

Sédimentologie et paléogéographie du Lias et Dogger de la cuvette d'Ouanina, Haut Atlas Occidental, Maroc

Fatiha Hadach, Ahmed Algouti, and Abdellah Algouti

University Cadi Ayyad, Faculty of Science Semlalia, Laboratory 2GRNT; Geology Department. BP 2390, 40000, Marrakech, Morocco

Copyright © 2018 ISSR Journals. This is an open access article distributed under the **Creative Commons Attribution License**, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

RÉSUMÉ: L'étude sédimentologique du Jurassique dans la région d'Ait Ourir (cuvette d'Ouanina) a permis d'individualiser deux ensembles : un ensemble silto-carbonato-évaporitique caractérisant le Lias et un ensemble grésilo-silteux et microconglomératique caractérisant le Dogger. Les deux ensembles sont organisés en deux mégaséquences successives régressives et margino-littoral. Le premier ensemble est constitué de deux unités : silto-argileuse à évaporitique (U1) et carbonato-évaporitique (U2), il est formé dans un milieu peu profond, intertidal supérieur à supratidal lagunaire avec des phases de forte énergie et sous un climat chaud et aride. Le deuxième ensemble est constitué aussi de deux unités : argilo-silto-gréseuse (U3) et grésilo-microconglomératique et silteuse (U4), il est formé dans une plaine d'inondation avec des chenaux gréseux qui évolue vers un milieu margino-littoral.

MOTS-CLEFS: Sédimentologie, Paléogéographie, Lias, Dogger, Haut Atlas Occidental, Analyse séquentielle, faciès carbonaté, Faciès détritique, Evaporite.

OBJECTIFS

Cette étude intéresse les faciès silico-clastiques, carbonatés et évaporitiques du Jurassique. Notre objectif est d'analyser ces faciès, de point de vue lithostratigraphique (lithologie, épaisseur...), sédimentologique (polarité, structures et figures sédimentaires.....) et séquentiels (discontinuité..), afin de déterminer leurs milieux de dépôt et leurs paléogéographies à cette époque du Jurassique

1 PRÉSENTATION

La zone étudiée concerne la cuvette d'Ouanina (Ait Ourir) qui se trouve dans la sous zone subatlasique septentrionale du Haut Atlas de Marrakech. Elle se localise à 50km au Sud Est de la ville de Marrakech. Elle est limitée au Nord Tasghimout Nord, au Sud par Tasghimout sud, à l'Ouest par Adendim et à l'Est par la plaine de Haouz. La cuvette d'Ouanina est située à 2km au Sud Ouest d'Ait Ourir. Elle est représentée par un grand synclinal d'orientation NE-SW (**Figure1**).

Le Jurassique dans la cuvette d'Ouanina est représenté par le Lias sous forme de cinq barres de calcaires dolomités infratidaux à intertidaux, une ligne isopique NW-SE, les sépare de niveaux évaporitiques contemporains, et par le Dogger caractérisant des couches rouges homogènes avec un faciès grésilo-silteux à stratifications planes ou obliques.

Le présent travail est basé sur des analyses lithostratigraphiques, sédimentologiques et séquentielles du Lias et du Dogger et dans ce sens quatre coupes ont été effectuées dans cette zone.

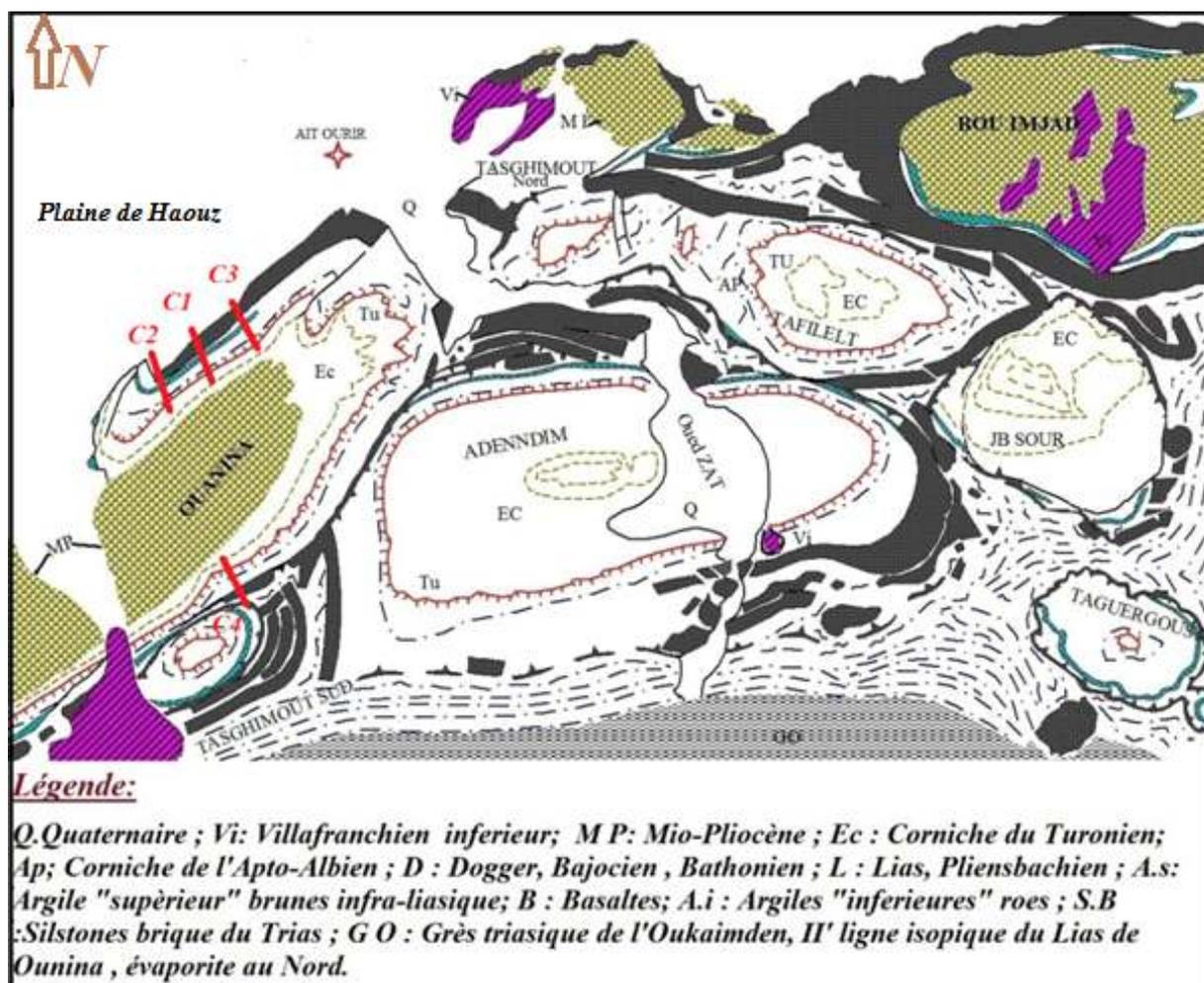


Fig. 1. Localisation des coupes réalisées (C1 : Elmers ; C2 : Amanouz ; C3 : Ait Ben Ouissadene et C4 : Ait Houcha)

LOCALISATION

Les coupes levées ont été réalisées au Sud Ouest d'Ait Ourir sur la route de Tnine Ourika et plus précisément sur le flanc externe Ouest de la cuvette d'Ouanina {C1 : Elmers (**Figure 2**), C2 : Amanouz (**Figure 3**), et C3 : Ait Ben Ouissadene (**Figure 4**). Une quatrième coupe a été prise vers l'autre flanc Est de la cuvette de Ouanina C4 : Ait Houcha (**Figure 5**).

DESCRIPTION

Les coupes que nous décrivons ont permis de définir deux ensembles grâce à une description détaillée tant sur le terrain qu'au laboratoire. Chaque ensemble a été subdivisé en deux unités. L'ensemble silto- carbonato –évaporitique (**Lias**) contient les unités silto- argileuses à évaporites (**U1**) et carbonato- évaporitiques (**U2**), puis l'ensemble grés- silteux et microconglomératique (**Dogger**) qui comporte les unités argilo - silto - gréseux (**U3**) et grés- microconglomératiques et silteux (**U4**).

ANALYSES SÉDIMENTOLOGIQUES

L'ENSEMBLE SILTO-CARBONATO-ÉVAPORITIQUE (U1 ET U2)

UNITÉ 1 :

Cette unité débute par un niveau stromatolithique. C'est un banc carbonaté grisâtre lenticulaire à puissance de 0.5 à 1.5m. Il contient des laminations onduleuses, des slumps (SSW), une brèche monogénique de dissolution à éléments anguleux et des

Tipis (**Figure 3 / photo 1**) montrant parfois des horizons silicifiés bréchiques (**Figure 5/ photos 1 et 2**). Les laminations sont d'origine algale marquées souvent par des horizons de cristaux de calcite dont l'épaisseur augmente de la base vers le sommet (**Figure 3 / photo 2**). Ce niveau stromatolithique se poursuit par un dépôt silto-argileux à évaporites plus épais, rougeâtre et friable.

On note à quelques mètres de la base la présence des formations récurrentes de basalte d'épaisseur à environ de 2m.

L'analyse microscopique des calcaires stromatolithiques à la base de l'unité 1 révèle des laminations stromatolithiques légèrement onduleuses à parallèles. Ces laminations sont formées d'une alternance de niveaux sombres de dolomicrites à dolomicrosparites et de niveaux clairs de dolosparites formés de grains fins de quartz. Ceci associées aux structures suivantes : des fragments remaniés de stromatolithes (**Figure 4 / photo 2**), une brèche de dissolution, des birds eyes (ou fenestraes) à remplissage carbonaté et siliceux, des sheets cracks à remplissage carbonatés, des microfissures obliques, à remplissage carbonaté et siliceux, des petits grains de quartz dispersés à faible quantité, des grains phosphatés hétérométriques, une dolomitisation et une silicification.

Comme interprétation, cette unité débute par un banc carbonaté stromatolithique qui traduit un milieu intertidal supérieur à supratidal avec des phases d'émersion sous un climat chaud et aride et un hydrodynamisme légèrement faible et se termine par des argiles à évaporites qui indiquent un régime lagunaire côtier supratidal. Plusieurs indices approuvent cette interprétation, en effet :

- Les laminations stromatolithiques légèrement onduleuses à parallèles indiquent un milieu intertidal supérieur à supratidal (**PURSER, 1980**).
- Les slumps sont des structures générées par une sédimentation rapide sur une pente (**REINECK et SINGH, 1980**).
- Les birds eyes caractérisent les sédiments supratidaux ou intertidaux, mais jamais infratidaux (**SHINN 1983**).
- Les Tipis (ou Teepees) sont des indicateurs des faciès carbonatés intertidaux et supratidaux dans une zone temporairement émergée et sous un climat chaud et aride (**DU DERSNAY, 1976**).
- Un fond micritique dolomitisé atteste un milieu de dépôt peu profond et proche du continent (**DELMAS, 1975**).
- Une dolomitisation qui résulte d'une mobilisation des ions Ca²⁺ et fixation des ions Mg²⁺ dans un milieu confiné à climat aride (**PURSER, 1980**).
- Une silicification est le résultat d'une mobilisation de la silice en milieu carbonaté et leur reprécipitation, sous un climat aride (**ARBET, 1980**).
- Des sheets cracks et brèche de dissolution monogénique plaident aussi dans le sens d'un milieu supratidal.
- Les grains phosphatés indiquent un milieu confiné.
- La présence du gypse témoigne d'un milieu supratidal confiné, sous un climat chaud et aride (**SHEARMAN, 1978**).

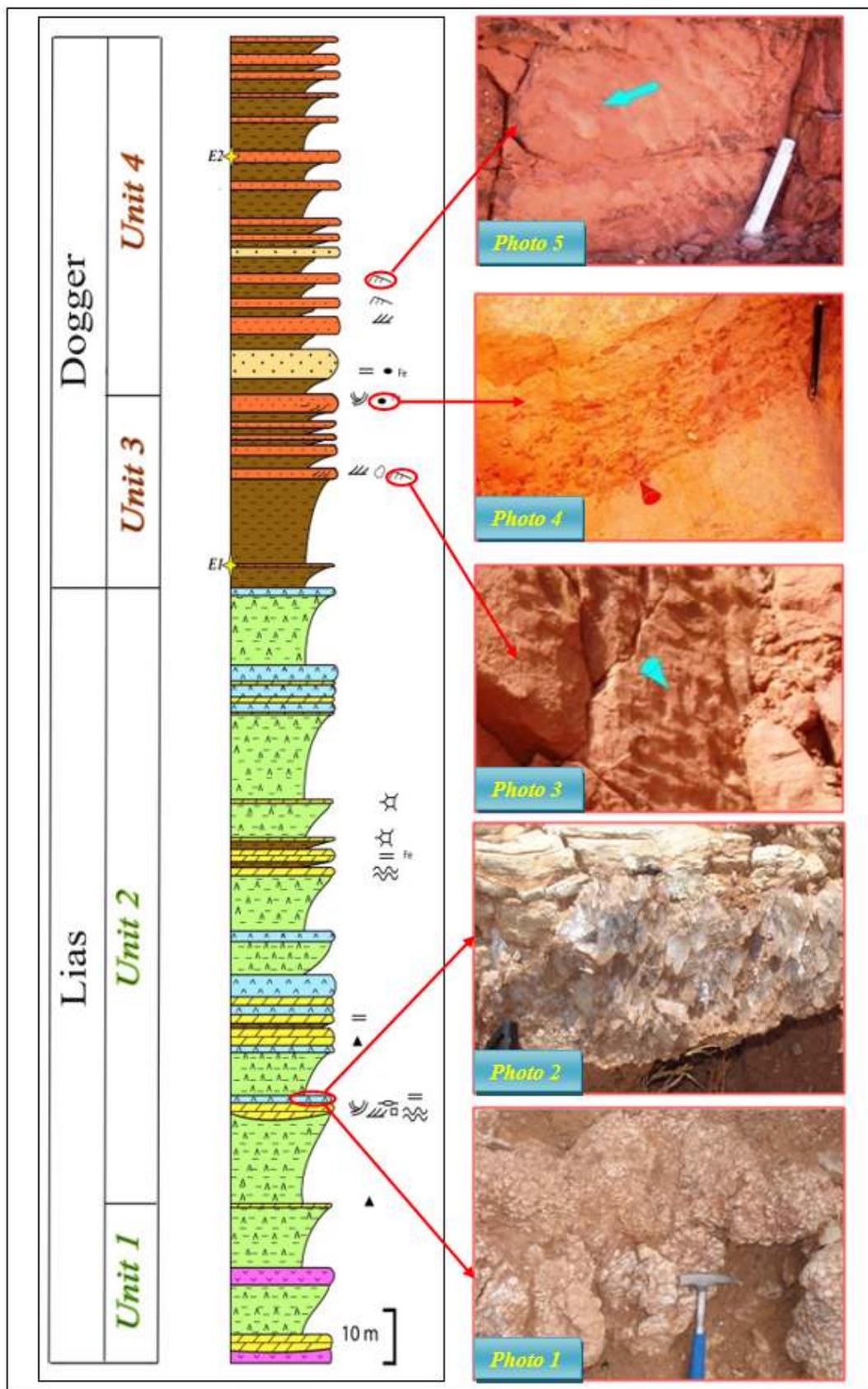


Fig. 2. Coupe d'Elmers : Photo 1: Banc gypseux à un aspect fibreux. Photo 2: Banc gypseux à un aspect nodulaire. Photo 3: Galets mous dans la partie basale d'un niveau gréseux. Photo 4: Rides d'interférence au sommet d'un banc gréseux. Photo 5: Rides asymétriques au sommet d'un banc gréseux

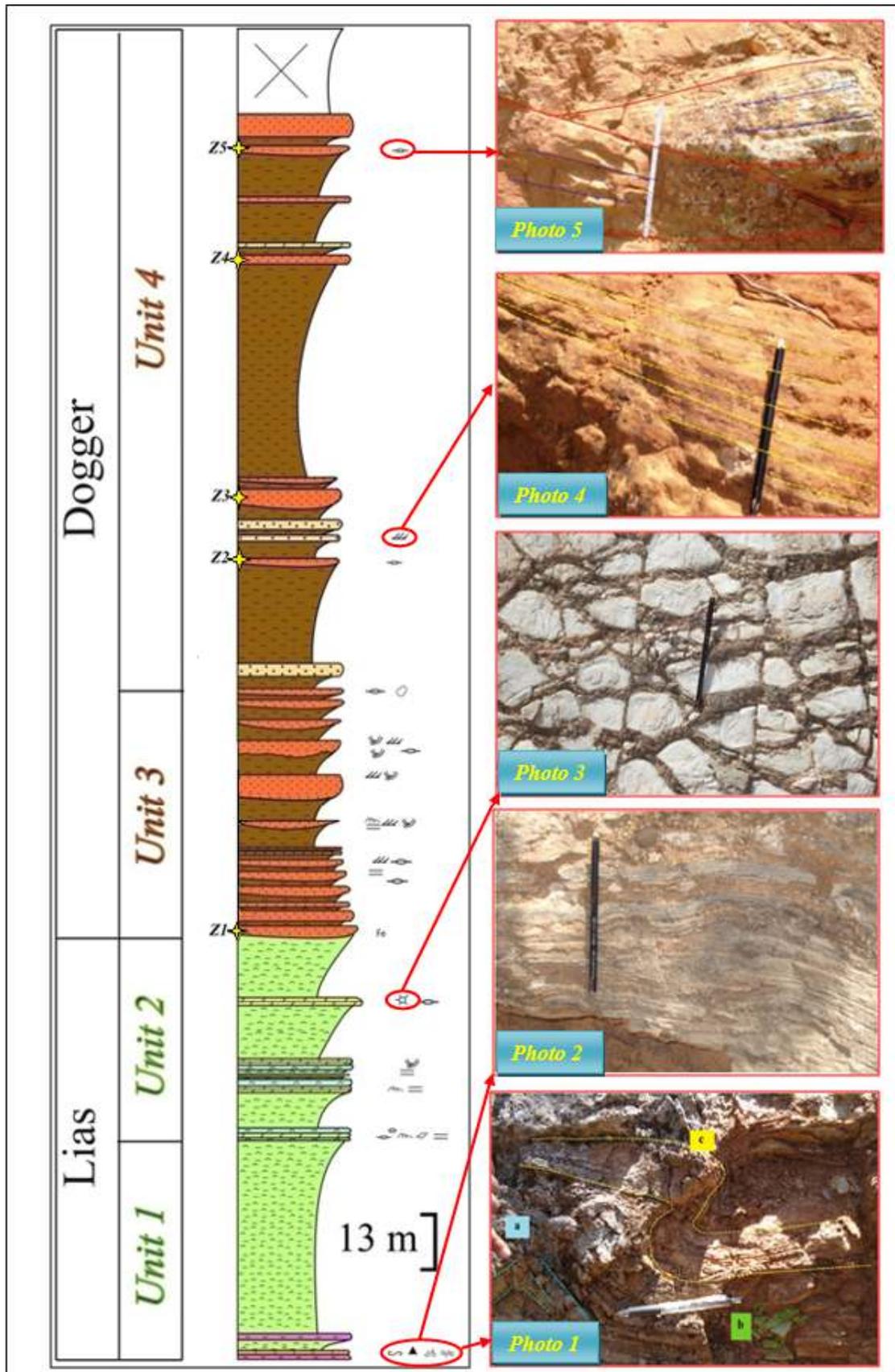


Fig. 3. Photo1: Banc stromatholithique avec les structures suivantes : a: Tapis / b: Brèche de dissolution / c: Slumps. Photo 2 : des ondulations stromatholithiques. Photo 3: Fentes de dessiccations au sommet de calcaire.

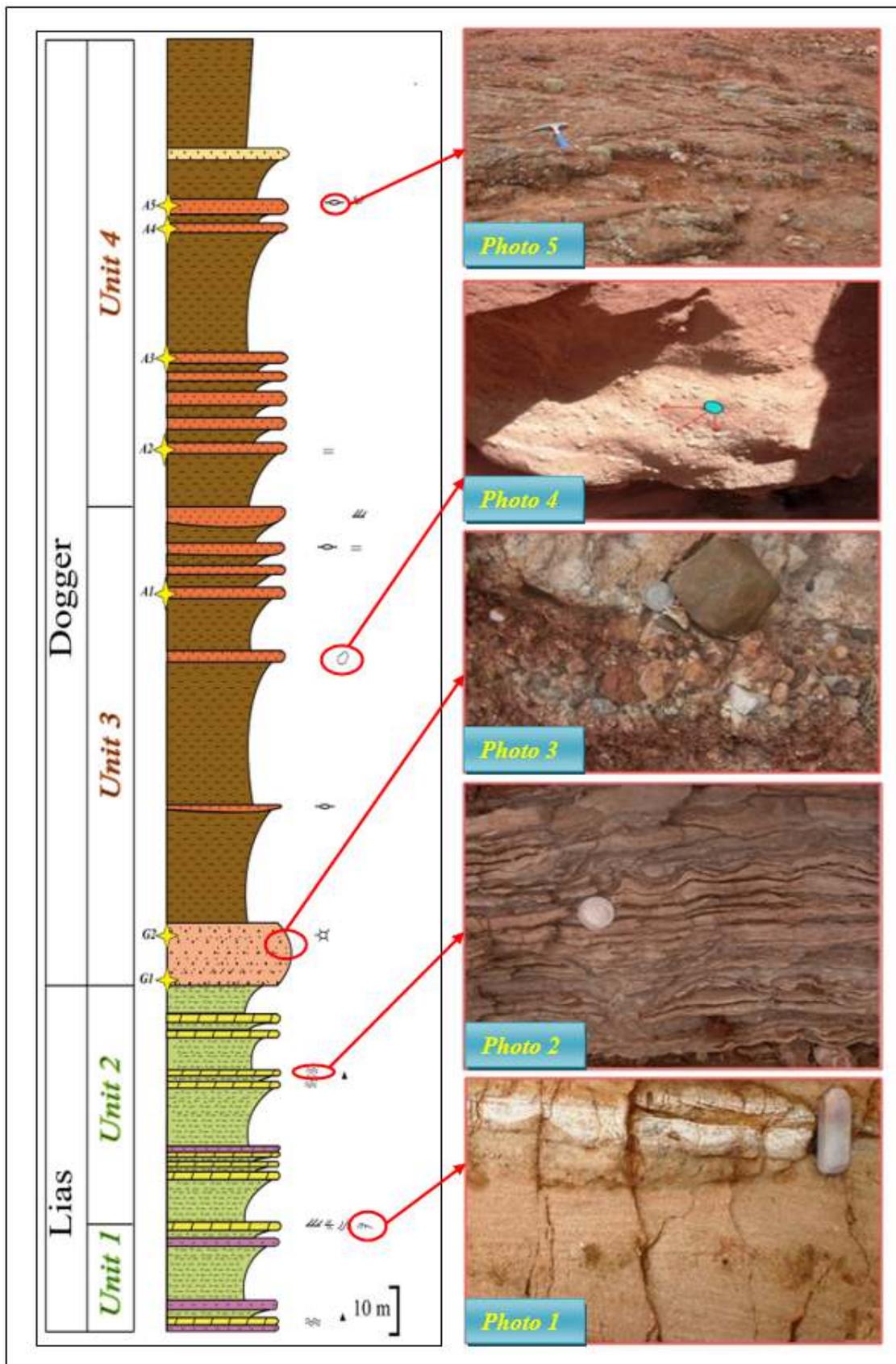


Fig. 4. Photo 1 :Rides asymétriques au niveau d'un banc dolomitique. Photo 2: Banc stromatholithique Photo 3: Conglomérat à éléments peu usés et une matrice détritique. Photo 4: Phénomène de Kerkoubs au niveau d'un banc gréseux. Photo 5: banc gréseux d'aspect lenticulaire avec des litages obliques.

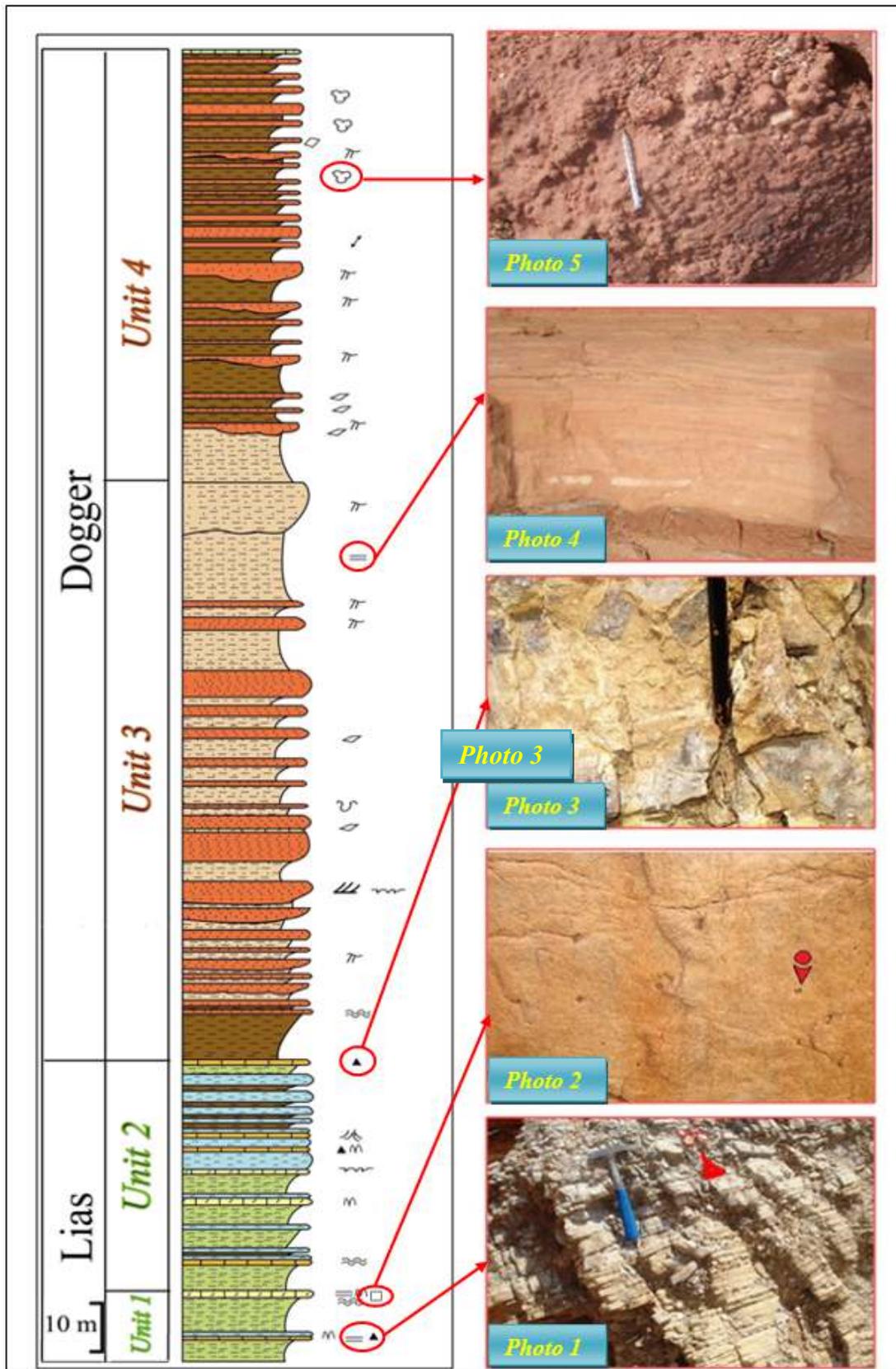


Fig. 5. Photo 1: Calcaire dolomitique à litages horizontaux à la base et bréchifié au sommet. Photo 2: Horizon silicifié bréchié au niveau du banc stromatholithique. Photo 3: Les vestiges de cube de sel Photo 4: Litages horizontaux au niveau d'un banc gréseux. Photo 5: Phénomène de Kerkoubs.

UNITÉ 2

Généralement, elle est formée par des calcaires dolomitiques jaunâtres à grisâtres en bancs centimétriques à métriques et lenticulaires, en alternance avec des bancs métriques du gypse saccharoïde et des niveaux silto- argileux rougeâtres, friables et plus épais à veinules de gypse secondaire. Les bancs de gypse primaires sont généralement métriques. Ils présentent différentes couleurs (blanchâtres, gris blanchâtres, rosâtres et même noirâtres) et différents aspects (saccharoïdes, nodulaires, lités, cristallin grossier à cristaux de sélénite) (**Figure 2 / Photos 1, et 2**). Les gypses secondaires sont centimétriques d'aspect fibreux. Ils suivent généralement les fractures quelque soit leur origine

Cette unité commence, par un banc de calcaire dolomitique lenticulaire à puissance de 1,10m dont la base contient des vestiges de cube de sel (**Figure 5 / photo 3**) et le sommet se termine par des rides moins différenciés. Ce banc présente fréquemment des litages horizontaux. Il se poursuit par un niveau gypseux saccharoïde avec des cristaux de sélénite.

Les bancs carbonatés contiennent une variété de structures et figures sédimentaires : brèche de dissolution, litages horizontales, obliques et entrecroisées, laminations algaires, birds eyes et fentes de dessiccation, parfois nous avons aussi des rides symétriques et des hering bones. La mesure de paléocourant a été faite sur des microchenaux, elle a mis en évidence une direction moyenne de N240.

Le banc dolomitique devient parfois très laminé avec des litages horizontaux et des rides asymétriques (**Figure 4 / photo 1**).

Au sommet, existe une alternance de niveaux centimétriques gypseux et dolomitiques qui se termine par l'apparition de petits chenaux de marée. Elle est suivie par des niveaux silto- argileux et dolomitiques.

Au-dessus de cette alternance se trouve une lentille dolomitique à puissance de 1,50m qui se termine par un niveau rosâtre à sommet montrant des polygones de dessiccation de grande taille (**Figure 3 / photo 3**).

A l'approche du sommet de l'unité les bancs carbonatés disparaissent.

L'étude en lames minces des dolomies de l'unité U2 a montré trois types de microfaciès :

- **Microfaciès 1 (Figure 6 / photo 1):** Ce sont des dolmicrites à dolomicrosparites, de texture mudstone, à grains de quartz subarrondis à arrondis, de taille moyenne de 40µm. L'abondance et l'alignement de ces grains augmentent vers le sommet. A ces grains, s'ajoute l'oxyde de fer qui prend deux aspects, en fleur et en bande continue.
- **Microfaciès 2 (Figure 6 / photo 2):** Ce sont des pelsparites à oolithes, de Texture grainstone. Aux pellets et oolithes qui les composent, s'ajoute un faible taux de gastéropodes en fragments recristallisés. Les pellets sont de taille variable, sans structures internes et de formes ovoïdes et sphériques, micritisés, dissoutes ou cimentés. Les oolithes sont de forme sphérique avec un nucleus à dominance des grains de quartz et un cortex régulier. La phase de liaison est carbonatée (ciment drusique) à la base et devient siliceuse au sommet.

De point de vue diagénétique, la dissolution est marquée par des vacuoles de dissolution, qui affectent les pellets, les oolithes, et le ciment. La cimentation se manifeste par un remplissage siliceux ou carbonaté des vacuoles. La dissolution – pression est présente avec des éléments figurés emboîtés les uns sur les autres (diagenèse tardive).

- **Microfaciès 3 (Figure 6 / photo 3).** C'est une oosparite à texture grainstone. Les oolites micritisés sont généralement ovoïdes, excepte quelques-uns qui sont allongés, ils sont caractérisés par un nucléus détritique et un cortex régulier. La dissolution - cimentation se manifeste à l'intérieur des oolithes comme dans l'espace intergranulaire. La pression – dissolution est approuvée par le contact concavo – convexe entre les grains.

Cette unité est interprétée comme un milieu à mer peu profonde de type lagunaire, calme avec des phases d'agitation (Energie relativement forte) et sous un climat chaud et aride. Cette lagune, lorsque les apports détritiques deviennent intermittents connaît un dépôt des carbonates. L'étude microscopique de ces derniers montre une contamination éolienne. Cette interprétation est confirmée par les structures suivantes :

- La présence de litages horizontales indique un dépôt côtier pendant des épisodes de haute énergie (**CLIFFON et al., 1971**).
- La présence des litages obliques et entrecroisés au niveau des carbonates est due aux phénomènes de migration des matériaux carbonatés sous des régimes relativement forts (**THOMSON, 1970**).
- La présence des rides est interprétée comme des caractéristiques des dépôts tidaux (**KLEIN, 1977**).
- La présence des phénomènes de dolomitisation, d'émersion, de dissolution des tests et des fentes de dessiccation, atteste un milieu intertidal (**FLOQUET, 1989**).

- La présence du quartz détritique indique une influence margino- littorale sur le milieu de dépôt. Les formes arrondies à subarrondies de certains grains quartzeux suggèrent une contamination éolienne des dépôts (**PURSER, 1975**).
- Cette Unité est marquée aussi par la présence des bancs de gypse primaire. Ils reflètent un milieu évaporitique de type sebkhah (**SHEARMAN, 1978**).
- Les oolithes ne se forment actuellement que dans des eaux peu profondes, très agitées, à fort degré d'évaporation (**BATHURT, 1971**).
- La présence d'oxyde de fer indique une émergence et probablement une discontinuité.

L'ENSEMBLE GRÉS- SILTEUX ET MICROCONGLOMÉRATIQUE U3 ET U4

UNITÉ 3

Elle est formée par une alternance stratocroissante de bancs gréseux lenticulaires monotones (30 -40°) et des interbancs silto-argileux sans évaporites qui deviennent moins épais au sommet de cette unité. Les bancs gréseux à base érosive montrent une granulométrie fine à grossière et renferment une variété de structures sédimentaires (litages horizontales, obliques, entrecroisés et des rides asymétriques, des galets mous, des rides asymétriques et d'interférences (**Figure 2 / photos 3et 4**). Au sommet de cette unité, existe un banc gréseux qui contient divers formes de kerkoubes (**Figure 4 / photo 4**), ce sont des petites concrétions millimétriques indurées et plus ou moins sphériques (**CAILLEUX et SOLEILHAVOUP, 1976**), ils résultent en majeure partie d'une épigénie de la silice par de la calcite. Il marque le sommet de sous unité.

En allant vers le Sud-Ouest, cette unité débute par un banc conglomératique progradant vers ESE. Leur description macroscopique montre des éléments figurés (galets) hétérométriques, peu usés et polygéniques, un mauvais classement, une matrice plus abondante (**Figure 4 / photo 3**) et la présence de structures peu différenciées (présence de niveaux gréseux chenalisés). La morphométrie de ces galets reflète un milieu fluvial.

L'étude microscopique (**Figure 6 / photo 4**) des grès de l'unité 3 montre qu'il s'agit d'un grès à ciment carbonaté. Ce dernier est caractérisé par :

- Des mégaquartz monocristallins subarrondis à arrondis, abondant par rapport aux autres constituants ; des feldspaths qui sont essentiellement des orthoses et des plagioclases. Ils sont souvent altérés ; une partie lithique représentée par muscovite, grains phosphatés, glaucophane... ; un lisère d'impureté souligne la limite des grains détritiques ; une phase de liaison carbonatée (dolomie) : une granulométrie moyenne à grossière ; un bon classement ; une dissolution qui se manifeste par des vacuoles de dissolution et des golfes de corrosion au niveau des grains de quartz ;
- Une dolomitisation qui se manifeste par deux aspects : (Contemporaines de la sédimentation, attestée par la petite taille des cristaux de dolomie et diagénétique, plus tardive où la taille est plus grande) ; une silicification qui résulte de l'altération de feldspath et une pression dissolution illustrée par un contact concavo-convexe entre les grains.

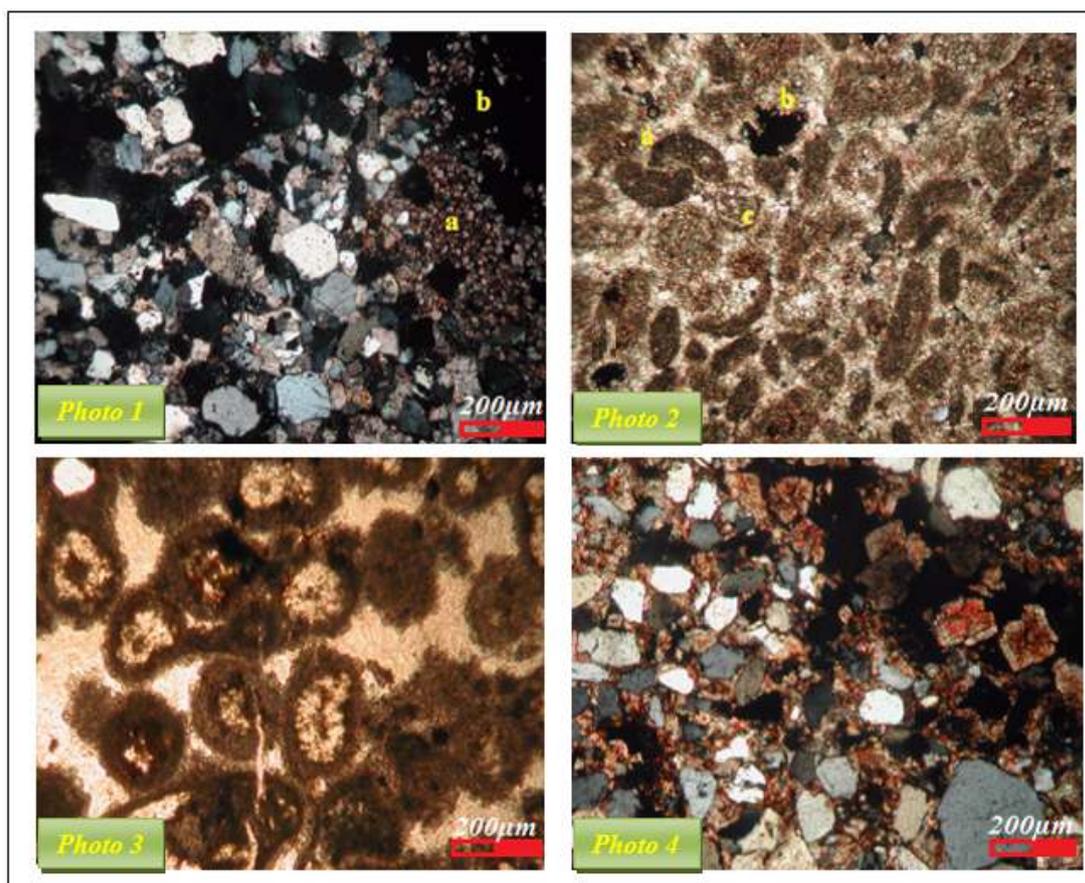


Fig. 6. Etude microscopique : Photo 1: Cristaux de dolomie de petite taille (a) entourant les vacuoles de dissolution (b) / Photo 2: Pelsparite à oolithes (a) de texture grainstone avec des phénomènes de dissolution (b), cimentation (c) et pression – dissolution. Photo3: Oosparite de texture grainstone avec de phénomènes de dissolution et cimentation. Photo 4: Cristaux de dolomie de grande taille piégé entre les principales constitutions de grès.

Comme interprétation de cette unité U2 :

- Le litage oblique à foresrets espaces correspond au type 1 décrit par **BLUCK (1974)** (Litage oblique de grande échelle) et qui est caractéristique des écoulements en tresse. Le dépôt se fait par de forte migration ou accréation latérale dans les marges des barres fluviales (BLUCK, 1974 et MIALL, 1977).
- Les litages horizontaux (**Figure 5 / photo 4**), les rides, La dolomitisation et la silicification sont interprétés comme précédemment.
- Les golfs de corrosion des grains de quartz indiquent un climat chaud et aride.
- Le bon classement indique un long transport dans un milieu marin ou fluviale.
- L'altération intense de feldspaths signifie un enfouissement long.
- Les conglomérats vus vers le SW sont formés par des éléments peu usés et une matrice abondante témoignant d'un support matériel avec un écoulement laminaire et l'absence de la stratification et du granoclassement évoquant un dépôt rapide en masse. Ces caractéristiques témoignent d'arrivées fluviales proximales.

Tous ces indices permettent d'interpréter cette unité comme un milieu fluviale proche du domaine marin, en effet, il s'agit d'un comblement des chenaux fluviales (base ravinante, laminations horizontales, obliques et entrecroisés, granodécroissance, aspect lenticulaires....) plongeant dans des dépôts silto-argileux. Ces sédiments gréseux ont subis ultérieurement un enfouissement (pression – dissolution), puis une émergence (dolomitisation, dissolution et silicification) sous un climat chaud et aride (Golf de corrosion).

UNITÉ 4

Cette unité est subdivisée en 2 sous unités :

Sous unité inférieure :

Cette sous unité est caractérisé par la dominance des bancs microconglomératiques avec passage gréseux, en alternance avec des niveaux silto _ argileux.

Elle débute par un niveau silto – argileux de 4m, suivie par une lentille microconglomératique.

A la base de la sous unité existe un banc métrique microconglomératique (la base) et gréseux fin (sommets) où il est associé à des litages légèrement inclinés et entrecroisés (**Figure 3 / photos 4 et 5**). Les éléments du microconglomérat sont millimétriques à centimétriques, arrondis à subanguleux et hétérométriques avec un ciment détritique.

Cette sous unité se termine par un banc gréseux à 4m d'épaisseur, laminé à la base à grain fin au milieu, ces bancs gréseux contiennent diverses formes de kerkoubes (**photo 5 / Figure 5**).

Sous unité supérieure :

Elle est caractérisée par la dominance des bancs gréseux stratocroissants, en alternance avec des niveaux silto – argileux avec la présence de rides asymétriques (**Figure 2 / photos 5**).

Les bancs gréseux sont lenticulaires à base érosive et à granulométrie décroissante montrant des litages horizontaux et entrecroisés (**Figure 4 / photo 5**).

Cette sous unité se termine par de mauvaises conditions d'affleurements sur environ 16 m dues à des éboulis.

L'étude microscopique des grès de l'unité 4 montre les mêmes caractéristiques que l'unité 3, en effet, il s'agit d'un grès à ciment carbonaté caractérisé par un pourcentage important de grains de quartz, un feldspath très altéré et un faible pourcentage de partie lithique. Ces grès montrent une dolomitisation et une dissolution - pression (Golf de corrosion et un contact concavo-convexe).

L'étude morphoscopique des grains de quartz de l'échantillon (Z4 ; **Figure 3**) montre les constatations suivantes (**Figure .7**)

- Un pourcentage faible des grains de quartz non usés du côté fin qui devient constant du côté grossier.
- Un pourcentage toujours dominant des émoussés luisants, en allant des fins vers les grossiers.
- Une faible augmentation du pourcentage des grains arrondis du côté grossier par rapport au côté fin.

On peut conclure que les sédiments ont subi un long transport dans un milieu aquatique avec des contaminations par d'autres apports extérieurs.

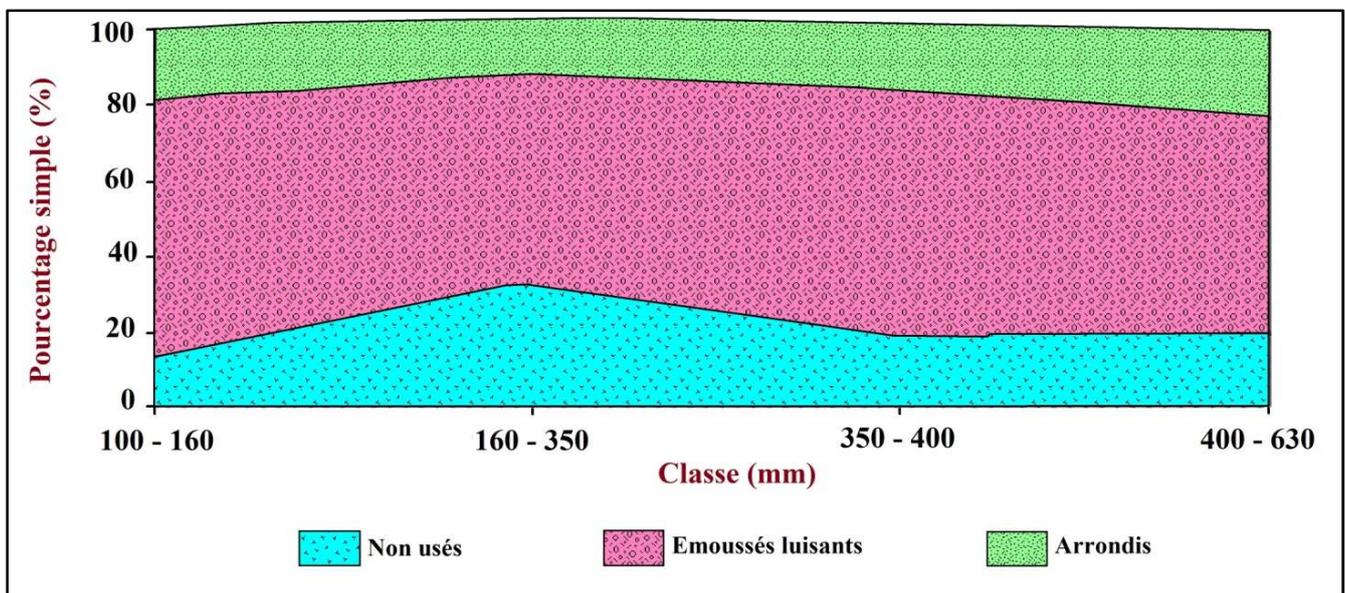


Fig. 7. Résultat des analyses morphoscopiques de l'échantillon Z4 au niveau d'U4.

ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES DES UNITÉS U3 ET U4 :

L'étude granulométrique faite au niveau des échantillons **Z1** (U3), **Z2, Z3, Z4 et Z5** (U4) des bancs gréseux de la coupe C3 d'Ait Ben Ouissadene a montrée les résultats suivants (**Figure 8**) :

- Les courbes de fréquences simples sont unimodales et redressées, ce qui indique un bon tri, une bonne maturité et donc une homogénéité des sédiments, ainsi un bon classement. Excepte l'échantillon **Z3** qui présente une courbe étalée, donc un mauvais classement.
- Un bon classement des échantillons indique un dépôt marin ou fluviatile, après un long transport.
- Les courbes cumulatives à partir du calcul des indices montrent :
 - Des sables fins à moyens.
 - Une asymétrie négative avec un mauvais classement du côté des fins et un bon classement du côté des grossiers, donc un milieu turbulent.

Le diagramme de FRIEDMAN " Relation Ecart-type ($\sigma\Phi$), Moyenne ($M\Phi$) montre que :

L'échantillon **Z1** (U3 ; Dogger) appartient au secteur " rivière " (**Figure 9**).

Les autres échantillons **Z2, Z3, Z4 et Z5** (U4 ; Dogger) sont situés dans le secteur " mixte ".

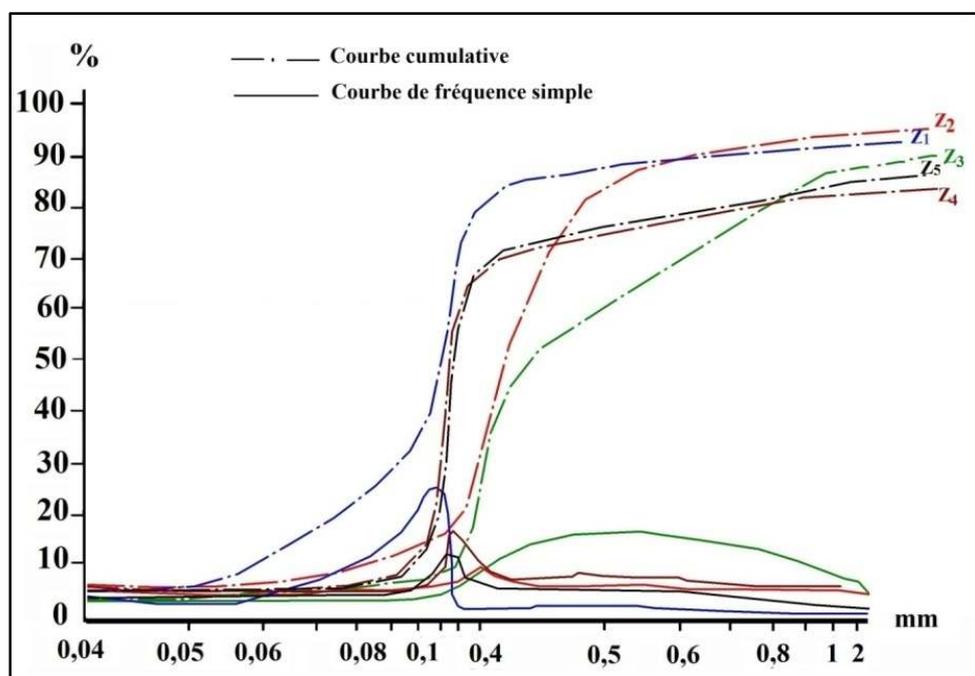


Fig. 8. Résultat de l'étude granulométrique.

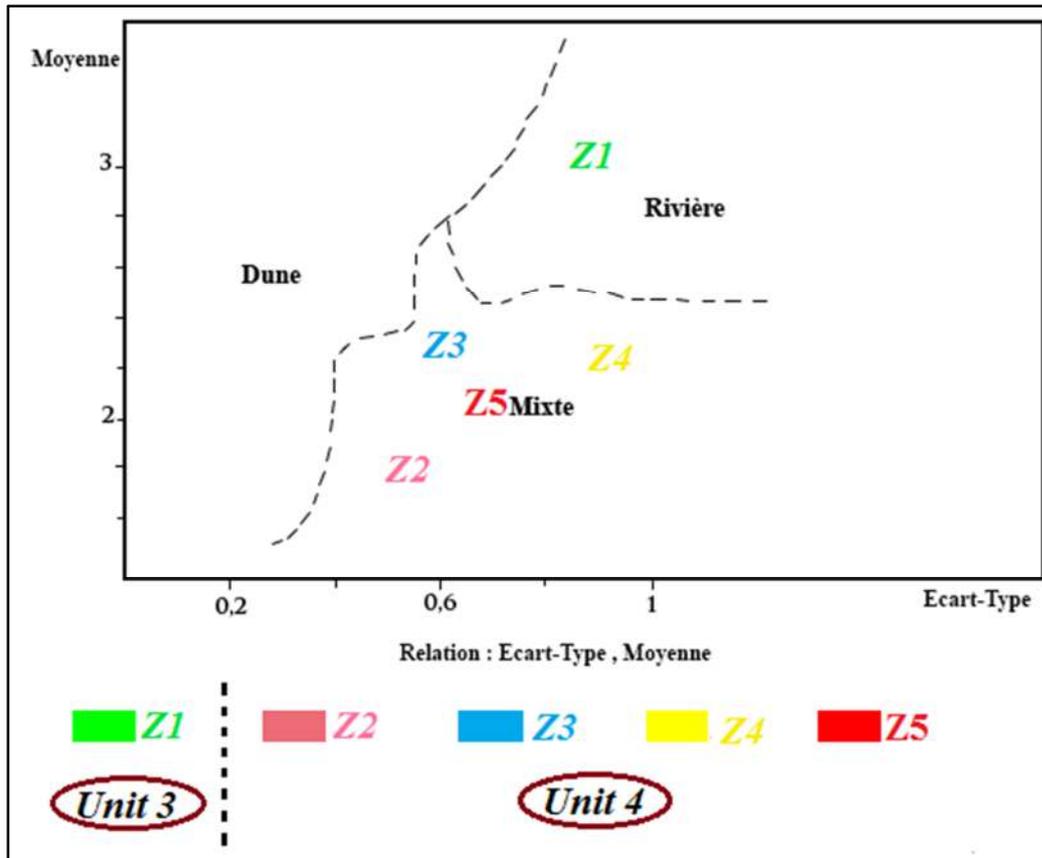


Fig. 9. Courbes granulométriques des grès de la coupe Ait Ben Ouissadene (U3 : Z1) et (U4 : Z2, Z3, Z4 et Z5) et leur localisation dans le diagramme de Friedman

En conclusion, les sédiments gréseux montrent une évolution d'un milieu fluviatile avec turbulence (échantillon Z1 de U3) à un milieu marin (échantillon Z2, Z3, Z4 et Z5 de U4).

D'autres analyses granulométriques ont été effectuée sur deux échantillons (E1, U3 ; E2, U4) levés à partir des bancs gréseux de la coupe C1 (Elmers).

Les niveaux gréseux de cette coupe sont caractérisés par des paramètres granulométriques (Figure 9) qui montrent que :

- Les courbes de fréquences simples sont unimodales, ce qui renseigne sur un sédiment de bonne maturité.
- un bon classement indiquant un milieu marin ou fluviatile.
- l'asymétrie est négative ($Sk < 1$) est due à un hydrodynamisme très fort.
- le diagramme de FRIEDMAN montre que le sédiment E1 (U3) est localisé dans le secteur «rivière», tandis que, le sédiment E2 (U4) est situé dans la zone «plage et dune» (Figure 10).

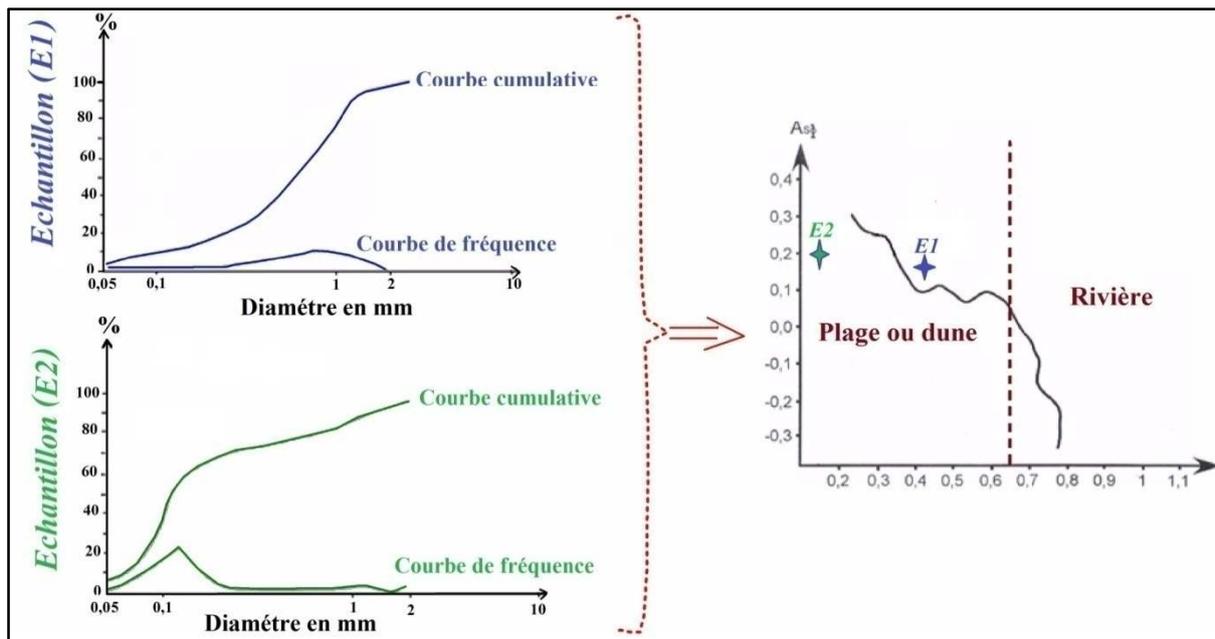
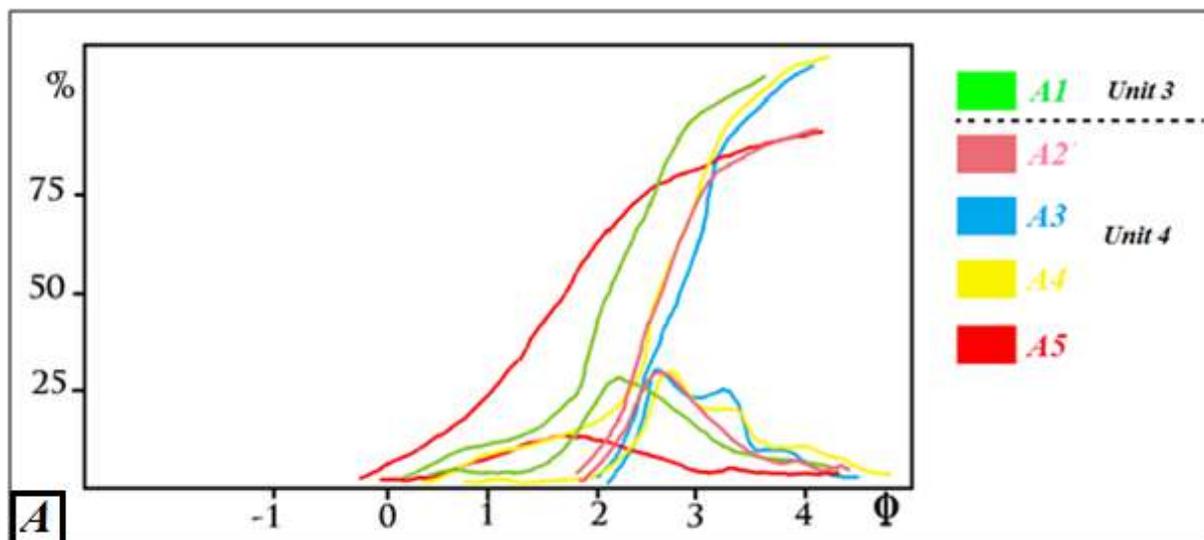


Fig. 10. Courbes granulométriques des échantillons gréseux de la coupe C1 (E1 et E2) et leur localisation dans le diagramme de FRIEDMAN

Les analyses granulométriques effectuées sur les niveaux gréseux de la coupe Amanouz C2 (Figure 11):



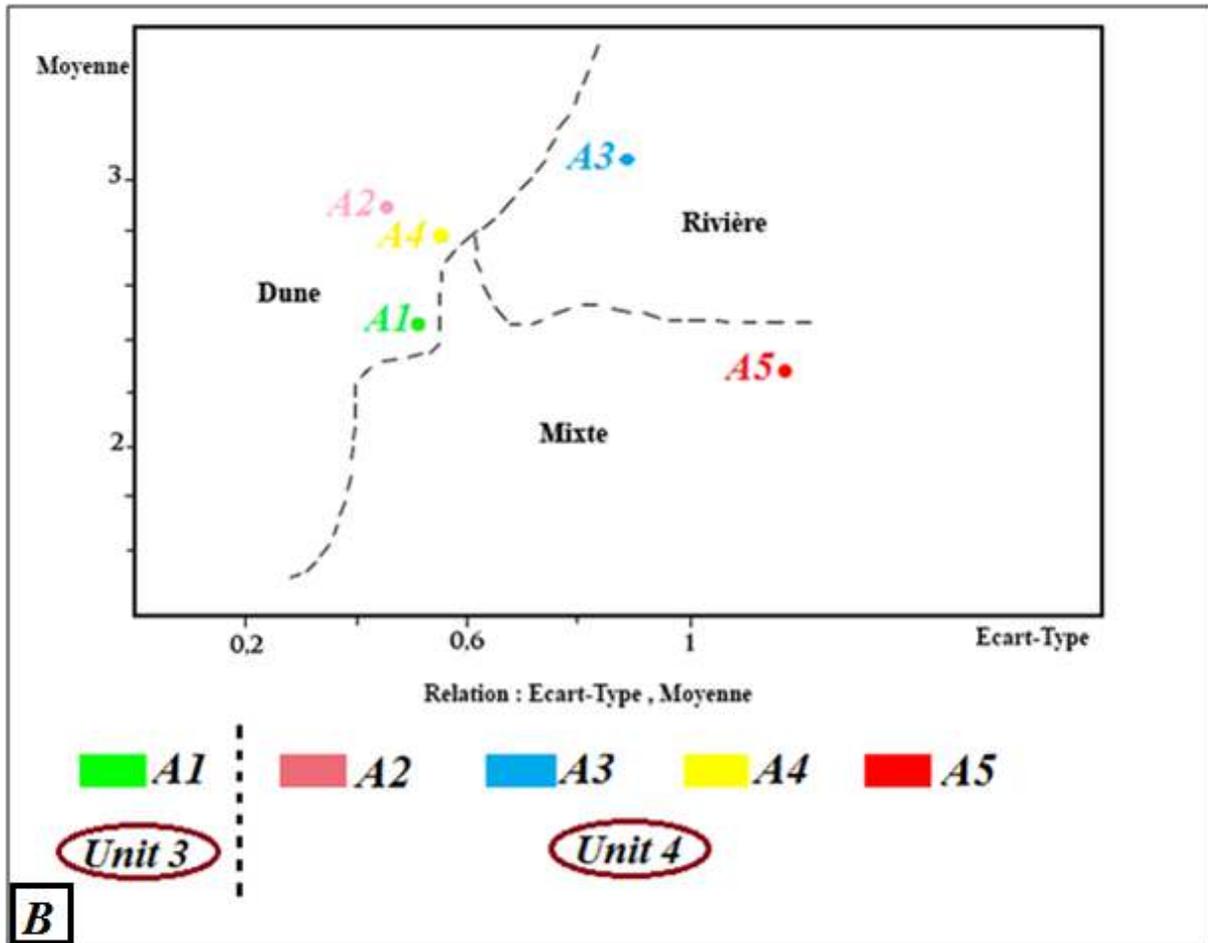


Fig. 11. A ; Courbes granulométrique des grès de la coupe d'Amanouz (U3 : A1 et U4 : A2, A3, A4, A5). B ; leur localisation dans le diagramme de FRIEDMAN

La combinaison de plusieurs résultats de paramètres granulométriques permet d'avoir une approche du milieu de dépôt des niveaux gréseux. Ainsi, il apparaît que ;

- Les courbes de fréquences simples sont généralement unimodales, ce qui indique un bon tri et une bonne maturité du sédiment. Au niveau des échantillons A3 et A4 (base de U4 du Dogger), la plurimodalité indique un mauvais tri et, par conséquent, un sédiment plutôt fluviale ;
- Le bon classement des échantillons indique un dépôt marin ou fluvatile, après un long parcours ;
- L'asymétrie négative et le faciès parabolique des courbes canoniques de rivière indiquent une mauvaise répartition du classement, due à une turbulence qui remanie le sédiment après dépôt. L'échantillon A3 montre une asymétrie de 1 et une courbe canonique de rivière logarithmique : cela traduit un dépôt par excès de charge d'un courant fluvatile ou marin ;
- Le diagramme de Doeglas (1968) caractérise un grès fin ;
- Le diagramme de Passega (1969) indique tantôt un transport par roulement et suspension, caractéristique d'un courant turbulent et tantôt par suspension gradée. Cette variation témoigne d'un milieu marin ou deltaïque (Figure 12)

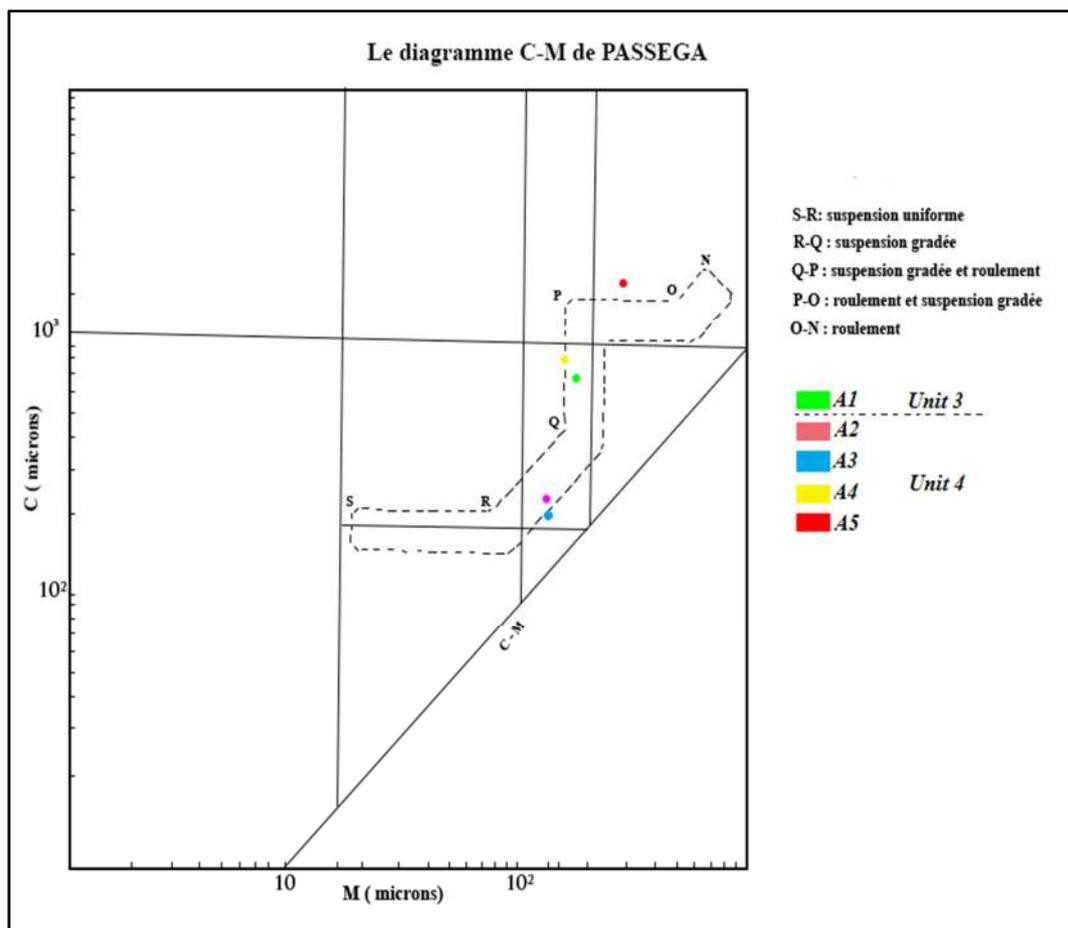


Figure 12 : Localisation des résultats granulométriques sur le Diagramme de Passega.

- Le diagramme de Friedman montre que l'essentiel du sédiment est situé dans le secteur « dune » ;
- En conclusion, nous avons un sédiment apporté par un appareil fluvial et déposé en milieu de dunes littorales.

L'étude morphométrique des galets échantillonnés au niveau du banc conglomératique basal du Dogger (U3, Coupe d'Amanouz) a donné les résultats suivants (**Figure 13**):

- La projection des indices moyens d'émoussé (I) et d'aplatissement (A) dans le diagramme de TRICART, détecte que ces galets se sont déposés dans milieu est fluvial.
- Cet ensemble est interprété comme une évolution d'un milieu fluvial à un milieu margino – littoral.

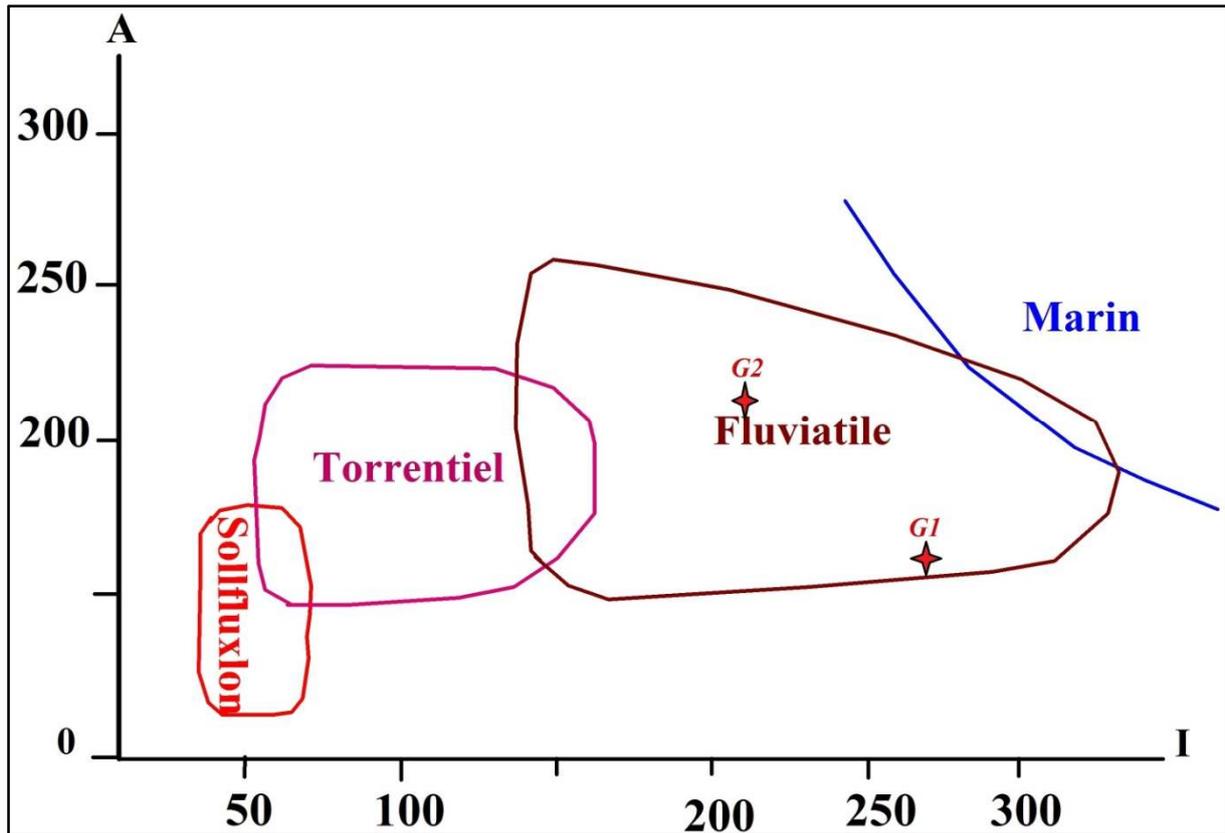


Figure 13 : Localisation (Am et Im) des galets de la base de Dogger (U3, Coupe d'Amanouz) dans le diagramme de TRICART (1951).

L'ensemble grés-silteux et microconglomératique U3 et U4 (Dogger) reflète une plaine d'inondation avec des chenaux de comblement à dynamique fluviale qui évolue à un milieu margino-littoral. Des épisodes d'exondations se manifestent par la présence des galets mous repris dans les grés. Les encroûtements calcaires existent sous forme soit de petits horizons centimétriques, soit de ciment carbonatés dans les grés à grains grossiers, ils sont interprétés comme une activité de pédogenèse dans un climat aride à forte saison sèche (MILLOT *et al.*, 1977; PAQUET, 1970).

Signification du cortège argileux

Des analyses diffractométriques (Figure 14) ont été effectuées sur les échantillons argileux du Dogger.

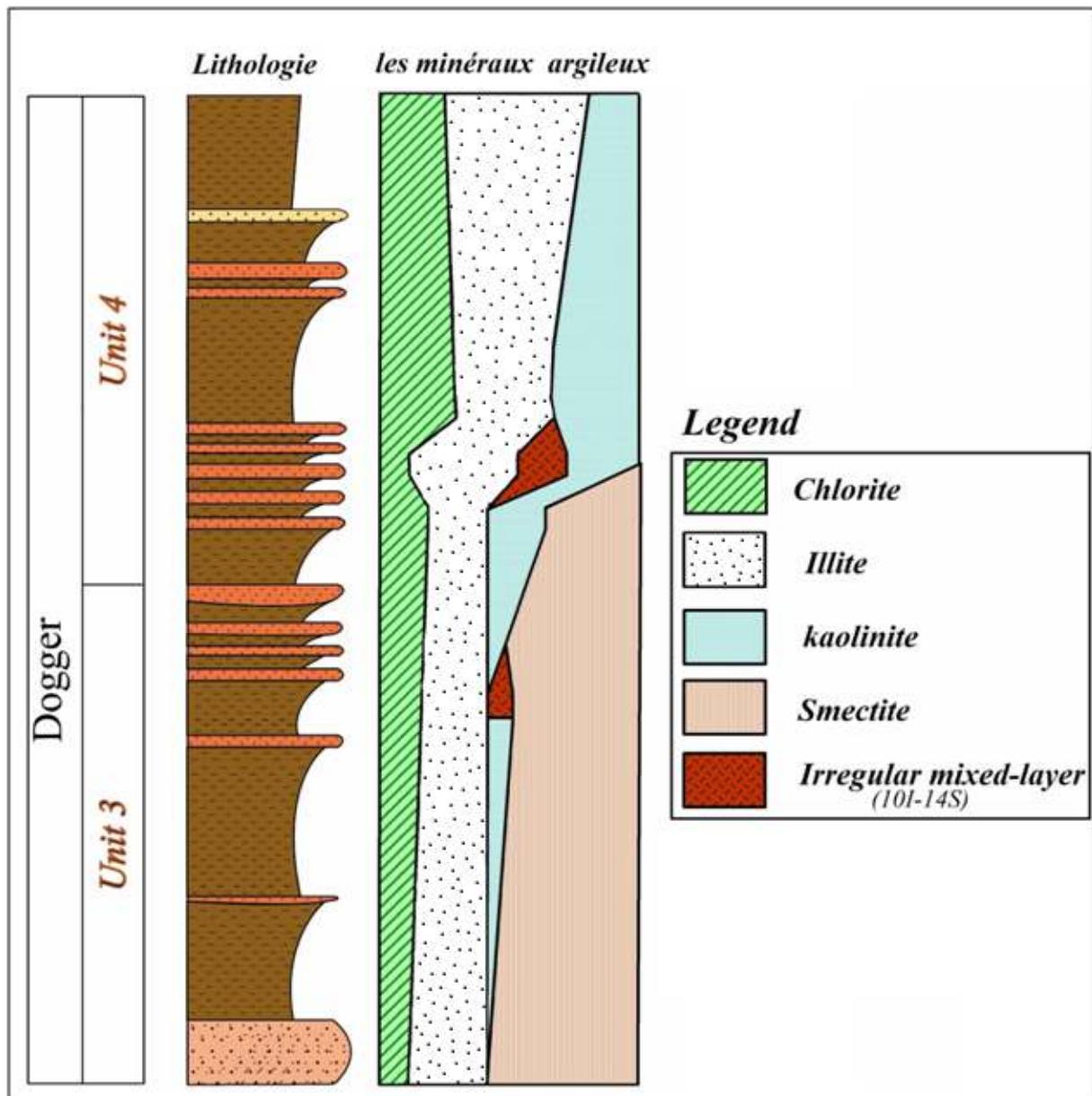


Figure 14 : Etude minéralogique du Dogger la coupe d'Amanouz.

D'après les résultats présentés ci-dessus (Figures 15, 16, 17, 18), on peut déduire :

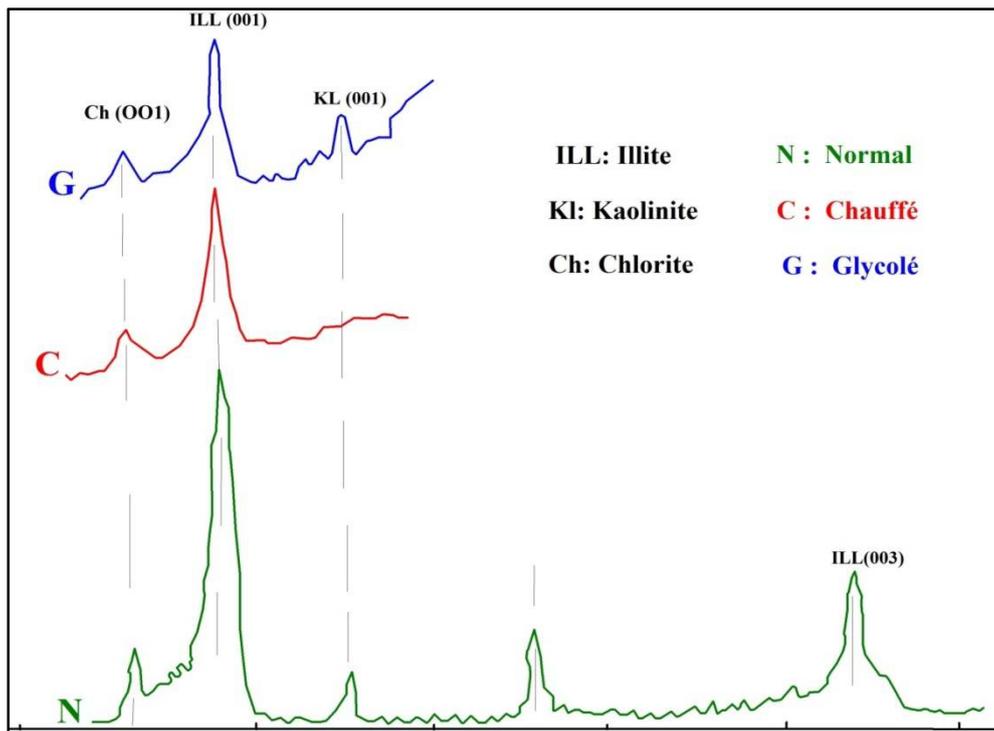


Figure 15: Diffractogramme type présentant les minéraux argileux du Dogger de la coupe C1.

* L'illite (**Figure 16**): elle est présente dans toutes les coupes, souvent en quantité très importante. Son abondance suggère une active érosion de l'arrière-pays. Elle proviendrait vraisemblablement de l'altération superficielle des minéraux phylliteux préexistants. Son association avec la kaolinite dans la plupart du Dogger semble indiquer un apport fluvial de régions de piémont (MILLOT, 1964).

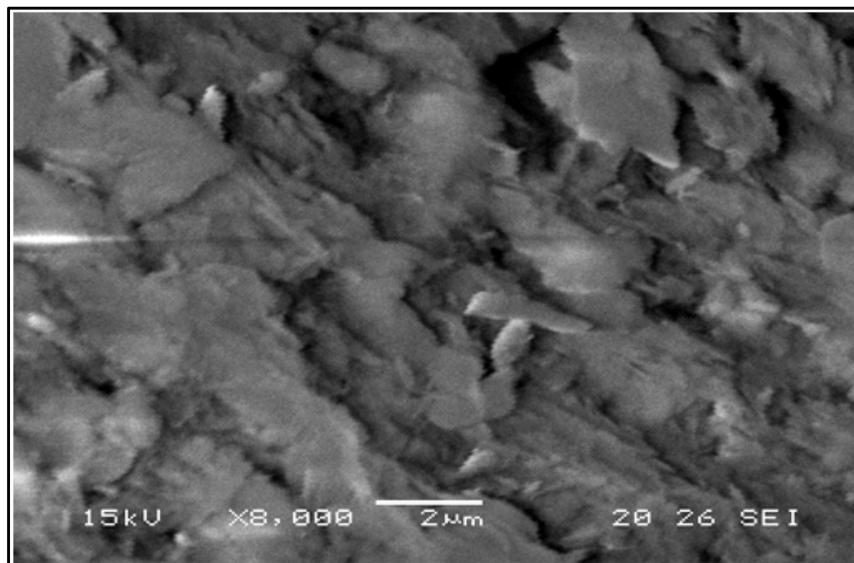


Figure 16: l'image présente des micro textures homogènes sur toute la surface de l'échantillon, ce qui renseigne sur la présence de l'illite

* La chlorite : elle est en faible quantité (5-25%), mais elle est constante. Ceci pourrait suggérer une érosion de domaines émergés à relief accentué. Elle proviendrait ainsi des séries anté-jurassiques riches en chlorite (IZART, 1990). Mais compte tenu des multiples facteurs qui influencent son réseau cristallin, une genèse partielle par transformation de la smectite peut être envisagée (DAOUDI et al., 1988).

* La kaolinite (**Figure 17**): est un minéral d'altération météorique des régions à alternance de saisons humides et chaudes (PAQUET, 1970 i MILLOT, 1964). Ainsi, elle est essentiellement un minéral caractéristique de l'altération superficielle en milieu lessivé acide. C'est l'existence d'un tel milieu dans les régions à climat chaud et humide qui justifie l'abondance de la kaolinite dans leurs profils pédologiques (DYNOYER DE SEGONZAC, 1969). Des phénomènes de néoformation diagénétique de la kaolinite dus à la circulation des solutions diluées sont également connus (MILLOT, 1964). Le simple diagnostic de la kaolinite aux rayons X sans l'examen au microscope électronique à balayage par exemple, ne permet pas une détermination précise de sa propre nature. Toutefois, le pourcentage de la kaolinite est relativement faible et, d'autre part elle est associée à des niveaux de siltite et d'argile. Par conséquent l'origine de cette kaolinite est probablement détritique et traduirait des reliefs relativement déclives sous des climats chauds et relativement hydrolysant.

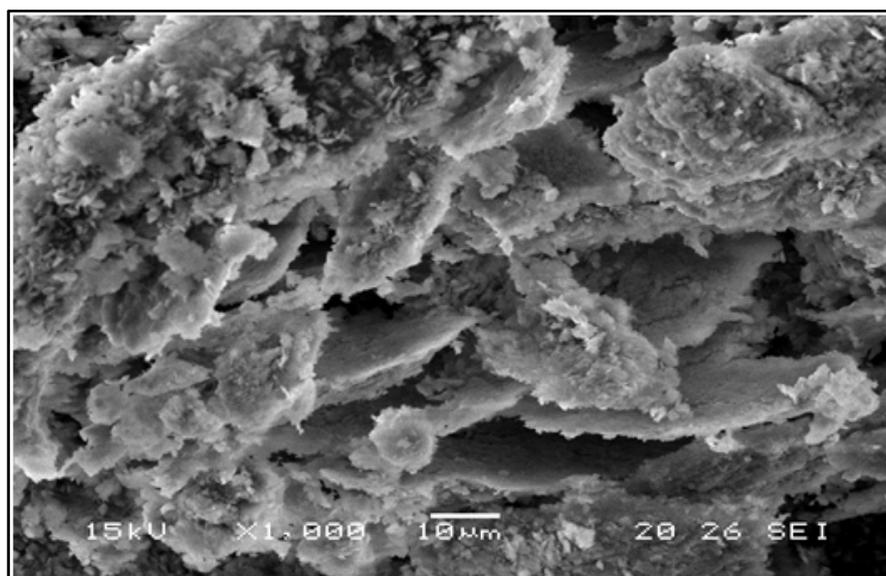


Figure 17: l'image présente des feuillets, caractéristique de la kaolinite.

* La smectite (**Figure 18**) : elle peut être héritée ou néoformée à partir d'autres minéraux ou ions en solution, mais avec la méthode de traitement habituelle, il n'a pas été possible d'établir la part d'héritage et de néoformation. Toutefois, d'après PAQUET (1970), la majorité de ces minéraux peut se former actuellement dans des vertisols et sous climats chauds à fort contrastes saisonniers de l'humidité.

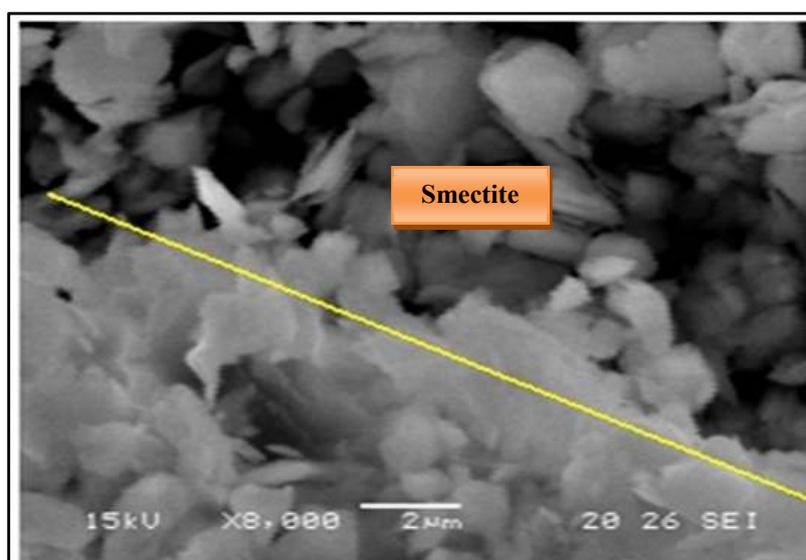


Figure 18: Image présente deux textures différentes, une renseigne sur la présence de la Smectite l'autre peut être soit des impuretés soit un autre minéral argileux

* Les interstratifiés irréguliers (10I-14S): ils sont constitués de feuillets illitiques et de feuillets de smectite représentant des stades d'évolution intermédiaires des minéraux phylliteux. Ils sont peu développés dans les coupes, pratiquement à la base de la série,

Le cortège argileux présente une composition minéralogique presque identique où domine l'illite. Cette abondance en illite et la présence constante de la chlorite témoignent de l'importance de l'érosion mécanique subie par les roches-mères composant les séries anté-jurassiques. Ces minéraux détritiques proviendraient du massif ancien et de la série siliciclastique triasique du Haut-Atlas. La smectite à la base atteste d'une atténuation de l'érosion due à des reliefs aplanis, stables et même favorables au confinement.

L'essai de caractériser le milieu de dépôt du Jurassique (Lias et Dogger) dans la cuvette d'Ouanina (Ait Ourir) afin de tenter une reconstitution paléogéographique, a permis de réaliser une corrélation disposés suivant les directions NE et SW (flanc NW) pour les coupes de C1, C2 et C3 ; et SW (flanc SE) pour la coupe C4 (**Figure 19**).

L'analyse des variations latérales des épaisseurs et l'agencement spatio-temporel des différentes unités lithostratigraphiques des coupes, nous a permis de lever les constatations suivantes :

Ensemble silto – carbonato – évaporitique (Lias)

Unité 1 : Cette unité présente des faciès constants de carbonates (base) et d'argile à évaporites (sommet) dans les trois premières coupe : C1, C2 et C3, contrairement à la coupe C4 qui contient comme faciès, seulement l'argile à évaporites. Toutefois, les épaisseurs diminuent progressivement du flanc NW vers flanc SE.

Unité 2 : Les faciès représentant cette unité sont : Les carbonates dolomitiques, les évaporites. Ils sont présentés dans toutes les coupes.

Les épaisseurs varient d'une coupe à l'autre, en effet, nous constatons une dilatation des dépôts à dominance évaporitique au niveau de la coupe C2 et C3, contre la coupe de C4 et C1 qui ont une épaisseur relativement constante.

Cette dilatation peut rapporter à une légère subsidence affectant les coupes C2 et C3.

Ensemble grés – silteux et conglomératique (Dogger)

L'ensemble du Dogger (U3 et U4) est composé par l'agencement de silts argileux, grès et microconglomérat. Ces faciès s'organisent en différentes séquences le long des quatre coupes.

Unité 3 : Les épaisseurs augmentent du flanc NW vers le flanc SE (coupe C3 à 110m).

Unité 4 : Les épaisseurs sont délatées au niveau de C4, presque constantes au niveau de C1 et C3, contrairement à la coupe C2 qui présente une réduction d'épaisseur (30m).

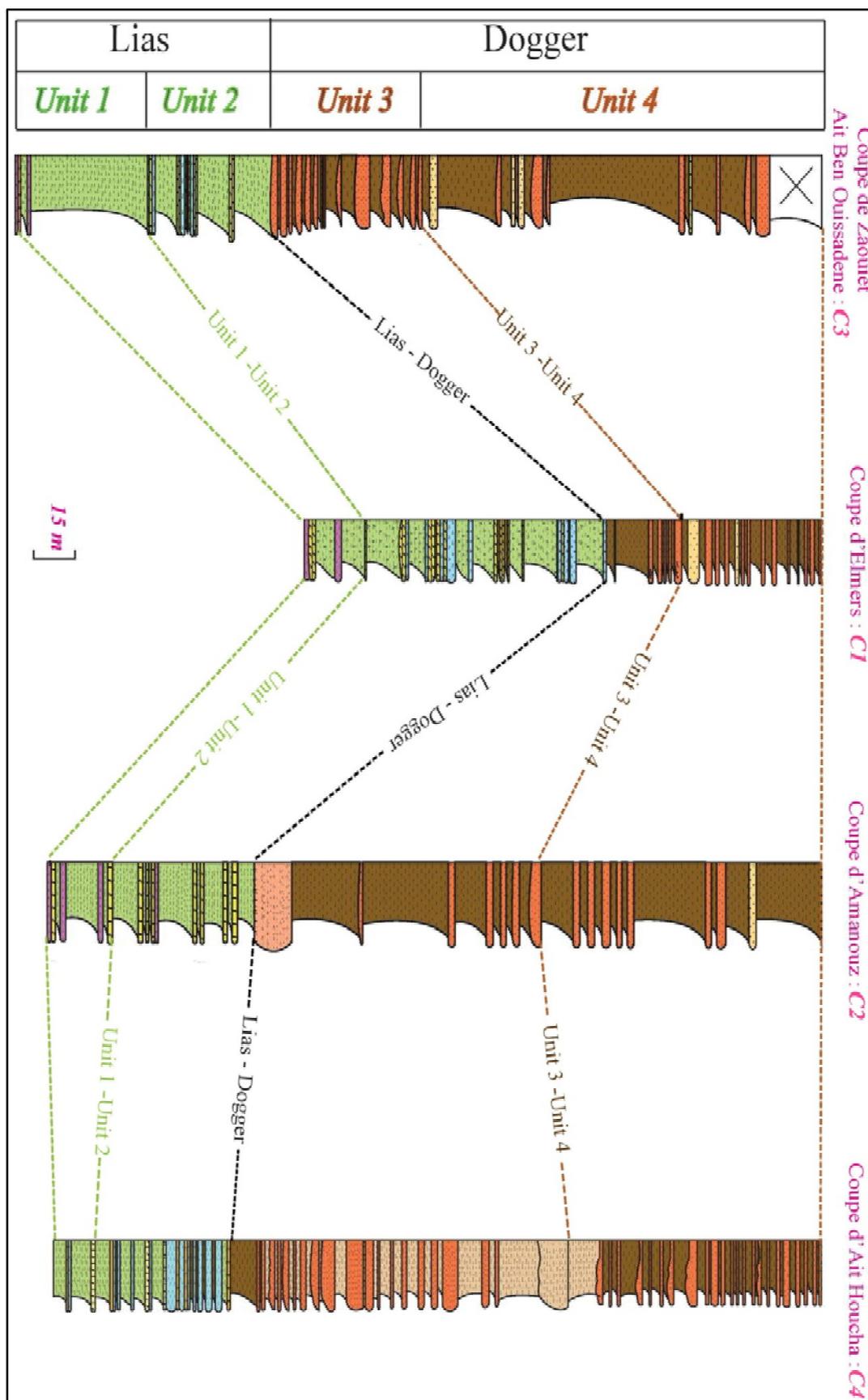


Figure 19 : Corrélation entre les 4 coupes

PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA CUVETTE D’OUANINA AU JURASSIQUE

En relation avec la paléogéographie globale du Haut Atlas au Jurassique, la zone des cuvettes d’Ait Ourir n’est qu’une petite partie qui enregistre leur évolution tectono – sédimentaire.

De point de vue sédimentologique, la cuvette d’Ouanina au Lias (**Figure 20**) est marquée essentiellement par des argiles silteuses rouges à évaporites, sur lesquels se développent des calcaires dolomitiques.

L’épaisseur des unités de cet ensemble liasique est variée latéralement, en effet, au niveau de l’unité 1, en allant du flanc NW vers le flanc SE, elle diminue et donc la subsidence est moins important à absente. Tandis que les conditions s’inversent dans l’unité 2, la subsidence est variable tantôt augmente et autre diminue. .

L’évolution des environnements dans les dépôts de cet ensemble peut être résumé comme suite :

En premier lieu, l’installation d’un milieu peu profond intertidal à la base de Lias, attesté par la formation du banc stromatolithique. Ce milieu connaît des périodes d’émersion confirmés par la présence des indices suivants : Tipis, brèche de dissolution, sheet craks, birds eyes ...) et une contamination éolienne indique leur proximité d’une dune littoral. Puis les changements de conditions de sédimentation permet leur évolution vers un milieu côtier supratidal lagunaire (argile à évaporites) caractérisant par une forte concentration des saumures interstitielles, relativement enrichis en sulfates.

En deuxième lieu, le milieu est lagunaire interrompue par des incursions marines matérialisées par des bancs carbonatés souvent stromatolithiques et connaît ainsi une contamination éolienne (grains de quartz subarrondis à arrondis).

En conclusion, le Lias dans la cuvette d’Ouanina est un milieu lagunaire (intertidal supérieur à supratidal) avec une barrière (dune littoral).

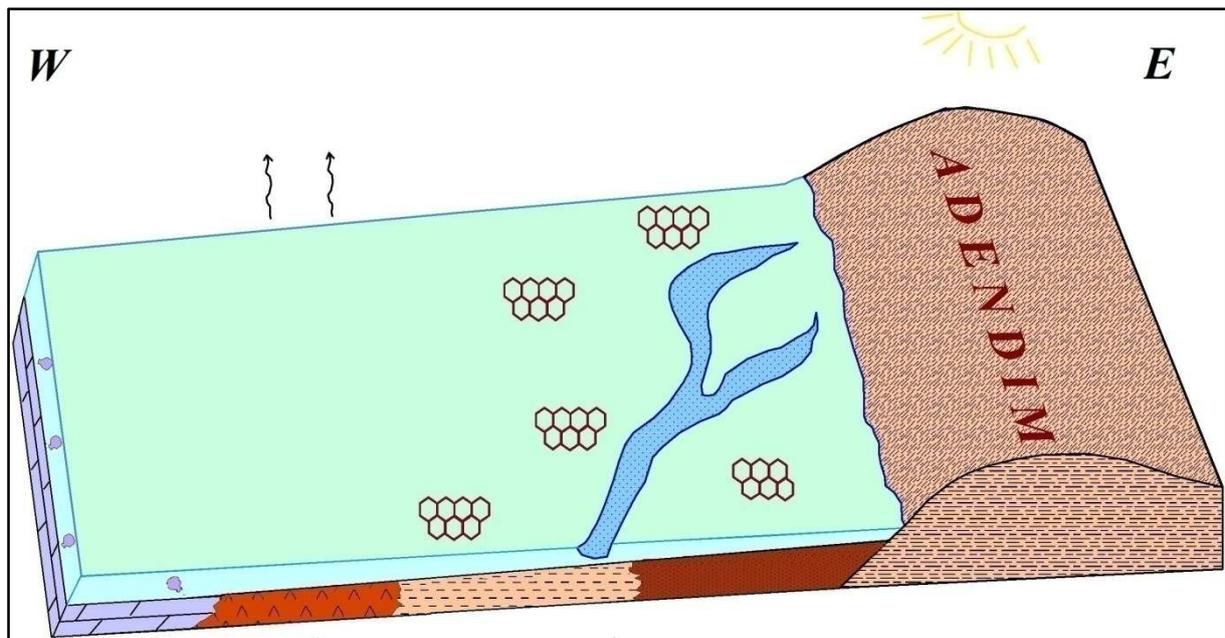


Figure 20 : Paléogéographie de la cuvette de Ouanina au Lias

Au Dogger (**Figure 21**), les faciès qu’on peut rencontrer dans la cuvette d’Ouanina sont les argiles sans évaporites, grés, microconglomérats et conglomérats. Ces faciès comme le cas de Lias présentent une variation latérale d’épaisseur soit au niveau du flanc NW ou SE.

Dans le flanc NW, la subsidence présente une certaine irrégularité graduée du NE vers le SW.

Dans le flancs SE, la subsidence est devient remarquable.

De point de vue environnement, le Dogger dans la cuvette d’Ouanina est fluviatile, Il s’agit d’un comblement de chenaux dans une plaine d’inondation. Ces chenaux présentent des caractères sur leur séjour dans une zone vadose, plusieurs indices plaident dans ce sens.

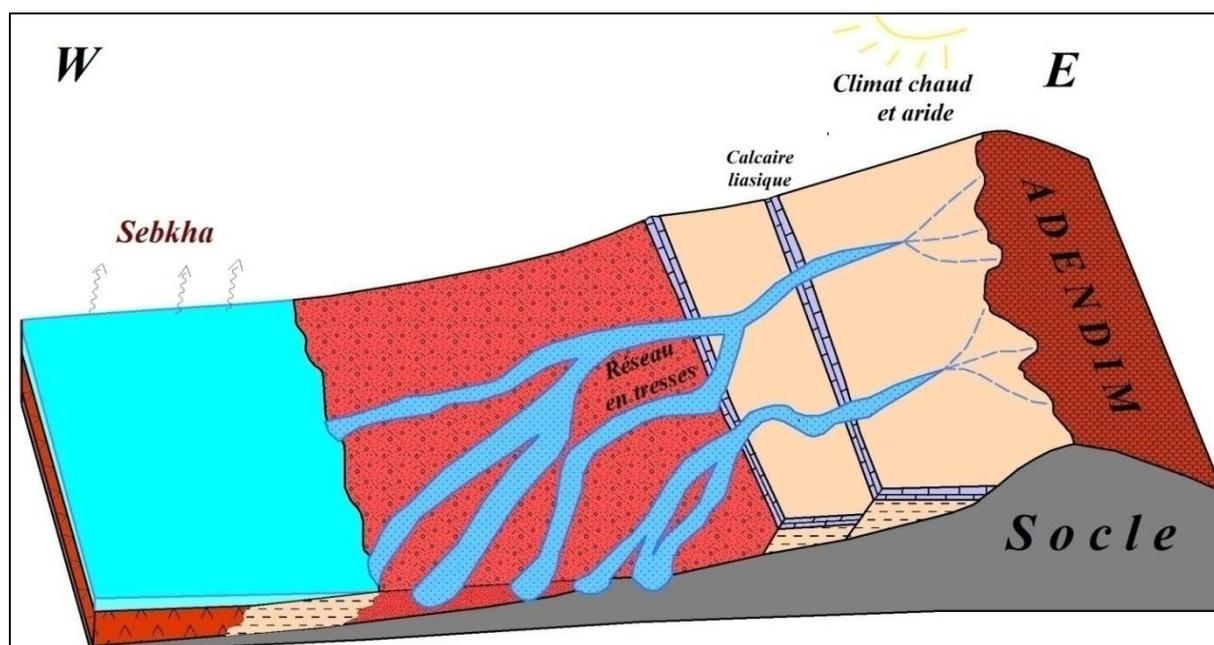


Figure 21: Paléogéographie de la cuvette de Ouanina au Dogger.

CONCLUSION

Comme conclusion on peut dire que pendant le Lias (**U1, U2**) et le Dogger (**U3, U4**), les dépôts s'organisent pour former des mégaséquences régressives. Ainsi on a :

- Une unité Silto – Argileuse à Evaporites (**U1**) caractérise par des dépôts d'un milieu supérieur à supratidal avec des phases d'émersion, sous un climat chaud et aride et un hydrodynamisme faible.
- Une unité Carbonato – Evaporitique (**U2**) qui enregistre un milieu à mer peu profonde de type lagunaire, calme avec des phases d'agitation et sous un climat chaud et aride.
- Des unités Argilo – Silto – Gréseux (**U3, U4**) montrant des caractéristiques fluviale , des lentilles gréseuses plongeant dans une plaine d'inondation qui évolue vers un milieu margino-littoral.

REFERENCES

- [1] ALDERMAN A. R. (1965) – Dolomitic sediments and their environment in the South – East of South Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, p. 1355 – 1365.
- [2] ALGOUTI AB. (1987) – Etude sédimentologique du Lias du versant Sud du Haut Atlas de Marrakech (Telouat –IgreM) (Maroc). Thèse 3^e cycle, 137 p. Univ. Cadi ayyad, Marrakech (Maroc).
- [3] ALGOUTI AB. et BEAUCHAMP J MAHDOUDI M. L. (1987) – Faciès littoraux et séries rouges continentales jurassiques du versant Sud du Haut Atlas de Marrakech P.I.C.G.U.N.E.S.C.O. n° 210, PP.1-14. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 43, pp.1-38.
- [4] ALGOUTI A. CHBANI B. Et AZZAOUI K.A. (1991) – Evolution paléogéographique du Crétacé supérieur du versant Nord du Haut Atlas (Maroc). 9^{ème} colloque des bassins sédimentaires marocaine, Méknes, pp. 9-11.
- [5] ALGOUTI A. ALGOUTI A. CHBANI B. et AZZAOUI K.A. (1992) – Paléomilieus Crétacé supérieur de la cuvette d' Ouanina ("zone des cuvettes" d'Ait Ourir, Maroc). 10^{ème} colloque des bassins sédimentaires marocaine, Rabat, pp. 52-54.
- [6] ALGOUTI A. ALGOUTI A. AZZAOUI K.A et CHBANI B. (1993) – Exemple de dépôts de paléosebkha littoral du Sénonien de la zone des cuvettes" d'Ait Ourir (Haut Atlas de ALGOUTI A. (1999) – Le Sénonien du Haut Atlas occidental (Maroc) : sédimentologie, stratigraphie séquentielle, biostratigraphie et évolution géodynamique. Thèse Dct. Univ. Cadi Ayyad. Marrakech). *Revue de la faculté des sciences Semlalia – Marrakech*, n° 7, pp. 197).
- [7] AMBROGGI et NELTNER (1952) – Haut Atlas et Anti Atlas occidentaux, Livret guide, excurt. C. 33, 19^{ème} congrès Géol. Interne, Alger. 12, p. 65 Série Maroc.
- [8] AMBROGGI R. (1963)- Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas Occidental et la plaine du sous. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n°157,332 p.

- [9] ARBEY F. (1980) – Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull. Cent.Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine 4, 1, pp 309 – 365.
- [10] AZZAOU K.A. (1983) – Etude lithostratigraphique. Sédimentologique et cartographique du Sénonien du jbel Sour (Haut Atlas de Marrakech). Mém. C.E.A. Univ. Caddi Ayyad, Marrakech.
- [11] AZZAOU K.A. (1984) - Le Sénonien du jbel Sour (versant Nord du Haut Atlas de Marrakech).Bull. Fac. Sci. Marrakech (Sect. Sci. Terre) 1984. 2 :102-104.
- [12] BATHUR (RGG). - (1971) – Carbonate sediment and their diagenesis. Elsevier. 620 p.
- [13] BEAUCHAMP J. et PETIT J.P. (1982) - sédimentation et taphrogénèse triasique au Maroc : l'exemple du Haut Atlas de Marrakech .Bull. Centres Rech., Explor. Prod. Elf Aquitaine, 7(1), pp.389-397.
- [14] BEAUCHAMP J. (1983) – Le Permien et le Trias marocains, quelques acquisitions récentes. Bull. Fac. Sci., Marrakech, num.spéc.1, Sec. Sci. Ter., pp.1-21, 8 Fig.
- [15] BEHRENS M., KRUMSIEK K., MEYER D.E., SCHAFFER A., SIEHL A., STETS J., THEIN J. et WURSTER P. (1987) – Sedimentations – abalones in Atlas – Golf (Kreide kustenbken) Marokko Geol.Rundsch ,67,pp.427-453.
- [16] BERTHOIS (1975) - Les roches sédimentaires. Etude sédimentologie des roches, (tectoniques et méthodes) .Ed. Doin. Paris, 278.
- [17] BIRON P.E. (1982) – Le Permo –Trias de la région de l' Ourika, Haut Atlas de Marrakech (Maroc).Thèse 3^e cycle, Grenoble1982.
- [18] BLUCK B. J. (1974) - Structure and directionnel properties of some Valley sandur deposits in southern Island. Sedimentology, 21, pp. 533 – 554.
- [19] BOUJO A. (1976)– Contribution à l'étude géologique du gisement de phosphate Crétacé–Eocène des Gontour (Maroc, Occidental).N.M.S.G.Maroc,n°262,227p,mém.Sci.Géol.43,227p
- [20] BOUMANE K. (1995) – Evolution tectonique et sédimentaire du bassin méso – cénozoïque d' Eriguita. Bordure Sud de la chaîne intracratonique du Haut Atlas (massif ancien de Marrakech, Maroc). 176 p. ,120 Fig.
- [21] BOURROUILH FG. (1990) – Diagenèse des carbonates de plate forme, récifs et mangroves en Atlantique et Pacifique. Thèse Uni. Pierre et Marie Curie, 190 p.
- [22] CAILLEUX A. et TRICART (1959)- Initiation à l'étude des sables et galets. Centre de documentation universitaire, Paris.
- [23] CAILLEUX A. et SOLEILHAVOUP F (1976) – Les kerkoubs, concrétions calcaires du Sud – Algérien. Géologie méditerranéenne, Tome II, n° 4, pp. 251 -264.
- [24] CHALLAI E. H. (1986) - Analyse séquentielles dans le Mio- Pliocène de la région de Tahnaout (Haut Atlas de Marrakech, Maroc). Journées géologiques et minières marocaines. R abat, résumé, p.9.
- [25] CHALLAI E. H. (1987) - Quelques aspects de l'encroûtement carbonaté du Néogène du versant septentrional du Haut Atlas (Marrakech Maroc). Coll. P.I.C.G., U.N.E.S.C.O., n° 210, p.37.
- [26] CHILLINGAR G.V. BISSEL H. J. et WOLF K.H. (1967) - diagenesis of Carbonate rocks. In: diagenesis in sediments (LARSEN G. and CHILLINGAR G.V. Ed.).Develop. Sedimentology, 8,p. 179-322.
- [27] CHILINGAR G.V., BISSEL H. J. et WOLF K.H. (1979) - Diagenesis of Carbonate sediments and epigenesis (or catagenesis) of limestones. In Digenesis in sediments and sedimentary rocks, LARSEN G. et CHILINGAR G. V. Ed. Develop. Sedimentology, p.247-422.
- [28] CHOUBERT G. (1947) - L'accident majeur de l'Anti-Atlas. C.R.Acad.Sci.Paris, 224,16, pp.1172-1172.
- [29] CHOUBERT G. et SALVAN H. (1950) – Essai paléogéographique du Sénonien au Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n°157,332 p.
- [30] CHOUBERT G. et MARCAIS J. (1956) - Les grands traits de la géologie du Maroc. Introduction géologique au lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n°134.
- [31] CHOUBERT G. et FAURE – MURET A. (1962)- Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. In livre, Mém., P, Fallot .Mém. h. Serv. Soc.Géol.Fr.1, pp.447-527.
- [32] COUVREUR G. (1979)- Conditions naturelles, peuplement et genre dans le Haut Atlas (Maroc), Méditerranée n°1 et 2, pp.23-25.
- [33] CLIFFON H. E., HUNTER R. E. et PHILLIPS R. L. (1971) – Depositional structures and processus in the non barred high energy near – shore. J. sediment. Petrol. 41, pp. 651 – 670.
- [34] CUSSEY R., DURIF P., ETIENNE J., REULET J., BOUROULIEC J., DELOFFRE R., ELLOY R. et FOURNIE D., (1975) – Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés, 1 Elf- Aquitaine .173 p., p.108, pl.61.
- [35] DAOUDI L. DECONINCK J.F. BEAUCHAMP J. et DEBRABANT P. (1988). Minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé. Comparaison avec le domaine Est- Atlantique voisin. Ann. Soc. Géol. Nord, T. CVII, pp 23-25.
- [36] DEBRACH J. (1953)- Notes sur le climat au Maroc Occidental, Maroc médi.t.32, n°342.pp.1122- 5 Tab., 5 Fig.
- [37] DELFAUT J. (1972) – Application à l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. Exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. Mém.B.R.G.M.77, pp.593 -611.

- [38] DELFAUT J. (1974) – Typologie scalaire de la séquence sédimentaire en fonction de milieu de dépôt. Bull. Soc. Géol.Fr. 7, XVI, n°6, pp.643- 650.
- [39] DELFAUT J. (1976) –Fondements d'une lithostratigraphie scalaire : séquences et discontinuités sédimentaires. Bull. Soc. Géol. Fr.
- [40] DELFAUT J. (1986) – Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquence pour les associations biologiques. Bull. Centre Tech. Explor. Pro. Elf – Aquitaine, 10, 2, pp.509-0535.
- [41] DELMAS M .R. (1975) – la formation et l'évolution des micrites et dolomicrites. Bull ; Centre Rech. Pau – SNPA, 9 , PP . 77 – 97.
- [42] DRESEN G. (1983) – Aus detmold –Bruchtekhout faltun und schollebean , Im Westlien Hohen Atlas –bei Marakeechy Marokko – Pnaugural- dissertation – zun erlargung der doktourird der rhein Hohen mathemm –naturen facultat der rheinisch , Friedruch – Wilhelows Unistat Zn Bonn.1-344p.
- [43] DRESH J. (1941) – Recherche sur l'évolution du relief dans le massif central du grand Atlas, le Haouz et le Souss. Imprim. Arrault. Edi. , Tour. 712 p.
- [44] DRESNAY DU R. (1971) – Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moy. Bull.Soc. Géol. France ,13(7), pp.46-56.
- [45] DRESNAY DU R. (1972) – Sédiments carbonatés inter – cotidaux et supra- cotidaux du Lias inférieur dans le domaine atlasique marocain. C. R. Acad. Sci. Paris, V. 275, Ser. D, pp.34.
- [46] DRESNAY DU. R. (1976) – Signification paléoclimatique paléogéographique de la présence de structures en Tipis, au Lias inférieur, dans le domaine des chaînes Atlasiques du Maroc. Rev. Fac. Sci. Marrakech, n° 183 (1985).
- [47] DUFFAUD F.C. BRUN L. et PLANCHUT B. (1966) – Le bassin du Sud – Ouest Marocain. In : D .Reyre (Ed.). Bassins sédimentaires du littoral Africain, Assos. Serv. Géol.
- [48] Afr., Paris, 1 ère Partie, pp. 5-12.
- [49] DUNHAM R. J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir, p.108-121.
- [50] DUNHAM R. J. (1969) – Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian). New Mexico and Texas. In: Depositional Environments in Carbonate Rocks: a symposium. FRIDEMAN G. M. Ed. S.E.P.M., Spes. Publ. 14, p. 182-191.
- [51] DUNOYER de SEGONZAC G. (1986) – The birth and development of the concept of diagenesis (1866- 1966). Earth. Sci. Rev., 4, p. 153-201.
- [52] DUNOYER de SEGONZAC G. (1969)- Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mém.Serv.Carte Géol. Als. Lor.29. Strasbourg, 230 p .
- [53] DURAND M. (1978)- Paléocourant, reconstitution paléogéographique:l'Exemple du Buntsandstein des Voges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). Sc. Terre, Nancy, 22(4).PP.301-390.
- [54] DUTOUR A. (1961) – Formations alluviales et terrasses du Quaternaire moyen dans le Haouz de Marrakech (Maroc) phys. Géol. Mém. pp.103- 116.
- [55] FLOQUET M. (1984) - discontinuités sédimentaires et corrélation : Exemples dans le Crétacé supérieur mésogéen et atlantique. Bull. Serv. Carte. Géol. France, (7), t. XXVI, n° 6, pp. 1211- 1221. FLOQUET M. (1989) – Barres calcarenitiques tidales lors de la transgression marine dans le Golfe Cantabrique au Cénomanién moyen (Espagne du Nord) . Bull. Soc. Geol.Fr. , t. V, pp. 1003 -1013.
- [56] FLOQUET M. (1991) – La plate forme Nord- Castillane au Crétacé supérieur (Espagne) .Arrière pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. Sédimentation et vie .Mém. Géol. Univ. Dijon. 14,925p.
- [57] FOLK R. L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 43, p. 1-38.
- [58] FOUCAULD CH. De (1988) – Reconnaissances au Maroc (1883-1884), XVI, pp. 495, 4 photos. Atlas de 20 feuilles 1/2500 000, chalamel Ed. Paris.
- [59] FRIEDMAN G. M. (1967) – Dynamic processes satiscal parameters compared for size frequentary distrubition of beach and river sand .Journal of sedimentary petrology, Vol.37, n° 2, pp. 327-394.
- [60] ELYOUSSI M. (1986)- Sédimentologie et paléogéographie du Permo –Trias du Haut Atlas Central (Maroc). Thèse 3é cycle, Grenoble.
- [61] GAVISH E. et FRIDEMAN G.M. (1969) – Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: Sequence and time scale. Jour. Sed .Petrol, 39, p. 980 – 1006.
- [62] HALOUL (1986) – Contribution à l'étude du milieu et de la végétation du bassin versant de l'oued Reheraia (Haut – Atlas de Marrakech). Thèse 3é cycle de Marrakech, 123p.
- [63] HANSHAW B.B., BACK W. et DEIKE R.G. (1971)- A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water. Econ.Geol, 66, p. 710-724.

- [64] IZART A. (1990).- Dynamique des corps sédimentaires classiques dans les bassins carbonifères de la méséta marocaine. Thèse habilitation, Univ Bourgogne, 357.
- [65] JACOBSHAGEN V. (1986) – Zur Baugeschichte des Hohen Atlas (Morokko). Berliner Geowiss .Abh. (A), 66, p. 433 -454.
- [66] JENNY J., LE MARREC A. et MONBARON M. (1981)- Les couches rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas Central (Maroc) : corrélation lithostratigraphique, élément de datation et cadre tectono- sédimentaire. Bull.Soc. Géol. France, (7), t. XXIII, n°6, p.627-639,6 Fig.
- [67] KAZI –TANI (1986) – Evolution géodynamique de la bordure Nord –Africaine, le domaine intraplaque Nord Algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse da Doctorat Es Sci. , Pau, 877p.
- [68] KINSMAN D. J. J. (1969) - Model of formation Sedimentary association and diagnostic Features of Shallow Water and supratidal evaporates. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 53, 4, pp-830 -276.
- [69] KLEIN G. (1977) – Tidal circulation model for deposition of clastic sediment in and mioclinal Sheff seas. Sediment. Géol. 18, pp. 1 – 12.
- [70] KLUPFEL W. (1971) – Uber die sedimente der flaschsee in Lothringer Jura. Geol. Bd, 7, pp. 97 -109.
- [71] LAND L.S. (1985) –Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. Sedimentology, 24, p.411-424.
- [72] LEMOINE P. (1905) – Mission dans le Maroc occidental. Comité du Maroc, Paris. 224 p.
- [73] LOMBARD A. (1953) – Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. Essai de synthèse. Rev. I.F.P., n° spec.
- [74] LOMBARD A. (1956) – Géologie sédimentaire. Les séries marines.
- [75] LOMBARD A. (1972) – Les séries sédimentaires. Genèse et évolution. Paris. Masson et Cie
- [76] LUCAS G. CROS P. et LAND J. (1976) – Les roches sédimentaires 2 : Etude microscopiques des roches meubles et consolidées. Doin Ed., 503p.
- [77] MANGIN J.PH. (1956) – La séquence unité et les séries sédimentaire. Dev. In sedm. Vol. 1, pp.219 -274. Elsevier.
- [78] MATTAUER M. TAPPONNIER P. et PROUST F. (1977) – Sur les mécanismes de formation de chaînes intracontinentales : l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bull. Soc. Géol. France. (7), t. XIX, n°, pp.521-526.
- [79] MC BRIDE et THOMSON (1970) – The Caballos Novaculite, Marathon region, Texas. Geol. Sci. Am. , spec. Paper, 122, p. 129.
- [80] MIAL A. D. (1977) – A review of the braided river depositional environment . Earth Sci . Rev. 13, pp. 1 -62.
- [81] MICHARD A. (1939) – Description géologique des montagnes à l'Est du Marrakech. Notes Serv. Géol. Maroc, 51,438 p.
- [82] MICHARD A. (1976)- Elément de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n°252,408p.
- [83] MILLOT G. (1960) – Silice, silex, silicification et croissance des cristaux. Bull. Serv. Carte. Geol. Als. Lorr., 13, 4, p.1-30 .
- [84] MILLOT G. (1965)- Géologie des argiles, altération, sédimentologie, géochimie. Masson, Paris, 499 p.
- [85] MILLOT G., LUCAS J. et WEY R. (1963) – Researches on evolution of clay minerals and argillaceous and siliceous neoformations. Clays and Clay Minerals (10 th nat. Conf. 1961), p.399- 412.
- [86] MILLOT G., BOCQUIER G. et PAQUET H. (1976)- Géochimie et paysages tropicaux. La Recherche, 65, p.236-244.
- [87] MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A., et TARDY Y., (1977) L 'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtement carbonatés en pays subaride Anti Atlas, Maroc. Sci. Geol. Bull. , Strasbourg, t. 30, fasc. 3, 10 fig. 3pl., pp.129 – 152.
- [88] MONBARDON M.(1982) - Précision sur la chronologie de la tectogénèse atlasique : Ex du domaine atlasique mésogéen du Maroc. C.R. Acad.Sc. Paris, t294, pp.883-886.
- [89] MULLER G. (1971) - Gravitational cement: an indicator for the vadose zone of the subtidal diagenetic environment. In: Carbonate cement, BRICKER O.P. Johns Hopkins Press, Studies in Geology, 19, p.301 – 302.
- [90] PATCHERE (DE) PH. (1983)- Le volcanisme permien et fini triasique dans le Haut – Atlas de Marrakech (Maroc). Thèse 3é cycle, Grenoble 203p.
- [91] PAQUET H. (1970) – Evolution géochimiques des éléments argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranés, tropicaux à climat contrastés. Mém. Serv. Carte geol. Als. Lorr. Strasbourg, Vol 30, 29 fig., 65 tabl., 212 p.
- [92] PETTIJOHN F. J. et POTTER P.E. (1964) – Atlas and glossary of primary Sedimentary structures. Spriger – VERLAG, Berlin. Gottingen.
- [93] PROUST F. (1973) – Etude stratigraphique, pétrographique et structural du bloc oriental du massif ancien du Haut Atlas (Maroc). Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 34, n°254, pp.15-23.
- [94] PURSER B. H. (1972) - Subdivision et interprétation des séquences carbonatées. In : Coll. Méthodes et tendance de la Stratigraphie, Orsay, 1970, Mém.B.R.G.M. , P.679-698.
- [95] PURSER B.H. (1973a) – Relation entre les caractéristiques lithologiques pétrographiques des roches carbonatées. Synthèse bibliographique. Entreprise. Rech. Activ. Pétrolières (E.R.AA.), Inst. Fr. Pétrol. , raf. 21558, 243 p.
- [96] PURSER B.H. (1973b) – Sedimentation around bathymetric highs in the Southern Persian Gulf , PURSER B.H. Ed., Springer – verlag , Heidelberg , p. 157- 178.

- [97] PURSER B. H. (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du jurassique moyen de Bourgogne. Thèse d'Etat, Paris XI – Orsay, France, 383 p.
- [98] PURSER B.H. (1980) – Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. t.1, pub.Inst. Fr. Petrol, 366 p.
- [99] RAZGALLAH S., PHILIP J., THOLEL G., ZAGHBIB – TURKI D., CHAABANI F., BEN ALI N. et M'RABIT A. (1994) – La limite Cénomano- Turonien en Tunisie Centrale et méridionale : biostratigraphie et paléoenvironnements. *Cretaceous Research*, 15, p. 507-533.
- [100] REIGERS T.J.A. et HSU K.J. (1986) – Manual of Carbonate Dolomite. *Jour. Sedim. Petrol.* , 56, 2, p. 237 -247.
- [101] REINECK H.E. et SINGH I.B. (1980) – *Depositional Sedimentary Environment*, Berlin, Springer – Verlag. 549 p.
- [102] RHALMI M. (2000) – Le Cénomano - Turonien au Sud du Haut Atlas Central marocain (bassin de Ouarzazate) et Errachidia – BOUDNIB – Erfoud) sédimentation, stratigraphie et diagenèse. Thèse de Doctorat Es Sci. pp.113- 137.
- [103] RIO (1982) –Les accidents siliceux dans le Crétacé du bassin vocontien (Sud – Est de la France). Contribution à l'étude de la silicification des formations calcaires *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 84, 178 p.
- [104] ROLLY J. P. (1973) –Etude géologique de l'Atlas d'Afour, Haut Atlas Central. Maroc, Thèse 3^e cycle, Univer., Grenoble.
- [105] SALVAN H. (1984) – Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques et paléoclimatiques. Quelques réflexions. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 25, p. 187 -203.
- [106] SCHAER J. P. (1966) – Aspect de tectonique dans le bloc ancien du Haut Atlas. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, pp.2353-2355.
- SHARMA (1965)–Formation of silica cement and its replacement by carbonates. *Jour. Sed. Petrol.* , 35, 3, p. 733 -745.
- [107] SCHROEDER J.H (1973) –Submarine and vadose cements in Pleistocene Bermuda Reef Rock. *Sedim. Geol.*, 10, p.179 - 204.
- [108] SHEARMAN D. J. (1978) – Les faciès évaporitiques de sebkha ; in dépôt évaporitiques. Illustration et interprétation de quelques séquences. *Technique*, Paris, p 19 .6 pl.
- [109] SHINN E. A. (1983) - bird's eyes, Fenestrae, Shrinkage pores, and Loferites: a reevaluation. . *Jour. Sed. Petrol.* , 53, 2, p. 179 -204.
- [110] SKINNER H. C. W. (1963) – Precipitation of calcian dolomites and magnesium calcites in the SE of South Australia. *Am. Jour. Sci.*, 261, p. 449- 472.
- [111] TAJ-EDDINE K., REY J. et DRESNAY DU R. (1995) – Le Jurassique terminal et Néocomien dans le bassin de Safi et d'Essaouira .Livret guide .V^eme Cont. Sc. International. P.I.C.G.U.N.E.S.C.O. Marrakech.
- [112] THIerno O. B. (1993) –Le jurassique du versant Nord du Haut Atlas de Marrakech (zone des cuvettes" d'Ait Ourir) : Sédimentologie, Analyse séquentielle et paléogéographique n°9346. Thèse 3^e cycle.
- [113] THIRY M., KOENIGUER et MENILLET F. (1988) – Les silicifications de surface : la typologie et les outils de leur interprétation. *Bull. Inf. Assoc. Geol. Bassin Paris*, 25, p. 5-14.
- THOMSON (1899) – The geology of Southern Morocco and the Atlas Mountains. *Quarter. Jour. Geol. Society. London*, 55, P.
- [114] THOMSON A. M. (1970) – Tidal flats deposition and early dolomitization in upper ordovicien Rochs of Southern appalachien valley and ridge. *Jour. Sed. Petrol. V. 40*, n° 4 ,pp. 1271 – 1286.
- [115] TUCKER M.E. ET WRIGHT V.P. (1990) – Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publication, Oxford, 482p.
- [116] TUCKER M.E. (1991) – sedimentary Petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks. 2nd Ed, Blackwell Scientific Publication, Oxford, 400p.
- [117] TUCKER M.E. (1993) - Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy, *Sedim. Rev.*, 1, p. 51-72.
- [118] VAN HOTEN F. B. (1977) – Triassic Liasic deposits of Morocco and eastern North America:
- [119] Comparison .A.A.P.G. Bull., 61, p. 79- 99.
- [120] WALLACE M.W. (1990) – origin of dolomitization on the Bardwire Terrace, Canning Bassin, Western Australia. *Sedimentology* , 37 , p. 105 -122.
- [121] WILLIAMS L.A., PARKS G.A. et CREBAR D.A. (1985a) – Silice Diagenesis. I- Solbility controls. *Jour. Sedim. Petrol.*, 55,3, p.301-311.
- [122] WILLIAMS L.A. et CREBAR D.A. (1985 b) - Silice Diagenesis. II- General macanisms. *Jour. Sedim. Petrol.*, 55,3, p.312-321.
- [123] WURSTER P. et STETSJ. (1982)– Sedimentation in the Atlas Gulf. II: Mid – Cretaceous events. In: *Geol. Afr.Cont. Margin*. Springer – Verlag, p.439-45.
- [124] YAPAUDJIAN L. (1972) – Une approche actualiste en géologie sédimentaire (B.R.G.M., Quelques données d'interprétation des séquences de plate forme). *Mém. Fr.*, n°77, pp. 715 –744.