traras Occidentaux ; par contre dans les Traras Orientaux, cette formation sépare les deux membres des Marno-calcaires de la formation de Bayada.

La formation de l'Ammonitico rosso est subdivisée en plusieurs sous zones selon les subdivisions biostratigraphique basées essentiellement sur l'évolution des ammonites ; travaux

de **ELMI, 1973, 1985, AMEUR, 1978 et 1988** dans les Monts Traras et (**MEKAHLI ,1998 et SEBANE , 2007**) dans les Monts des Ksour (Tab III -1).

Etages	Sous-étages	Zones	Sous-zones
Toarcien	Supérieur	Aalensis	Lugdunensis
			Flamandi
			Maetra
		Meneghinii	Reynesi
			Speciosum
			Fallaciosum
	Moyen	Bonarellii	Mediterraneum
			Gradata
			Alticarinata
		Bifrons	Gemme
			Bifrons
			Sublevisoni
	Inférieur	Levisoni	Falciferum
			Levisoni
		Polymorphum	Semicelatum
mirabile			

Tab III -1 : Les subdivisions biostratigraphique de la formation Ammonitico rosso (In SEBANE ,2007)

L'événement qui marque le Toarcien est d'ordre régional, il caractérise la mésogée par les effondrements des plateformes carbonatées liasiques, liés à l'ouverture de l'Atlantique central. Il est connu dans plusieurs endroits, pas que dans les Monts des Traras, (**HALLAM et BRADSHOW, 1979 ; HALLAM, 1987 et JENKYNS ,1988**) ont décrit les phénomènes relatifs à cet événement comme suit :

- ✓ Les températures, au cours de cette période sont globalement plus élevées, ce qui correspond généralement à des épisodes de transgression marine, dans lequel l'océan recouvre les zones basses des continents.
- ✓ Des périodes de forte activité volcanique à l'échelle globale peuvent également à l'origine de l'anoxie.
- ✓ D'autres phénomènes affectant le climat terrestre peuvent avoir un rôle dans ce phénomène dans laquelle, on cite :
 - Changement de la luminosité solaire

- La tectonique des plaques qui crée des configurations de masses continentales modifiant la circulation des eaux océaniques.
- Les variations et l'instabilité des calottes polaires.



Photo III -35 : Faciès de la formation Ammonitico rosso de la région Ain Tolba

Description Microfaciès :

Les roches que nous avons échantillonné dans cette formation sont AT21B et AT22A qui montrent en effet, un faciès marneux et argileux avec parfois des oxydes de fer.

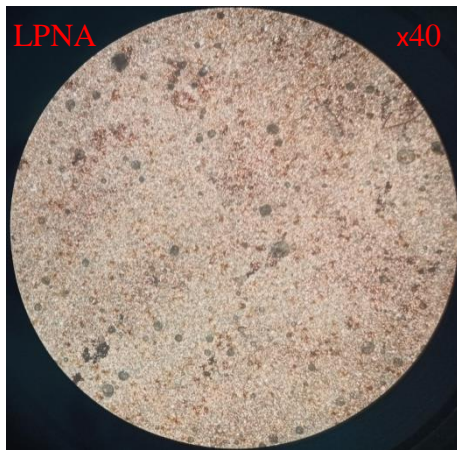


Photo III-37: Argiles (AT22A)

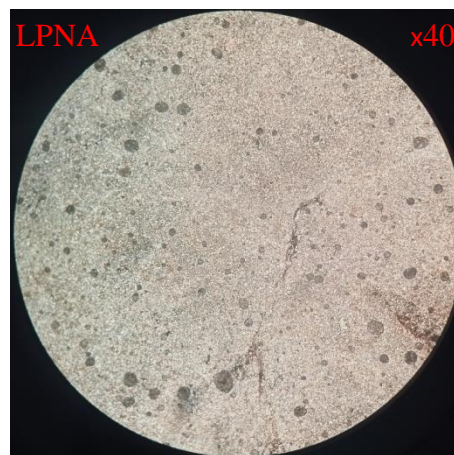


Photo III-36: Marno-Calcaire (AT21B)

III.2.7 Formation des Calcaires des Traras (22,5 Mètre)

Description Faciès :

Elle présente une succession de bancs calcaires décroissants, dans laquelle le faciès devient de plus en plus fin vers le sommet. Elle est d'âge Aaleno-Bajocien (Photo III-38)

On peut supposer que cette formation se divise en deux parties selon l'épaisseur des bancs et la texture observée sur le terrain, qui sont :

- ✓ Les 15 premiers mètres sont formés par des bancs de 1,5 à 2 mètre d'épaisseur.
- ✓ Le reste de la formation est moins épais (7.5m) et l'épaisseur des bancs atteint 1m au maximum.



Photo III-38 : Formation des calcaires des Traras de la région Ain Tolba

Description Microfaciès :

AT 22 B :

L'échantillon est prélevé juste après la formation de l'Ammonitico rosso, le faciès montre un mudstone à rare débris de coquilles, où l'élément le plus dominant est la micrite.

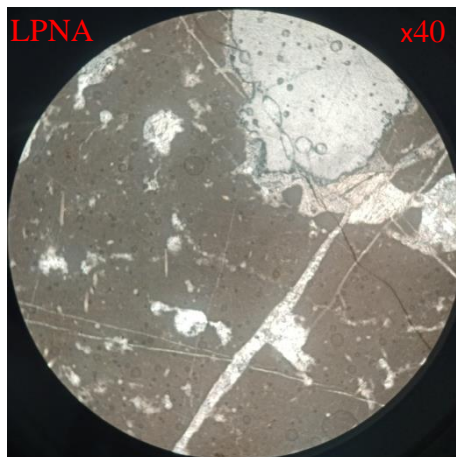


Photo III-39 : Calcaire mudstone à débris de coquille

AT 23 AT 24 AT 25 AT 26 :

Les échantillons AT23, AT24, AT25 et AT26 sont récoltés dans les six premiers mètres de cette formation. Toutes les lames que nous avons observées montrent le même faciès de boue carbonatée (Mudstone à très rares bioclastes - foraminifères et parfois des spicules).

On note toutefois, le phénomène de dissolution où la micrite se recristallise en grands cristaux de calcite.

L'environnement de dépôt est toujours un milieu est profond est calme (plateforme carbonatée externe à infratidal profond)

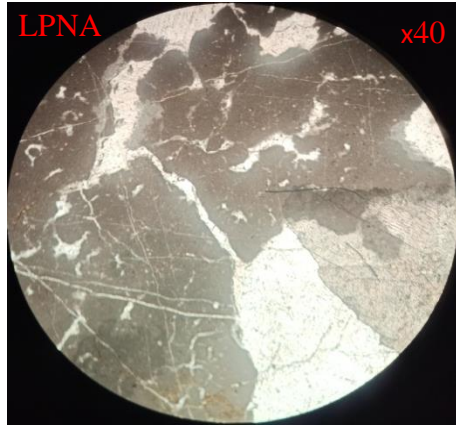


Photo III 40 : Calcaire mudstone à débris de coquille (AT 23).

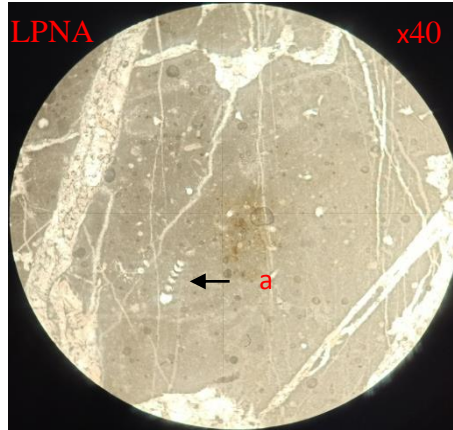


Photo III 41 : Calcaire mudstone (AT 24).

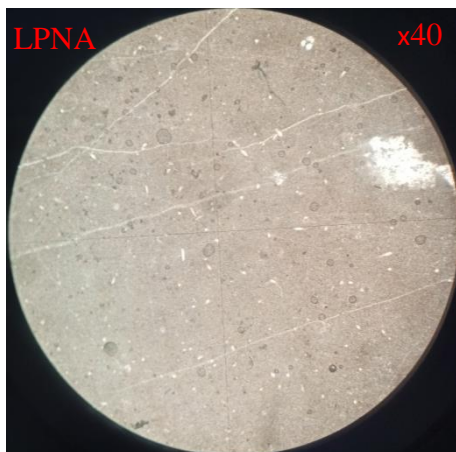


Photo III-42 : Calcaire mudstone à quelques débris de coquille (AT 25).

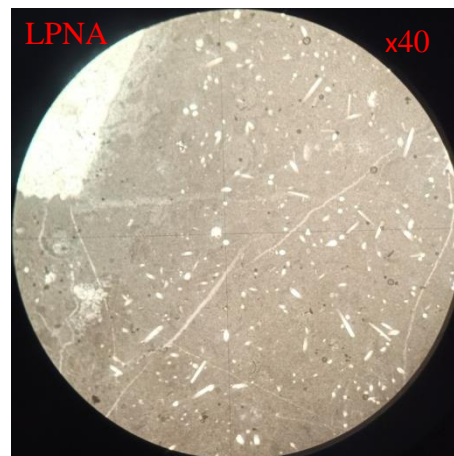


Photo III-43 : Calcaire mudstone à débris de coquille (AT 26).

Légende

a : Foraminifère

AT 27 :

L'échantillon est ramené à 4,5 m de l'échantillon AT26. Il montre une nette différence avec les faciès précédents, caractérisé par une texture grainstone à packstone à éléments carbonatés bioclastiques foraminifères, algues et débris de coquilles, voire de petites oolithes complètement micritisés (pelletoides).

Cette roche annonce le retour des calcaires néritiques dans un contexte régressif. L'environnement de dépôt pourrait correspondre en effet à un milieu relativement peu profond intertidal distal à infratidal où peut se former des cordons oolithiques de haute énergie.

Le milieu devient moins profond si en comparant par rapport au lames d'avant, ainsi que la présence de la sparite, qui nous permet de dire que le milieu est moins profond.

Les raisons d'avoir un changement de milieu de profond vers le moins profond, l'eustatisme qui varie c'est-à-dire qu'il y'a une baisse du niveau marin.

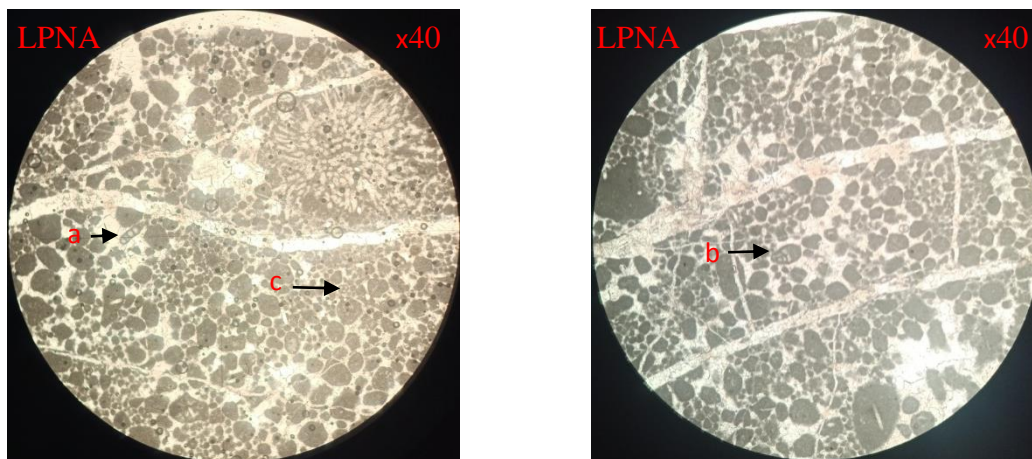


Photo III-44 : Calcaire grainstone à packstone a ooide

Légende

- a** : Foraminifère
- b** : Foraminifère
- c** : Foraminifère

AT 28 :

Elle correspond à un calcaire packstone bioclastique (foraminifères benthiques) où les éléments sont mal classés, jointifs, de petites tailles. La plupart sont micritisés, devenus pelletoides.

Nous remarquons tout de même dans cette lame, la réapparition des grains de quartz détritiques de très petite taille

Le milieu de dépôt est relativement de basse énergie comparativement au faciès précédent

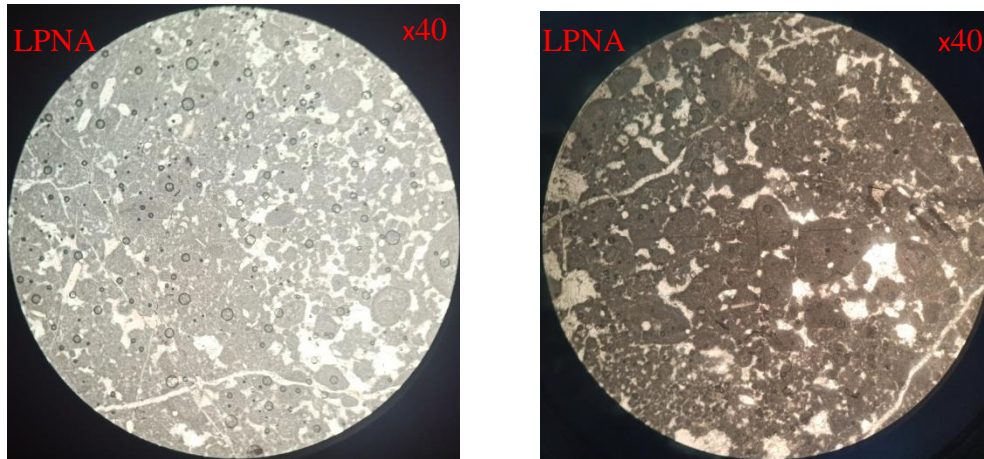


Photo III-45 : Calcaire packstone à grainstone bioclastiques

AT 29, AT 30 :

La texture présentée dans les roches (AT29 et AT30) observées sous la lame mince est un calcaire mudstone à wackstone. On trouve essentiellement les éléments suivants :

- la micrite
- De rares Bioclastes : foraminifères, débris d'échinodermes et des spicules.
- De petits grains de quartz

On remarque que le milieu devient relativement un peu profond et calme par rapport au milieu de dépôt de la roche précédente.

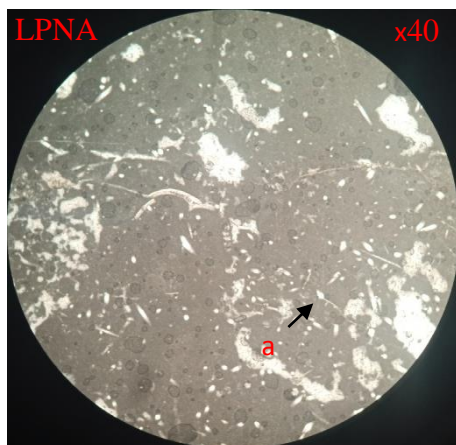


Photo III-46 : Calcaire mudstone à wackstone a débris de coquille (AT29)

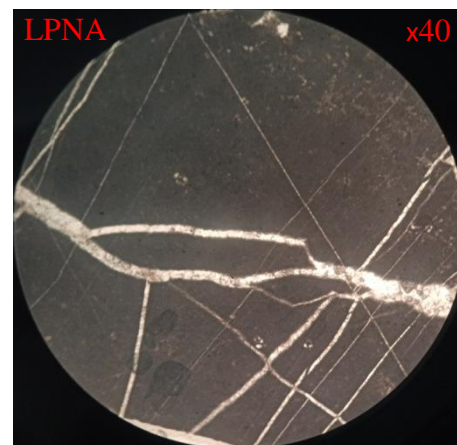


Photo III-47 : Calcaire mudstone à wackstone a Foraminifères (AT30)

Légende

a : petit grain de quartz détritique

AT 31 :

Calcaire wackstone à bioclastes, dans laquelle nous avons les éléments suivants :

- des foraminifères, des débris d'échinodermes et de coquilles de bivalves
- des pellets
- des petits grains de quartz

Le milieu de cette roche est relativement moins profond par rapport à la roche précédente

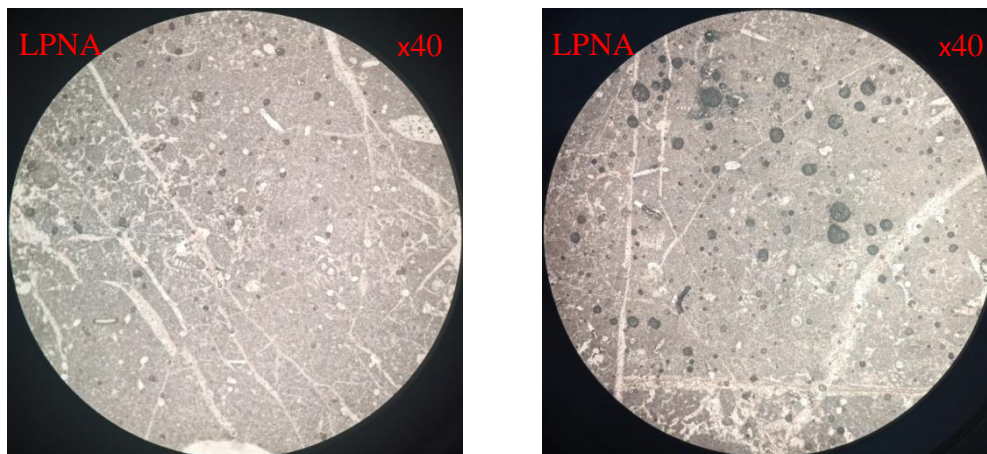


Photo III-48 : Calcaire wackstone à bioclastes

Synthèse de la formation calcaire des Traras

La formation calcaire des Traras d'âge Dogger (Aaléno-Bajocien) montre à Ain Tolba un milieu peu profond à profond dont l'énergie du milieu est faible qui permet la décantation de la micrite. La texture la plus abondante des roches que nous avons observées au microscope est mudstone à wackstone.

Les calcaires packstones sont rares, ils ne sont pas de haute énergie car les éléments qu'ils contiennent sont très micritisés, dont le stade est souvent avancé en formant des pelletoides.

Les allochèmes sont vraiment rares, ils sont essentiellement des bioclastes, absents à la base de la formation et peu abondant au sommet.

Les petits grains de quartz réapparaissent dans cette formation, il semble que leur origine est différente de ceux que nous avons observés dans la formation des calcaires de Zailou car la granulométrie (fine) et la morphoscopie (arrondie) renseigne sur une origine très lointaine.

On remarque que le milieu de cette formation commence de profond vers un milieu moins profond , c'est à partir de la lame mince AT 27 que le milieu devient relativement de basse énergie , puis progresse vers un milieu un peu plus profond .

III.2.8 Formation Argiles de Saïda (4Mètre)

Description Faciès :

C'est une combe d'argile d'ordre métrique où s'alterne des bancs de grès silteux fins à ciment argileux, (Photo III -49) elles sont d'âge Bathonien à callovo-oxfordien, liée au fonctionnement du delta de ksour, plus au Sud. Ce matériel détritique a provoqué l'arrêt de sédimentation par processus chimique et biochimique, le type de sédimentation se substitue à la faveur de la progradation



Photo III -49 : Formation des argiles de Saïda de la région Ain Tolba

Description Microfaciès :

AT 32 :

Cette roche montre un faciès silicoclastique grés-silteux et argileux. L'arrivée dans la plateforme de ce matériel interrompt une nouvelle fois le processus chimique et biochimique, après celui du Toarcien (Formation de l'Ammonitico Rosso) .

Le matériel détritique gréseux et argileux est probablement lié au fonctionnement du delta des ksour, plus au Sud et forme la formation dite Argiles de Saïda qui est une combe où s'intercale de petits bancs de grès silteux.

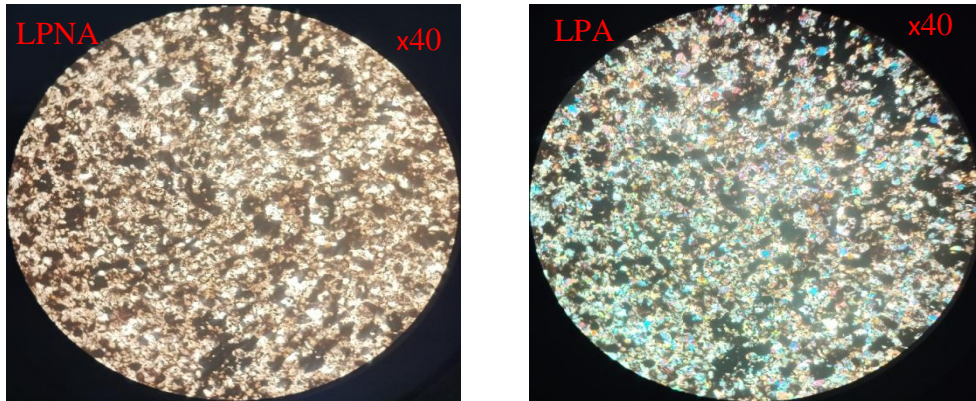


Photo III-50 : grès de la formation des argiles de Saïda de la région Ain Tolba

III.2.9 Formation Volcano-sédimentaire (1,5Mètre)

Description Faciès :

Cette formation est liée aux processus de fermeture de la Téthys et de l'ouverture de la mer méditerranée, aboutissant ainsi à la formation des maghrébides. Le volcanisme est très connu dans cette région de l'Oranie où les laves volcaniques se cristallisent dans un environnement de sédimentation qui forme à la fin une formation volcano sédimentaire.

Dans notre terrain le faciès observé correspond à une brèche sédimentaire hétérogène (**Fig III-51,52**) composée de blocs calcaires et dolomies emballés dans des roches volcaniques dont les lames minces (AT 33 et AT 34) montrent un basalte.



Photo III-51 : une brèche sédimentaire hétérogène de la région Ain Tolba



Photo III -52 : Calcaire bréchiqes de la région Ain Tolba

Description Microfaciès :

Dans la brèche sédimentaire où les constituants macroscopiques sont hétérogènes et hétérométriques, nous avons récupérés deux échantillons AT33 et AT34.

Le premier AT33 correspond à une dolosparite (dolomie de remplacement) resédimenté et est d'âge probablement Jurassique supérieur ou post Jurassique ?

Le deuxième AT34 montre une roche de nature différente, elle est volcanique basique. C'est un basalte constitué des minéraux suivants : des plagioclases, des pyroxènes de rares quartz et quelque lithoclastes de dolomies.

Cette formation nous l'avons appelée volcano-sédimentaire. L'activité volcanique dans cette région est en relation avec la formation des maghrébides durant le Cénozoïque. Les éruptions volcaniques sont liées à l'ouverture de la mer méditerranée.

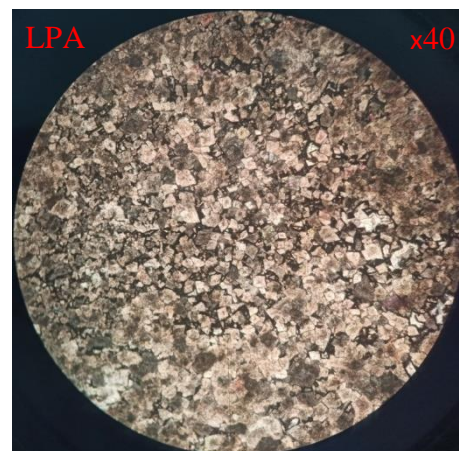
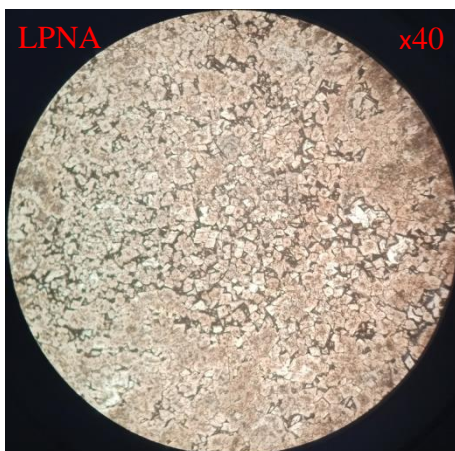


Photo III-53: Minéraux de la lame mince AT 33

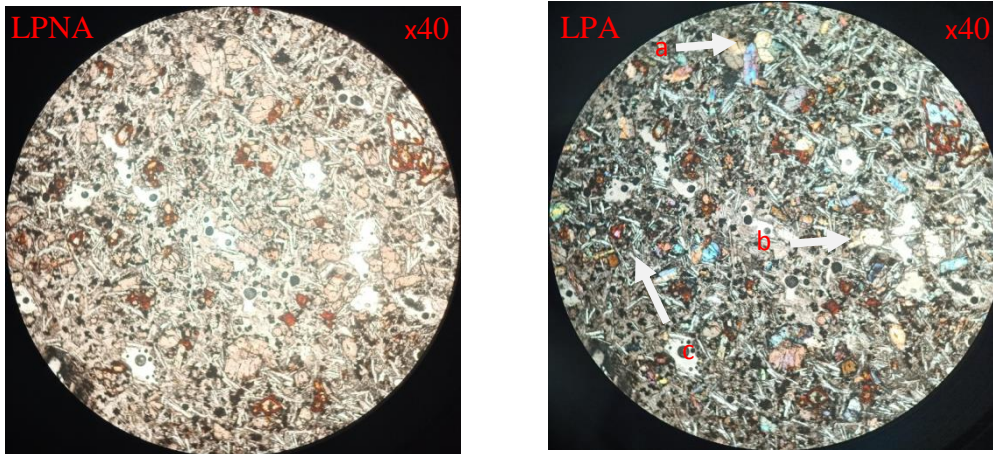


Photo III-54 : Minéraux de la lame mince AT 34

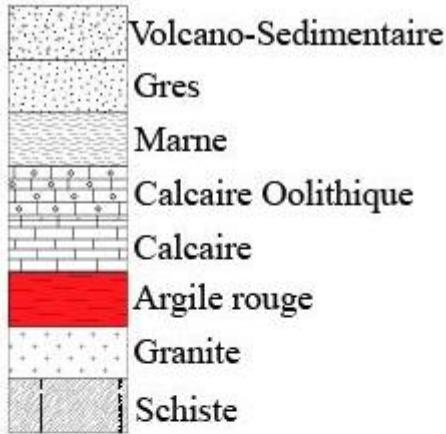
Légende :

a : Feldspath

b : Quartz

c : Plagioclase

Légende



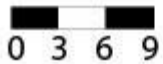
— Grande discontinuité

— Petite discontinuité

D Fin de formation

d Fin de membre

d' Fin de séquences



calcaires en bancs massifs



calcaires en bancs réguliers



calcaires en bancs à surfaces ondulées



calcaires à grains de quartz



calcaires bioclastiques



alternances régulières marno-calcaires



bioclastes



grands bivalves à test épais



spicules d'éponge



Zoophycos



dolomies



marnes à grains de quartz



alternances de marnes grumeleuses et de calcaires grumeleux



substratum schisto-gréseux plissé



gravelles carbonatées



ooides



oncoïdes



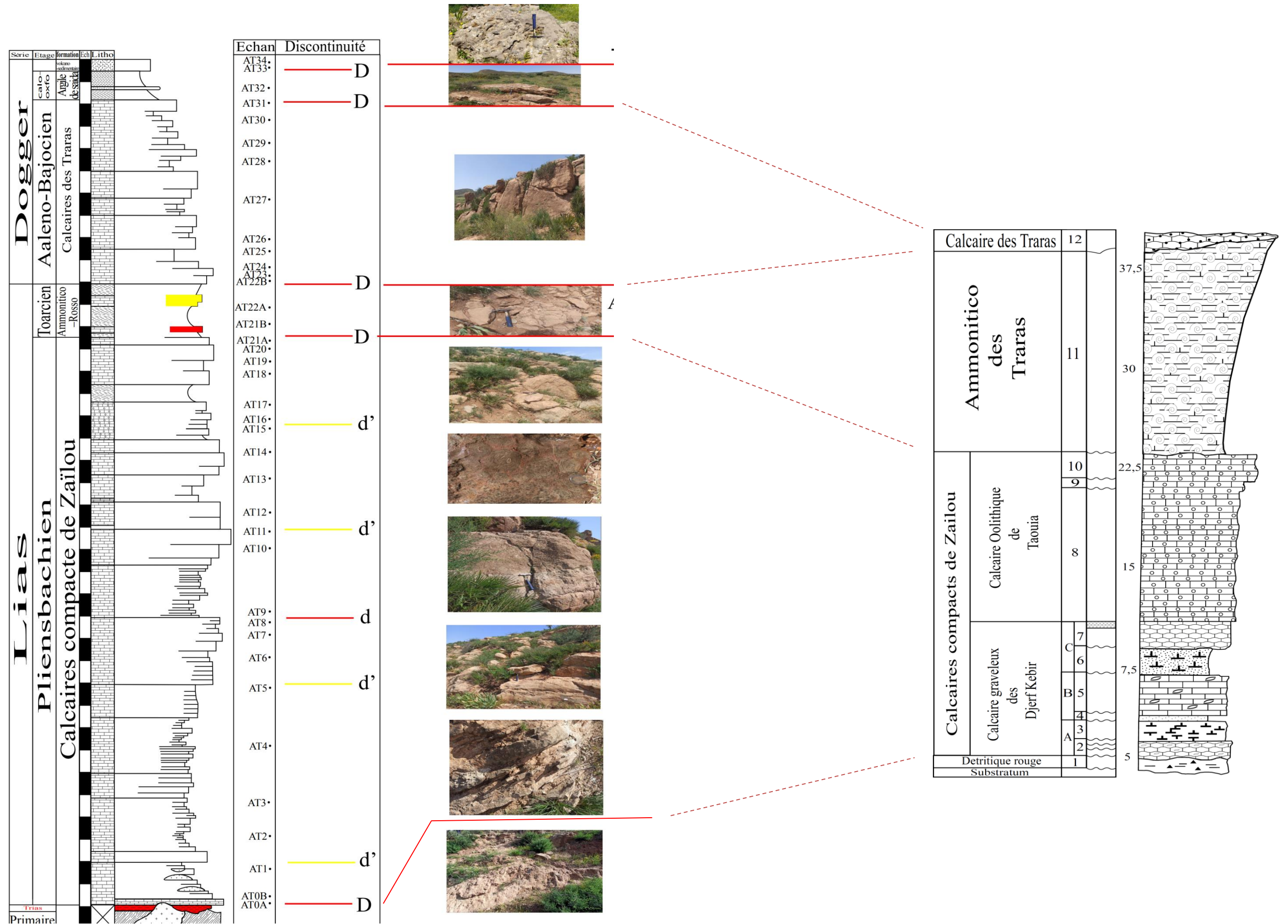
ammonites



foraminifères



brèches



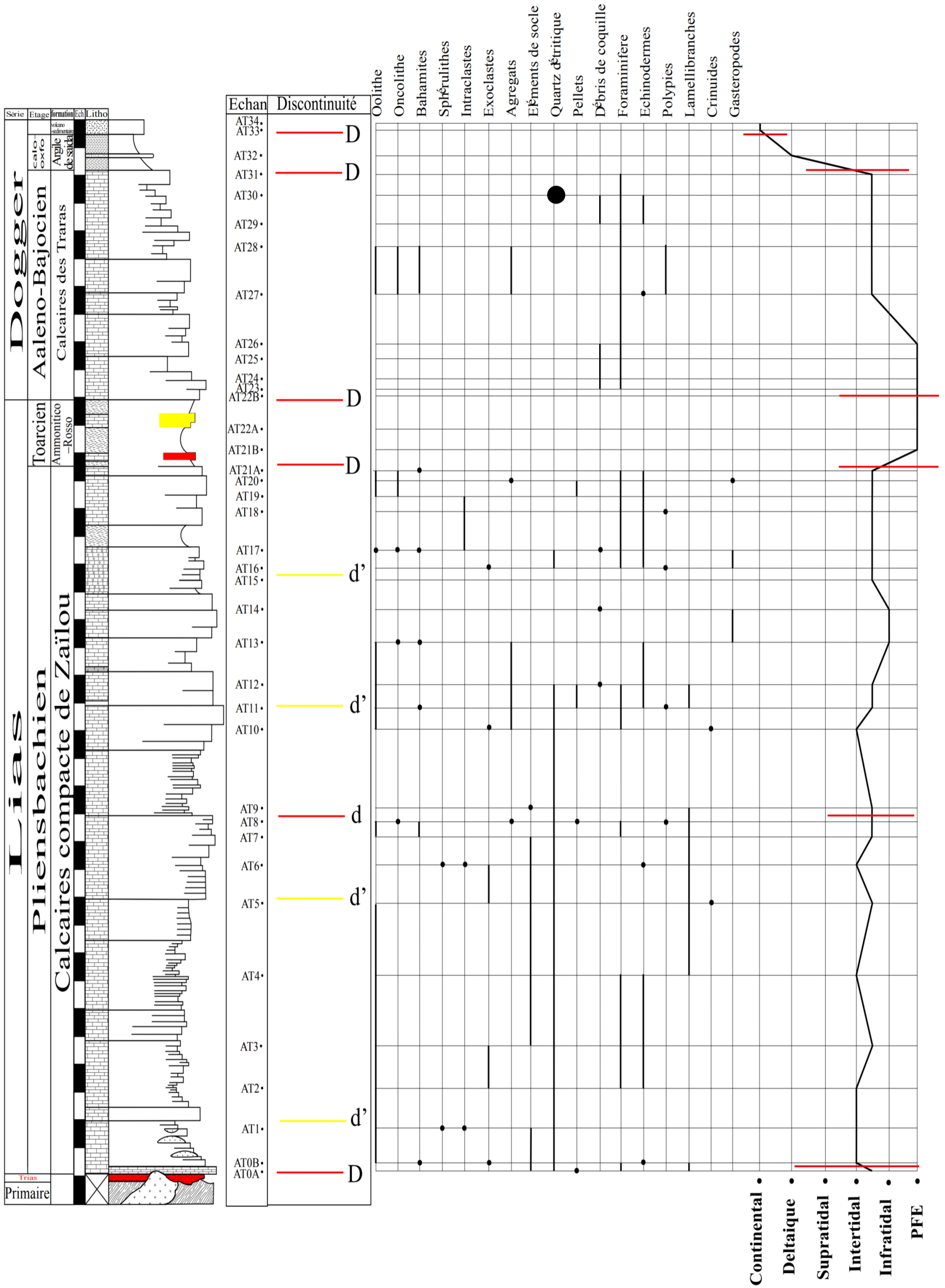
Log III-4 : Corrélation des logs lithostratigraphique de la coupe Ain Tolba (Ouest) avec le log levé par AMEUR 1988 (Est)

Commentaire

Le tableau suivant représente un récapitulatif d'aspect sédimentologique de la région Ain Tolba en générale, dans le but de faire une comparaison entre les travaux AMEUR 1988 et notre travail, de plus faire une corrélation latérale, puisque la coupe qui a été fait par AMEUR sur le versant (Ouest) et notre coupe sur le versant (Est), c'est pour ça que ce trouve des nouvelles ou l'absence des formations.

Formations	Notre travail	Les travaux d'AMEUR1988
Massif granitique	D'âge carbonifère supérieur Granite altéré	
Détritique rouge (lie de vin)	D'âge Trias supérieure remplissage sableux conglomératique micacé, reposant en discordance sur le socle Il n'affleure pas dans la coupe levé mais on l'a trouve latéralement vers Est	Ensemble grés-pélique, reposant en discordance angulaire sur le socle épaisseur et de 4 mètre
Les Calcaire Compacts de Zailou	Subdivisé en deux membres et en plusieurs séquences d'ordre 2 D'épaisseur totale 76 Mètre	Subdivisé en deux membre et ce dernier est subdivisé en plusieurs terme L'épaisseur : 22,6 mètre
L'Ammonitico-rosso	Epaisseur de 7,5 mètre Deux facies bariolé jaune , rougeâtre	Calcaire marneux très argileux, rougeâtre, sans stratification apparente très bioturbé Epaisseur de 15 mètre
Les Calcaire des Traras	Subdivisé en deux membres Sont des calcaires massifs épaisseur totale de 22,5 mètre	Calcaire graveleux à oolithes, très discontinus, avec une épaisseur de 1,5 mètre mais ils s'épaississent vers le SW pour atteindre 4 à 5 mètre en direction de Mahassar
Les argiles de Saïda	Alternance argile et grés D'épaisseurs de 1,5 mètre d'âge Bathonien a Callovo-Oxfordien	
Volcano-sédimentaire	Brèche sédimentaire (blocs calcaires et dolomies) emballé dans des roches volcaniques épaisseur de 1,5 mètre	
Epaisseur total	112 mètre	43 mètre

Tab III-2 : Représente la corrélation des formations géologiques de la région Ain Tolba



Log III – 5: Evolution des allochèmes dans les formations de la coupe levé de la région Ain Tolba

IV. Analyse séquentielle

III.3 Introduction

Depuis une vingtaine d'années la sédimentologie a grandement progressé dans la reconstitution des paléogéographies, en systématisant la recherche du milieu de dépôt dans laquelle on évoque ensuite le rôle de la dynamique interne et externe pour expliquer la genèse de ces évolutions.

L'analyse séquentielle est une méthode essentiellement structurale qui considère non éléments eux-mêmes mais leurs rapports, définis soit par une évolution continue ou par des discontinuités.

Cet outil logique va donc servir à définir des successions de faciès, d'échelle variée, traduisant une mécanique sédimentaire qui caractérise un environnement géographique (milieu de dépôt).

La démarche de l'analyse est comme suit : selon **DELFAUTS J, 1974**

- ❖ Définir le faciès et le microfaciès
- ❖ Identifier les discontinuités de différentes échelles
- ❖ Etablissement de la série naturelle
- ❖ Dessin du diagramme séquentiel
- ❖ Recherche les variations latérales
- ❖ Faire une évolution générale de la région d'étude sur le plan géodynamique afin de comprendre tout les phénomènes que la région subit.

III.4 Rappels

Séquence :

Est une unité complexe qui correspond à un faciès, à un milieu de dépôt, à la transcription de mécanismes génétiques, au reflet de grands phénomènes, à une histoire.

On parle de la séquence, lorsque sera bordé par deux discontinuités, de haut et de bas aussi, les différents types des séquences :

- **Séquence à petite échelle (1er et 2^oordre) :**

Il s'agit des séquences centimétriques ou métriques, constituées par un ou deux bancs étant bien entendu qu'il existe presque toujours des séquences plus fines, millimétriques.

- **Séquence à grande échelle (5^oordre) :**

Ces évolutions correspondent aux « cycles sédimentaires » ou tectoniques mais elles sont rarement cycliques (symétriques) et le plus souvent elles sont dissymétriques.

Discontinuités :

L'étude des discontinuités est essentielle car elles seules permettent de définir objectivement des séquences, elle est réalisée sur le terrain.

Les différents types des discontinuités sont :

- Diasthème : c'est un simple contact entre deux bancs
- Joint : c'est un niveau mince, généralement argileux, entre deux bancs, on considère la séquence qui sépare par un joint « séquence d'ordre 1 »
- Surface durcie : c'est une couche, souvent ferrugineuse, épaisse de quelques centimètres, qui enduit une surface irrégulière, souvent perforée, sépare entre les séquences d'ordre 2.
- Surface de remaniement : c'est une zone peu épaisse, noduleuse, riche en fossiles, souvent accumulés mécaniquement et condensés, sépare la séquence d'ordres 3 ou 4.
- Discordance cartographique : interruption de grande échelle entre deux formations, correspondant à la disparition de plusieurs niveaux, sépare la séquence d'ordres 4 ou 5

Milieu de dépôt :

Est relié toujours à l'affleurement sur le terrain et parfois pour pouvoir détecter en précision de quelle milieu, il faut faire d'autres analyse, dans laquelle on cite l'analyse pétrographique.

En principe, nous avons plusieurs milieu dans la région, on a précisé plus exactement au milieu marin beaucoup plus, de les séparés en quelle milieu de plate forme interne ou de plate forme externe.

Plate-forme interne :

Elle est caractérisé par : un hydrodynamisme faible, il augmente à marée haute. Ainsi la répartition des interfaces définies par les facteurs de : la hauteur des marées, la lumière, l'action des vagues, des courants et des tempêtes, l'oxygénation de l'eau, la température de l'eau, la salinité de l'eau permettent de proposer une subdivision bathymétrique (en fonction de la profondeur) des environnements marins benthiques utilisée en sédimentologie :

- **La zone supratidale (ou supra-littorale) :**

C'est la zone des embruns (fines particules d'eau de mer transportées par le vent) située au-dessus de la limite supérieure des marées (limite de haute mer).

Cette zone n'est envahie par la mer qu'à l'occasion des marées de vives eaux ou des tempêtes. Selon le climat, dans cette zone se développent des marais côtiers à salinité variable. En climat aride ou semi-aride, des évaporites peuvent se former dans des marais sursalés appelés sebkhas (ou sebkhas littoral).

La rencontre d'eaux douces d'origine continentale et d'eaux salées d'origine marine fait également de la zone supratidale, un milieu favorable à la diagénèse précoce. L'extension horizontale de cette zone dépend du relief et de la pente de la côte.

- **La zone intertidale (ou littorale) :**

Elle est située dans la zone de balancement des marées. Correspond à un niveau d'énergie moyen à faible. Du fait de sa situation entre continent et océan, cette zone présente des conditions de milieux très variées.

L'alternance émergence-immersion impose également, aux organismes vivants spécialement adaptés, des conditions de vie très difficiles : variations de température, de salinité, de pH, d'insolation, etc. Les conditions climatiques influent également sur la mise en place de milieux caractéristiques de cette zone : plages, chenaux de marées, levées, mangroves...etc.

Ces différents milieux sont à l'origine d'une diversité biologique, sédimentologique et diagénétique dont les éléments (ex. : tapis algaires, Beach rocks ou grès de plage) constituent de bons marqueurs paléo-environnementaux dans les séries anciennes. L'étendue spatiale de cette zone définit la plage et l'estran ou foreshore. Sur la plage s'accumulent un sable bioclastique, formé de débris de squelettes et coquilles calcaires. Des débris moyens à grossiers et des oolites se déposent dans les chenaux de marées. Dans la partie supérieure de la zone intertidale peuvent se développer des encroûtements ou des constructions algaires (Stromatolithes).

- **La zone subtidale (sublittoral ou infratidale) :**

S'étend depuis la limite inférieure de basse mer jusqu'à la limite inférieure de la zone photique (limite de pénétration de la lumière), ce qui correspond généralement à la bordure et la rupture de pente du plateau continental, soit une profondeur comprise entre quelques dizaines de mètres et une ou deux centaines de mètres.

Cette zone regroupe aussi bien des milieux de haute énergie (environnements peu profonds subissant l'action des vagues et des courants) que des milieux calmes.

Plateforme externe :

L'énergie sur le fond est moyenne dans la zone d'action des vagues. A partir d'une certaine profondeur, une cinquantaine de mètres, l'hydrodynamisme est faible. Les sédiments se déposent en fonction de ce gradient d'énergie : de la boue calcaire ou argilo-carbonatée au large. La faune comprend à des espèces benthiques et pélagiques de haute mer. Lorsque la production et l'apport de carbonates sont importants, la plate-forme s'étend vers le large et prograde dans le bassin marin.

L'avant-plage ou shore-face :

Situé entre la limite de basse mer et la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (LAVBT) et soumis à une agitation permanente des eaux.

Plus au large et plus profonde, la zone située en-dessous de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps et au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes (LAVT) définit l'offshore supérieur. L'offshore inférieur est le domaine situé sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes et la limite de la zone photique ; il est le siège d'une sédimentation en eaux calmes.

En dessous de la zone subtidale et de la limite de la zone photique débute la zone bathyale jusqu'au pied du talus continental. La zone hadale débute aux alentours de 5500 mètres de profondeur et correspond aux fosses océaniques.

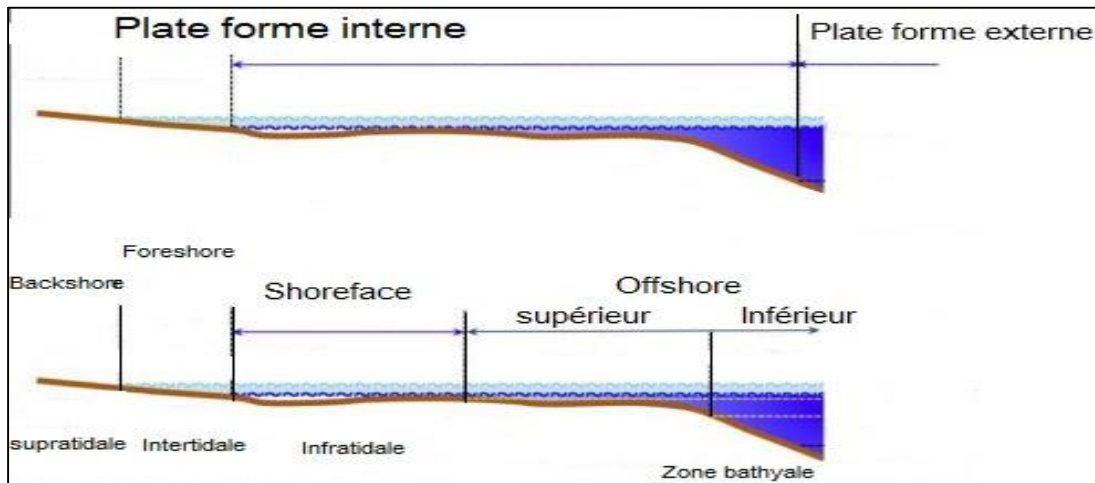
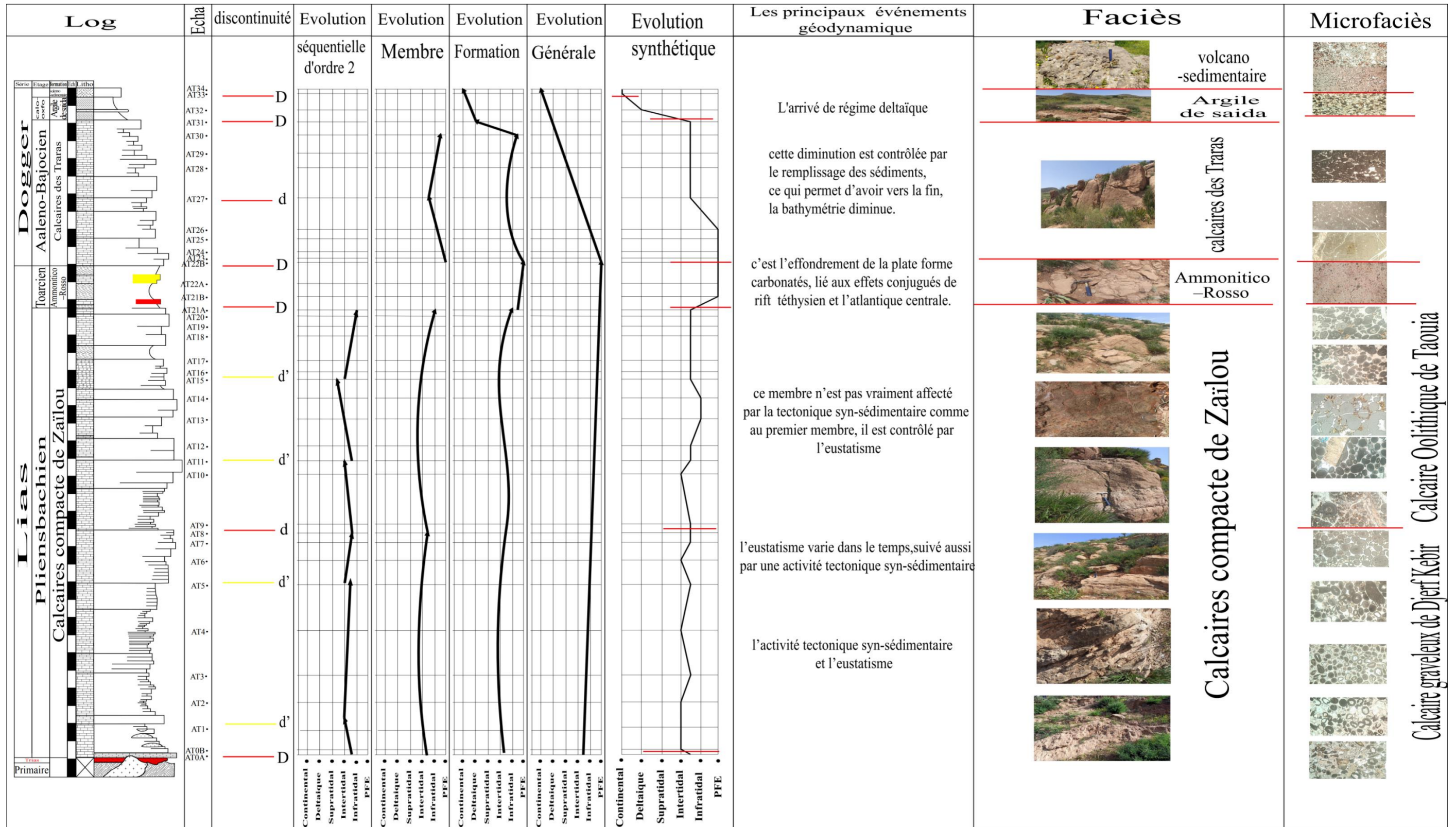


Figure IV-1 : les différents types d'environnement de dépôt (Flügel , 2004 modifié)



Log III-6 : Log synthétique de la région Ain Tolba

III.5 Analyse séquentielle de la coupe d'Ain Tolba

Nous allons discuter ici les facteurs géodynamiques qui ont contrôlé le dépôt des séquences à différentes échelles de 2^{ème}, 3^{ème} et 4^{ème} ordre, pour ensuite faire une synthèse de toute les principaux événements géodynamiques qui caractérisent la région Ain Tolba.

En effet, nous discuterons l'évolution des environnements par ordre (séquence, membre, formation) (représenté par le Log, puis les événements qui ont conduit aux changements graduels ou brusques des milieux de dépôt pour enfin expliquer, les phénomènes géodynamiques globaux qui ont permis le dépôt des formations géologiques dans notre région d'étude.

III.5.1 Formation calcaires compacts de Zailou (Pliensbachien)

III.5.1.1 Membre 1 : Calcaire graveleux de Djerf Kebir

III.5.1.1.1 La première séquence

Dans notre coupe, elle repose sur le socle et latéralement sur le Trias argilo-gréseux. Les dépôts de cette séquence sont transgressifs, ils annoncent la transgression liasique où les premiers bancs calcaires sont bioclastiques et de milieu de basse énergie qui évoluent rapidement en faciès oolithiques de haute énergie.

III.5.1.1.2 La deuxième séquence

Le dépôt de cette séquence est contrôlé essentiellement par l'eustatisme transgressif où les bathymétries augmentent progressivement, pour constater un changement graduel d'un milieu de haute énergie vers un milieu relativement calme (intertidal à infratidal).

III.5.1.1.3 La troisième séquence

Le même régime eustatique (transgression) et le même régime sédimentaire que la séquence précédente continue de caractériser le milieu de dépôt, bien que le passage de membre la séquence 2 vers la séquence 3 se fait par un événement tectonique.

Synthèse de premier membre : calcaire graveleux de Djerf Kebir

Le dépôt du membre des calcaires graveleux de Djerf Kebir est effectué dans un contexte de transgression marine généralisée où l'environnement est en général intertidal de haute énergie matérialisé par de fortes érosions du substratum. La bathymétrie a tendance à augmenter séquentiellement à la faveur de la montée des eaux et des basculements engendrés par l'activité tectonique (Thèse ACHOUI en cours)

III.5.1.2 Membre 2 : Calcaire oolithique de Taouia

III.5.1.2.1 La première séquence

Elle se caractérise par une évolution régressive, elle va d'un milieu relativement de basse énergie (calme) vers un milieu de haute énergie (intertidal).

III.5.1.2.2 La deuxième séquence

Un régime régressif, qui débute par un milieu relativement peu profond généré par les effets tectoniques liés au rift téthysien et se termine par un milieu de haute énergie (supratidale-intertidale), d'ailleurs on trouve un faciès de dolomicrosparite qui s'explique par une chute considérable de la bathymétrie.

III.5.1.2.3 La troisième séquence

Le passage de la deuxième séquence vers la troisième se fait graduellement et de façon cyclique. Ceci est contrôlé essentiellement par l'eustatisme.

En effet, c'est un régime transgressif, qui débute d'un milieu de haute énergie (intertidal) qui s'approfondit (milieu calme : intertidal à infratidal).

Cependant, nous pouvons soupçonner que le phénomène est d'origine tectonique (Thèse ACHOUI, en cours) et pourrait annoncer le début de l'effondrement de la plateforme.

Synthèse de deuxième membre calcaire oolithique de Taouia

Les 25 m de ce membre (les deux séquences) sont régressives, allant d'un milieu de haute énergie (intertidal) vers un milieu peu profond, sauf que vers la fin de la deuxième séquence le faciès montre un milieu de faible bathymétrie (AT 15), tandis que la dernière séquence est transgressive.

Dans ce membre, le seul phénomène qui a contrôlé la sédimentation, c'est l'eustatisme. D'ailleurs, des fois on remarque les éléments squelettiques (bioclastes) sont importants par rapport à leur taille (grand, moyenne à petit) (en comparant AT 13 et AT 20) et aussi le taux de ces éléments (élevé, faible) (en comparant les deux lames minces AT 13 et AT14).

Synthèse de la formation calcaire compacte de Zailou

Les calcaires compacts de Zailou sont constitués de deux membres, qui sont de nature lithologique carbonatée. Le premier membre, dit calcaires graveleux a une spécificité géologique particulière par rapport au deuxième membre par son contenu lithologique. L'environnement est généralement de haute énergie mais parfois évolue vers des milieux relativement calmes. La mise en place de ce membre est contrôlée par l'eustatisme et l'activité tectonique (Thèse ACHOUI, en cours).

Le deuxième membre est formé par une succession de bancs contenant beaucoup plus d'éléments bioclastiques, d'environnement généralement varié entre un milieu calme vers un milieu peu profond jusqu'à atteint un milieu profond, ce membre n'est pas vraiment affecté par la tectonique comme le premier membre, il est le résultat des variations eustatiques.

III.5.2 Formation ammonitico rosso

Le milieu correspondant à cette formation, est un milieu très profond, puisque c'est une formation marneuse et argileuse (plate forme externe). Le changement qui permet le passage d'une sédimentation carbonatée de haute énergie vers une sédimentation profond est la subsidence. Ici, comme dans tout le domaine téthysien la plateforme a subit un effondrement lié aux effets conjugués des rifts téthysien et atlantique central.

III.5.3 Formation calcaires des Traras

Le retour de la sédimentation néritique après l'épisode d'effondrement se fait dans un milieu profond de plateforme externe à infratidal où la bathymétrie diminue par la réduction de l'espace d'accommodation.

Cette formation est formée de deux membres qui sont caractérisés par une sédimentation profonde.

Dans le premier membre, le régime est globalement régressif où l'on note juste un amortissement transgressif à la fin du premier, ce qui définit l'eustatisme comme le facteur principal qui contrôle cette sédimentation.

Dans le deuxième membre est régressif également, d'ailleurs on trouve des petits grains de quartz dans les roches (AT 28 jusqu'à AT 31) ce qui annonce l'arrivée du matériel détritique de la formation des argiles de Saida qui recouvre la plateforme.

Remarque

Durant toute la période de dépôts des formations étudiées, le climat était chaud sauf dans la formation des argiles de Saida où le climat est humide.

Chapitre IV

Conclusion

À l'issue du travail mené sur la région d'Aïn Tolba dans les Monts des Traras, pour étudier la dynamique sédimentaire des formations géologiques jurassiques inférieures, nous sommes aboutis après l'étude sédimentologique (analyse du faciès et microfaciès et analyse séquentielle) aux résultats suivants :

- Les premiers dépôts jurassiques du Lias moyen (la formation des calcaires de Zailou) reposent directement sur le socle suite à une transgression marine.

Cette formation constituée de deux membres s'est déposée dans la partie interne de la plateforme carbonatée où l'environnement de dépôt est de haute énergie, caractérisé par la texture grainstone oolithique.

Le milieu du premier membre oscille entre l'intertidal oolithique de haute énergie associé à l'arénite granitique et l'intertidal à infratidal de basse où se déposent les éléments micritisés où l'ensemble est guidé, à la fois par la transgression liasique et les effets de la tectonique.

Le deuxième membre est aussi de haute énergie mais il est riche en bioclastes et en oncolithes qui sont parfois de type stromatolithique où la sédimentation est contrôlée par les variations eustatiques.

- À la fin du Lias (Toarcien), à la suite de l'ouverture de l'atlantique un brusque effondrement de la plateforme carbonatée a permis le dépôt de la formation : Ammonitico rosso des Traras. Cette dernière est le résultat des effets conjugués des rifts téthysiens et atlantique.
- Le Dogger, représenté par l'Aalénien et le Bajocien (formation des calcaires des Traras) se caractérise généralement par une sédimentation profonde et calme où l'espace d'accommodation diminue progressivement suivant un régime régressif où les derniers bancs calcaire du Bajocien annoncent l'arrivée d'un matériel détritique puisqu'ils contiennent beaucoup de grains de quartz détritique.
- Le Dogger moyen à supérieur (Bathonien à Callovo-Oxfordien), correspond à une sédimentation silicoclastique fine essentiellement argileuse à silto-gréseuse (formation des argiles de Saida) liée probablement au delta des Ksour qui intervient à la suite d'un changement climatique, devenu humide.

Enfin, on trouve la formation volcano-sédimentaire (Paléogène ?) liée probablement au processus de la fermeture de la mer téthysiens et l'ouverture de la mer méditerrané ainsi que le volcanisme qui a marqué la région Nord de l'Oranie

Références bibliographiques

A

AIT OUALI, 1991-Le rifting des Monts des Ksour au Lias. Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées. Place dans les ouvertures mésozoïques du Maghreb.

Thèse de doctorat-ès-Sciences, Alger

AMEUR, 1988-Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud téthysienne : l'autochtone des Traras. (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Lyon, France (Inédite)

AMEUR , 1978-Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la partie occidentale de la chaîne de Fillaoussène : les faciès de plateforme du Jurassique inférieur et moyen (partie orientale du Fillaoussène). Thèse 3^{ème} cycle, Univ Oran

B

BENEST, DONZE , LE HEGARAT & ATROPS , 1975-Le Berriasien de Lamoricière (Monts de Tlemcen, Algérie) précisions stratigraphiques et évolution faciologique C.R.Acad. Sc.paris

BENHAMOU, 1983-Stratigraphie et milieux de dépôt du Jurassique inférieur et moyen des Beni Ouarsous et des Beni Khallad (massif des Traras oranais W), thèse de Doct, de 3^{ème} cycle, Université, Oran

BENMAHDI, 2012-Contribution à une étude phyto-écologique des groupements à Pistacia lentiscus du littoral de Honaine (Tlemcen, Algérie occidentale). Mém., Magister, Université de Tlemcen, 164 p., 16 Ph 04 Carte 33

BENSALAH , 1977-Contribution à l'étude géologique du Djebel Sidi Sofiane (Monts des Traras, Oranie Occidentale). Mém. D.E.A., Oran

D

DELFAUTS , 1974-Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt.

E

ELMI , 1972-L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar Roubane (Ouest Algérien) pendant le Jurassique, interprétation paléogéographique. C. R. Som Sc. Géol. France., Paris

ELMI , 1973-Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière Algéro-Marocaine (Monts de Rhar-Roubane).C.R.Acad.Sci, Paris

ELMI , 1985-Influence des hauts-fonds sur la composition des peuplements et sur la dispersion des ammonites In Géodynamique des seuils et des hauts-fonds.Bull.Sect.Sci. Comm.Trav.hist.Scient.

ELMI . 1998-Stratigraphic and paleogeographic survey of the lower and Middle Jurassic along a north-south transect in western Algeria". In Crasquin-Soleau S. ET Barrier E. (Eds), PeriTethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri-Tethysian platforms, Mém. Mus. Natn. Hist. Nat.

F

Flügel , 2004- Microfaciès of carbonate rocks-analysis, interprétation and application.

FERHAT et AIT OUALI , 2017-New data on the Lower Mesozoic basal series of the Traras Mounts (Tlemcen, north western Algeria)

G

GUARDIA, 1975-Géodynamique de la marge Alpine du continent Africain d'après l'étude de l'oranais Nord-occidentale. (Thèse de doctorat en Sciences présenté à l'Université de Nice).

H

HALLAM ET BRADSHOW, 1979 -Bituminous shales and oolitic limestones as indicators of transgressions and regressions. Journal of the Geological Society of London, 136,157-164.

HALLAM, 1987-Radiations and extinctions in relation to environmental change in the marine Lower Jurassic of northwest Europe.Paleobiology, 13,2:152-168 .

J

JENKYNS, 1988-The Early Toarcien (Jurassic) anoxic event :stratigraphic,sedimentaryand geochemical evidence . American Journal of Sciences , 288:101-151

L

LAPIERRE, MANGOLD , ELMI et BROUXELM 1984-Deux successions volcanosédimentaires dans le «Trias» d'Oranie (Algérie occidentale) témoins de la fracturation d'une plate-forme continentale. Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., Paris.

M

MEKAHLI ,1998-Evolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien, biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle .

MOUZAIA 2015-2016-Etude Géologique de la minéralisation polymétallique des sondages MS2, MS3 et MS11 dans la Caldeira de Chouchkha, Massif du M'sirda (Tlemcen), Nord Ouest Algérien). (Mémoire de Magister à l'Université M'hamed Bougara- Boumerdes).

N

NAIMI et CHERIF, 2021-Inventory and assessment of significant scientific Algerian geoheritage : Case of remarkable geosites from Orania (Western Algeria)

S

SEBANE,2007-Les foraminifères du Jurassique des Monts des Ksour. Etude biostratigraphique et paléoécologique). Thèse 3 ème cycle, Univ Oran, p 61

T

TCHNAR, 2004- L'étude des ostracodes des séries du massif de Aïn mallala Lias Dogger (Beni Menir Traras Orientaux algérien nord occidentale Tlemcen), Mag Univ. Oran.