# Étude sédimentologique des dépôts carbonatés continentaux de type palustre de la région de Tajerouine, Nord-Ouest de la Tunisie

Naoufel GHANNEM <sup>1, 2</sup> Faouzia TLILI <sup>1, 3</sup> Chadia RIAHI <sup>1, 4</sup> Kamel REGAYA <sup>1, 5</sup>

**Résumé**: Les calcaires palustres d'âge quaternaire (Pléistocène moyen et supérieur), objet de cette étude, se trouvent au niveau du massif El Gara Tajerouine (Nord-Ouest de la Tunisie). L'étude de ces dépôts à différentes échelles, macroscopique (description lithologique) et microscopique (pétrographie et minéralogie), montre qu'ils ont une structure tabulaire tout en reposant en discordance angulaire sur la série marno-calcaire de l'Aptien-Albien. Ces dépôts montrent également des variations latérales et verticales de faciès : conglomérats, calcaires et stromatolithes. Enfin, l'épaisseur des couches tend aussi à augmenter progressivement d'est en ouest et vers le sud de la zone d'étude. En raison de fluctuations de la nappe phréatique, ces carbonates ont subi des périodes d'inondation et d'émersion périodiques provoquant de nombreuses modifications par une pédogenèse d'émersion plus ou moins profonde (nodulisation, traces de racines, pseudo-microkarst), celles-ci influant sur les cimentations au cours de la diagenèse (alternances de ciment phréatique et vadose) qui justifient l'appellation des calcaires palustres.

Mots-clefs : Palustre ; stromatolithes ; pseudo-microkarst ; pédogenèse ; émersion.

**Citation:** GHANNEM N., TLILI F., RIAHI C. & REGAYA K. (2016).- Étude sédimentologique des dépôts carbonatés continentaux de type palustre de la région de Tajerouine, Nord-Ouest de la Tunisie.- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 16, n° 4, p. 43-59.

Abstract: Sedimentologic study of palustrine continental carbonate deposits of the Tajerouine area, NW Tunisia.- The palustrine limestones of Quaternary (Middle to the Late Pleistocene) age described in this study are located in the El Gara massif Tajerouine (Northwest of Tunisia). The study of these deposits at different scales, both macroscopic (lithological description) and microscopic (petro-graphy and mineralogy), shows that they have a tabular structure and an angular unconformity contact on the marly – calcareous series from the Aptian-Albian. They show lateral and vertical changes in facies, including conglomerates, limestones and stromatolites. Layer thickness tends to increase gradually from East to West and also to the South of the study area. Because of fluctuations in the groundwater table, these carbonates have undergone periods of flooding and emersion, causing many pedogenic changes. The nature of these changes was controlled by the height of emersion (nodulisation, roots traces, pseudo-microkarst). These pedogenic changes in turn affected cementation during diagenesis (alternations of phreatic cement), justifying the rock classification as palustrine limestone.

Key Words: Palustrine; stromatolites; pseudo-microkarst; pedogenesis; emersion.

#### 1. Introduction

Les accumulations carbonatées continentales présentent un grand intérêt dans la reconstitution des conditions climatiques et environnementales au cours du Quaternaire. En effet, ces dépôts sont capables de fossiliser ces conditions au cours de leur formation, ce qui a fait l'objet d'un grand nombre d'études au cours des 30 dernières années (FREYTET & PLAZIAT, 1982; GOUDIE, 1983; PLATT, 1989; SPÖTL & WRIGHT, 1992; PLATT & WRIGHT, 1992; CERLING & QUADE, 1993; WRIGHT *et al.*, 1995; FREYTET *et al.*, 1997; ARMENTEROS *et al.*, 1997; ALONSO-ZARZA & Calvo, 2000 ; Alonso-Zarza, 2003 ; Armenteros & Huerta, 2006 ; Wright, 2007 ; Alonso-Zarza *et al.*, 2011, entre autres).

Sur le territoire tunisien, pays caractérisé par son climat à dominance aride et semi-aride, les accumulations carbonatées continentales sont omniprésentes et variées. Il s'agit notamment : A) de calcaires lacustres et palustres; B) de tufs et travertins d'origine essentiellement organique et rencontrés à proximité des sources hydrothermales; et puis C) de croûtes calcaires de type calcrète, à caractères pédologiques et diagénétiques.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Université de Carthage, Faculté des Sciences de Bizerte, 7021 Zarzouna, Bizerte (Tunisie)

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> ghannemnaoufel@gmail.com

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> faouzia\_tlili@hotmail.com

<sup>4</sup> chadiariahi@gmail.com

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> regayakamel@yahoo.fr

Manuscrit en ligne depuis le 1 avril 2016

<sup>[</sup>Éditeur : Bruno GRANIER ; éditeur linguistique : Michel HENNEBERT]



Figure 1 : Localisation géologique de la zone d'étude. Figure 1: Geological location of the study area.

Les croûtes calcaires ou calcrètes, quaternaires ou anciennes (paléocroûtes éocènes), ont fait l'objet de nombreuses études tant sur le plan sédimentologique que stratigraphique, aussi bien par les géologues (JAUZEIN, 1967; ABDELJAOUED, 1992; SASSI *et al.*, 1984; REGAYA, 1983, 1992, 2000) que par les pédologues (BLANCANEAUX *et al.*, 1983; TOUMI, 1990, entre autres), ou encore du point de vue géomorphologique (COQUE, 1962; BEN OUEZDOU, 1995). En revanche, les travaux concernant les calcaires lacustres et palustres sont rares (ABDELJAOUED, 1992 ; REGAYA, 2000 ; OURARI, 2005). Pourtant, ces formations lacustres et palustres sont d'un apport important aussi bien sur le plan paléoclimatique que paléogéographique régional.

Dans le présent travail, ce sont les calcaires palustres d'âge quaternaire, Pléistocène moyen et supérieur (BEN HAJ ALI *et al.*, 1988) de Tajerouine, Nord-Ouest de la Tunisie, qui font l'objet de notre étude lithologique, minéralogique et pétrographique, et ce dans le but de décrire leur morphologie et d'expliquer les mécanismes de leur formation.



Figure 2 : Vue panoramique de la partie est du massif El Gara. Figure 2: Panoramic view of the eastern part of El Gara moutain.

## 2. Matériel et méthodes

#### 2.1. Présentation de la zone d'étude

La région de Tajerouine est située entre l'Atlas Central et l'Atlas Septentrional de la Tunisie, juste à la limite de la zone des diapirs et de celle des fossés d'effondrement. Cette région est dominée par des structures plissées comme celles de Jebel Slata et l'anticlinal d'El Gara plus au nord. Cet anticlinal, dont le cœur est occupé par la série marno-calcaire d'âge crétacé, Apto-Albien (BUROLLET & SAINFELED, 1956), est érodé au niveau de sa charnière (Figs. 1 - 2) formant une vaste plaine alluviale prise en étau entre l'Oued Serrat et l'Oued Mellègue. Les dépôts palustres d'âge quaternaire, Pléistocène moyen et supérieur (BEN HAJ ALI et al., 1988), de la région de Tajerouine viennent ainsi se déposer au niveau de cette plaine, en discordance angulaire sur la série apto-albienne sous-jacente (Fig. 3). Ces dépôts palustres montrent une morphostructure originale correspondant à un plateau assez régulier perché au milieu de cette plaine alluviale. Ce plateau disségué par l'érosion possède une forme générale elliptique couvrant une superficie de 8 km<sup>2</sup> environ et présentant des faciès variés (conglomérats, stromatolithes, calcaires, silts) couronnés par une barre carbonatée sommitale formant une corniche bien visible dans le paysage. Les séries crétacées sont affectées par de nombreuses et diverses failles transversales et obligues, dont les principales ont une direction subméridienne, sans effet sur le relief du substratum des calcaires (Fig. 1).

## 2.2. Techniques analytiques

Dans le cadre de cette étude, la méthodologie utilisée combine celles adoptées par les sédimentologues, les pédologues et les géographes. Plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées pour déterminer les aspects géologiques de la région choisie. Une description détaillée des coupes représentatives de ces formations carbonatées a été faite en insistant sur les variations latérales et verticales des faciès. En fonction de ces changements, nous avons prélevé des échantillons susceptibles d'être analysés au laboratoire.



#### Figure 3 : Discordance angulaire. Figure 3: Angular unconformity.

La calcimétrie a été menée grâce au calcimètre de BERNARD dont la précision est de l'ordre de 10%. L'analyse minéralogique de la roche totale et de la fraction argileuse a été réalisée à l'aide de diffraction des rayons X (cf. THIRY et al., 2013). L'étude des minéraux argileux nécessite l'obtention de trois lames de matériel orienté par décantation sur une lame (cf. ROBERT, 1975; BRINDLEY & BROWN, 1980): une lame qui restera à l'état brut, sans traitement, c'est la donnée dite normale (N) ; une lame chauffée (CH) pendant 2 heures à une température comprise entre 500 et 600 °C ; une lame glycolée (G). Des estimations semiquantitatives ont été réalisées sur les diffractogrammes de rayons X de la fraction argileuse. Cette opération nous permet d'avoir une vision comparative sur le pourcentage de chaque minéral argileux présent dans les roches ana-lysées.

Pour pouvoir observer les microfaciès et en particulier les microstructures (VERRECCHIA & FREYTET, 1989), des lames minces ont été confectionnées (*cf.* HUMPHRIES, 1992, pour le protocole).

#### 3. Résultats

Dans le cadre de cette étude, 9 coupes ont été étudiées et échantillonnées le long de ravins entaillant les dépôts palustres d'El Gara (Tajerouine) (Fig. 1) :

## 3.1. Coupe M

#### 3.1.1. Étude lithologique

Cette coupe a été levée dans la partie la plus méridionale des dépôts palustres (GPS : 35° 55' 57,56" N, 8° 23' 47,08" E). Elle montre, de bas en haut la succession suivante (Figs. 4 - 5) :

- une boue carbonatée mal lithifiée de couleur blanc rosâtre, faiblement indurée et azoïque (M1);
- un calcaire induré, de couleur beige, faiblement oxydé à la base, épais de 2 cm (M2);
- une boue calcaire mal lithifiée, indurée, très oxydée, contenant des traces de végétation et quelques débris d'apport terrigène sur une épaisseur de 15 cm (M3);
- un calcaire massif très induré, avec présence des vides centimétriques qui sont remplis de calcite, très oxydé, de couleur beige, épais de 30 cm (M4);
- un calcaire très induré, comportant des cavités vacuolaires remplies de calcite. Sa base contient un dépôt gréseux, de couleur beige foncée, épais de 10 cm (M5);
- un calcaire très vacuolaire, à comblement des vides par de la calcite, contient quelques grains millimétriques à centimétriques d'origine terrigène. Ce calcaire de couleur beige épais de 15 cm (M6);
- un calcaire peu induré, avec quelques taches d'oxyde de fer sur fond beige,avec une épaisseur qui varie entre 10 et 20 cm (M7);
- 8. un calcaire très induré, massif, dont tous les vides sont remplis par de la calcite, de couleur beige, épais de 40 cm (M8).

Ces calcaires sont imprégnés ou enduits à leurs sommets par des traces d'oxyde de fer.



Figure 4 : La coupe M. Figure 4: Section M.



**Figure 5 :** Log représentatif des différents faciès de la coupe M. **Figure 5:** Lithofacies log of section M.

## 3.1.2. Étude pétrographique

Le niveau M 2 (Fig. 6.A-B) montre une microstructure d'ensemble de type wackestonepackstone. Le squelette est représenté par des grains de quartz (100 à 300 µm de diamètre, 30 à 40% de la roche totale), de minéraux opaques, de glauconite remaniée et de calcite. Les grains détritiques de calcite (10 % de la roche totale) sont très nets, avec un diamètre qui avoisine celui des grains de guartz. Les bioclastes sont matérialisés par de nombreux tests de foraminifères remplis de taches d'oxydes de fer qui seraient vraisemblablement d'origine bactérienne (VERRECCHIA, 1992). Les lithoreliques sont des fragments de roches d'âge crétacé. Quand aux pédoreliques, ce sont des nodules micritiques renfermant quelques micrograins de quartz. Les pédoreliques et lithoreliques sont entourées de vides concentriques assez larges, secondairement remplis de sparite diagénétique. Le contour des vides est souligné par des traces d'oxydes de fer. Tous ces éléments figurés sont inclus par une matrice micritique grise.

Le niveau M 5 (Fig. 6.C-D) expose une microstructure d'ensemble de type wackestone. Le squelette est représenté essentiellement par des grains de quartz (20% de la roche totale) de petite taille (50 à 80 µm de diamètre moyen) qui seraient d'origine éolienne. On enregistre quelques lithoreliques du Crétacé. Le tout est dispersé dans une matrice micritique grise assez compacte. Ce plasma est affecté par d'importantes fissures courbes et de craquelures, qui le découpent en nodules et micronodules homogènes donnant à la roche un aspect bréchique. Les nodules, comme les parois des vides, sont soulignés par des liserés comportant des accumulations d'oxydes de fer de couleur rousse. Certains nodules sont entourés d'une frange de sparite granulaire diagénétique, ellemême revêtue par le liseré d'oxyde de fer. Par endroits, des oncolithes sont caractérisés par des lits micritiques ou d'oxydes de fer de formes sinueuses, séparés par des franges sparitiques palissadiques. Ce sont vraisemblablement des encroûtements d'origine biologique.

Le niveau M 6 (Fig. 6.E) révèle une microstructure générale de type wackestone-mudstone. Les grains de squelette sont plus rares et la structure d'ensemble est complexe. La matrice est formée par une micrite grise débitée en nodules par des fentes courbes tapissées par un liseré d'oxyde de fer. À ce niveau on note aussi des trames sinueuses composées d'une alternance de lamines micritiques claires et d'autres plus claires, microsparitiques. Il s'agit sans doute d'une microstructure algaire calcifiée.

Le niveau M 7 (Fig. 6.F) manifeste également une microstructure générale de type wackestone-mudstone. Le squelette est représenté par des grains de quartz de petite taille (50 µm de diamètre), dont le tri semble être d'origine éolienne, et de quelques grains de glauconite de couleur rousse remaniée. Les lithoreliques se présentent sous forme de nodules irréguliers imprégnés d'oxydes de fer. Le fond matriciel micritique gris est affecté par des vides de formes complexes secondairement remplis partiellement par de la sparite.

Le niveau M 8 (Fig. 6.G-H) indique une microstructure complexe avec des oncolithes qui sont caractérisés par un cortex irrégulièrement concentrique autour d'un noyau micritique et des planchers constitués de microlits micritiques parallèles au substrat micritique ; cela rappelle la structure de tapis algaires. Il s'agit apparemment d'un niveau où la précipitation de la calcite est réalisée en association avec la croissance de cyanobactéries, en milieu submergé.

#### 3.1.3. Calcimétrie et minéralogie

Les résultats exprimés en pourcentage sont présentés dans le Tableau 1. Ils démontrent une teneur importante de CaCO<sub>3</sub>, comprise entre 65 et 92 % avec de plus faibles pourcentages limités aux niveaux M4 et M8.

La minéralogie de la roche totale (par diffraction des rayons X) révèle la prédominance de la calcite et accessoirement la présence de quartz et de minéraux des argiles. Dans la fraction fine, on trouve une association de quatre minéraux : kaolinite, smectite, chlorite et illite dont nous n'avons pas estimé les proportions.

Tableau1 :Pourcentagesdelacalcitedeséchantillons de la coupeM.

Échantillon	CaCO₃ (en %)
M 1	84,62
M 2	88,46
M 3	92,30
M 4	49,61
M 5	76,92
M 6	73,06
M 7	65,38
M 8	34,61

 Table 1: Calcite percentages of samples of section M.

## 3.2. Ensemble des coupes P

Cet ensemble de 6 coupes est situé au nordouest du dépôt calcaire (Fig. 1). En fait, elles se trouvent à l'extrémité ouest des affleurements et serviront de base à un transect de direction NE-SO, montrant des variations latérales des faciès (Figs. 7 & 11). Pour mettre en évidence ces passages latéraux de faciès et leur épaisseur, des coupes échelonnées de 200 m en 200 m ont été levées suivant ce transect.

## 3.2.1. Étude lithologique

## a) Coupe P 1

Cette coupe (GPS: 35° 57' 28,78" N, 8° 23' 35,20" E) (Figs. 7.A & 11) débute par un niveau conglomératique, de 50 à 60 cm d'épaisseur, à éléments détritiques polygéniques et hétérométriques (1 à 10 cm de diamètre) ; les gros galets sont arrondis et émoussés ; les plus petits sont pratiquement anguleux. Les éléments détritiques sont épars (debris flows) et pris dans une matrice silto-carbonatée blanchâtre et pulvérulente. Ce dépôt conglomératique est surmonté par un niveau carbonaté de 50 cm d'épaisseur, très induré, renfermant uniquement des éléments détritiques infracentimétriques. Ce niveau massif se débite localement en lits décimétriques affectés par des fentes verticales ayant l'apparence de mud-cracks. Au sommet, ce niveau s'enrichit à nouveau de galets arrondis et hétérométriques.

#### b) Coupe P 2

Cette coupe (GPS : 35° 57' 28,23" N, 8° 23' 38,76" E) (Figs. 7.B & 11) est constituée de 3 bancs carbonatés décimétriques, séparés par des discontinuités subhorizontales planes. Ces bancs sont généralement très indurés et affectés de fentes verticales. À la cassure, ces carbonates apparaissent riches en lithoclastes de natures variées et des bioclastes attestés par des débris de gastéropodes continentaux (Limnée et Hélix).

#### c) Coupe P 3

Cette coupe (GPS : 35° 57' 29,15" N, 8° 23' 29,13" E) (Figs. 7.C & 11) est subdivisable en deux niveaux :

- un niveau basal carbonaté de 50 à 80 cm d'épaisseur, plus ou moins induré, de couleur beige clair, renfermant des éléments détritique, dont la taille des particules varie de millimétrique à centimétrique. La structure générale de ces carbonates est complexe. On y distingue : 1) des intraclastes; 2) une réorganisation des carbonatesen nodules plus au moins jointifs ; et 3) une organisation autour de vides tubulaires subverticaux qui suggèrent l'existence de traces de racines ;
- un niveau sommital carbonaté constituant une barre nette dans le paysage. Cette barre de 70 cm d'épaisseur est nettement plus indurée que les dépôts carbonatés sous-jacents.

Ces deux niveaux sont séparés par une nette discontinuité plane.

#### d) Coupe P 4

Cette coupe (GPS : 35° 57' 32,45" N, 8° 23' 22,11" E) (Figs. 7.D & 11) débute par un niveau conglomératique de 20 à 30 cm d'épaisseur, à matrice carbonatée de couleur claire, qui est

surmonté par une barre carbonatée de 50 à 70 cm d'épaisseur, indurée à crayeuse qui semble correspondre à une craie de lac comme celles décrites ailleurs par FREYTET & VERRECCHIA (1989). Ces carbonates sont affectés par une forte densité de vides dont l'orientation d'ensemble verticale rappelle celles des pseudomicrokarsts (FREYTET & PLAZIAT, 1982). À ce niveau on a récolté de nombreux moules et tests de gastéropodes continentaux de taille variable (Hélix et Planorbe) (Fig. 8). De plus, ce niveau est caractérisé par la présence de nombreuses fentes verticales qui le débitent en prismes de tailles différentes.

#### e) Coupe P 5

Cette coupe (GPS: 35° 57' 34,69" N, 8° 23' 14,66" E) montre un niveau basal métrique, carbonaté, massif et conglomératique (Figs. 7.E & 11). Les galets polygéniques et hétérométriques sont dispersés dans une matrice calcaire très indurée (debris flows). Ce niveau forme une barre très nette dans le paysage et indique de nombreuses discontinuités physiques : A) vides de forme circulaire ou ovoïde dont les parois manifestent des revêtements calcitiques secondaires qui se distinguent par leur coloration blanche. Cette pellicule pouvant être comparée à une calcitane ; et B) des fissures planes, verticales et orthogonales, qui rappellent les "skew planes" de Brewer (1964) (Fig. 9). Le niveau sommital correspond à une barre carbonatée de 50 cm d'épaisseur.

**Figure 6** : Photographies des lames minces de la coupe M : M2 : A - B : Structure de type packstone. Présence des grains de quartz, de glauconite remaniée et de la calcite, avec des lithoreliques (fragments de roches anciennes) et des pédoreliques (nodules micritiques); M5: C - D: Structure de type wackestone. Présence des grains de guartz, des oncolithes dorigine algaire, des traces d'oxyde de fer et de la bréchification ; M6 : E : Structure de type wackestone-mudstone. La matrice formée par une micrite disséquée en nodules et des fentes courbes qui sont tapissés par un liseré d'oxyde de fer ; M 7 : F : Structure de type wackestone-mudstone. Présence des grains de guartz, de glauconite remaniée et des lithoreliques sous forme de nodules irréguliers d'oxyde de fer ; M8 : G - H : Structure complexe. Présence des oncolithes sphériques et une calcitisation en éventail

**Figure 6:** Photomicrographs of section M: **M2: A -B**: Wackestone-packstone structure. Presence of quartz, reworked glauconite and calcite grains, plus lithorelics (fragments of older rocks) and pedorelics (micritic nodules); **M5: C - D**: Wackestone structure. Presence of oncolith, iron oxide trace, brechification and quartz grains; **M6: E**: Wackestone-mudstone structure. The matrix is formed by micrite with presence of curved cracks lined by iron oxide; **M7: F**: Wackestone-mudstone structure. Presence of quartz, reworked glauconite grains and lithorelics (fragments of older rocks); **M8: G - H**: Complex structure. Presence of oncolith and calcite fans.





Figure 7: A: La coupe P 1; B: La coupe P 2; C: La coupe P 3; D: La coupe P 4; E: La coupe P 5; D: La coupe P 6.
Figure 7: A: Section P 1; B: Section P 2; C: Section P 3; D: Section P 4; E: Section P 5; F: Section P 6.

#### f) Coupe P 6

C'est la coupe la plus épaisse et elle représente la totalité des faciès rencontrés (GPS : 35° 57' 39,69" N, 8° 23' 09,35" E) (Figs. 7.F & 11). De bas en haut, on distingue :

- un conglomérat basal à galets de quelques centimètres de diamètre et des débris de roches anguleux. Sa couleur est jaune ocre et son épaisseur de 20 cm ;
- un calcaire assez induré, de couleur beige et de 25 cm d'épaisseur. Les vides de forme allongée sont tapissés d'oxydes de fer. Il s'agit encore d'une structuration diagénétique de type pseudo-microkarsts (FREYTET & PLAZIAT, 1982);



Figure 8 : Moule de gastéropode.
 Figure 8: Gastropod mold.



Figure 9 : Fentes planes et obliques (skew planes de BREWER, 1964). Figure 9: Planar and oblique cracks (skew planes of BREWER, 1964).



Figure 10 : Traces de racines (flèches en rouge) et pseudo-microkarst (flèches en bleu).

Figure 10: Roots traces (red arrows) and pseudo-microkarst (blue arrows).



Figure 11 : Corrélation des différents logs de la coupe P. Figure 11: Correlation of different lithofacies logs of section P.

- une craie ou boue carbonatée mal lithifiée, friable passant latéralement à une craie consolidée accompagnée par quelques apports terrigènes, de couleur beige gris et de 30 cm d'épaisseur ;
- un calcaire vacuolaire à pseudo-microkarst, peu induré, de couleur beige et épais de 50 cm ;
- 5. un niveau subdivisable en deux termes : A) le terme basal est graveleux, voire conglomératique, sinon bréchique. Les éléments détritiques y sont pris dans une matrice carbonatée peu indurée (érodée en surface laissant apparaître quelques éléments détritiques); B) le terme sommital est formé d'un banc calcaire de 30 à 50 cm d'épaisseur, très induré, comportant de traces de racines;
- un calcaire beige de 40 cm d'épaisseur, peu induré, montrant de vides subverticaux dénotant des traces de racines. La structure d'ensemble rappelle les pseudo-microkarsts (FREYTET & PLAZIAT, 1982) (Fig. 10). La base se débite en prismes ;

▶ Figure 12 : Photographies des lames minces de la coupe P (6) : P (6) 2 : A - B : Structure de type packstone. Présence des grains de quartz, de la glauconite remaniée et des minéraux opaques, avec des vides courbe concentrique; P (6) 5 : C - D : Structure générale complexe. Présence des grains de quartz, de la glauconite remaniée, des intraclasts, des lithoreliques et des pédoreliques; P (6) 6 : E - F : Structure générale de type packstone. Présence des grains de quartz, de quartz, de quartz polycristallin et de la glauconite remaniée ; P (6) 7 : G - H : Structure générale de type packstone. Le Présence des grains de quartz, de quartz polycristallin et de la glauconite remaniée.

**Figure 12:** Photomicrographs of section P 6: **P** (6) **2: A** - **B:** Packstone structure. Presence of quartz grains, reworked glauconite and opaque minerals with curved and concentric voids; **P** (6) **5: C** - **D:** Complex structure. Presence of quartz grains, reworked glauconite, intraclatsts, lithorelics (fragments of older rocks) and pedorelics (micritic nodules); ; **P** (6) 6: **E** - **F:** Packstone structure. Presence of quartz grains, reworked glauconite and polycrystalline quartz; **P** (6) **7: G** - **H:** Packstone structure. Presence of quartz grains, reworked glauconite and polycrystalline quartz.



- un calcaire massif induré, de couleur beige gris et d'épaisseur qui varie entre 10 et 20 cm ;
- 8. un conglomérat sommital pris dans un ciment carbonaté.

## 3.2.2. Étude pétrographique

Les observations microscopiques concernent uniquement les échantillons indurés prélevés au niveau de la coupe P (6) (Fig. 12) :

- le niveau P (6).2 (Fig. 12.A-B) montre une microstructure générale de type packstone. Le squelette est représenté par des grains de quartz (40% environ de la roche totale, 80 µm de diamètre moyen), de glauconite remaniée et des minéraux opaques. On note également la présence de lithoreliques, de pédoreliques et des bioclastes formés de tests de foraminifères et de tests d'ostracodes. La matrice micritique est de couleur grise.
- le niveau P (6).5 (Fig. 12.C-D) révèle une microstructure générale plus complexe. Le squelette est représenté par des grains de quartz (constituent 10% environ de la roche totale, 40 µm de diamètre moyen) et de glauconite remaniée. Ils sont associés à des lithoreliques et des pédoreliques dans une matrice micritique de couleur grise à jaunâtre.
- le niveau P (6).6 (Fig. 12.E-F) indique une microstructure générale de type packstone. Le squelette est représenté par des grains de quartz (40% environ de la roche totale, 80 µm de diamètre moyen), de quartz polycristallin et de glauconite remaniée. Les lithoreliques et les pédoreliques sont très rares.
- le niveau P (6).7 (Fig. 12.G-H) expose une microstructure générale de type packstone. Le squelette est représenté par des grains de quartz (40% environ de la roche totale, 80 µm de diamètre moyen), de quartz polycristallin. Les lithoreliques sont rares et la matrice est micritique de couleur grise.

#### 3.2.3. Calcimétrie et minéralogie

Les analyses calcimétriques et minéralogiques ont concerné uniquement les échantillons de la coupe P 6. L'étude calcimétrique est représentée dans le Tableau 2. On observe un taux important de  $CaCO_3$  (compris entre 62 et 88 %) relativement constant.

La diffraction des rayons X montre que la calcite est le minéral dominant, associé au quartz et aux minéraux des argiles qui correspondent aussi à l'ensemble : kaolinite, smectite, chlorite et illite. **Tableau 2 :** Pourcentages de calcite des échantillonsde la coupe P (6).

**Table 2:** Calcite percentages of samples of section P(6).

Échantillon	CaCO3 (en %)
P (6) 1	81,76
P (6) 2	69,18
P (6) 3	62,89
P (6) 4	82,38
P (6) 5	88,05
P (6) 6	75,47
P (6) 7	88,05

# 3.3. Coupe ST

## 3.3.1. Étude lithologique

À l'extrémité sud-est de l'affleurement des dépôts palustres de Tajerouine (El Gara), se trouve une formation stromatolithique à croûtes zonaires. Ces dépôts de 2 m d'épaisseur environ reposent directement sur la série marno-calcaire d'âge albo-aptien (BUROLLET & SAINFELD, 1956) (GPS : 35° 55' 50,48" N, 8° 24' 10,27" E).

Ce type de stromatolithe se présente sous forme d'une succession de bancs subhorizontaux, de 20 à 30 cm d'épaisseur, composés chacun de feuillets infracentimétriques plus ou moins discontinus, séparés par des vides plans discontinus (Fig. 13). Certains de ces vides sont tapissés par un revêtement de calcite blanche à grise, organisée en lits d'épaisseur inframillimétrique de couleur alternativement claire et sombre. Chaque fois que ce plancher peut être observé sur une surface horizontale, il apparaît affecté par des fentes de dessiccation le découpant en polygones de 5 à 10 cm de maille (Fig. 14). Par ailleurs, certains vides circulaires assez larges ont leur paroi couverte par une pellicule calcitique blanche. Les couleurs variées (ocre, rousse, voire lit de vin) des ensembles stromatolithiques sont dues à des oxydes de fer et vraisemblablement de manganèse (Fig. 15). Ces niveaux oxydés sont associés à des carbonates ocre jaune très altérés et présentant par endroits des veines calcitiques centimétriques de couleur blanche disposées horizontalement.

Au milieu de ces dépôts, s'intercale un niveau conglomératique de 20 à 30 cm d'épaisseur, formé de galets polygéniques, ne dépassant pas 5 cm de diamètre moyen.

Au sommet de cet ensemble stromatolithique, la séquence se termine par : A) un niveau carbonaté de 20 à 30 cm d'épaisseur, de couleur gris foncé associé à des traces d'oxydes de fer et de manganèse, et B) d'un niveau travertineux décimétrique à structure en gerbes composées de tubules millimétriques jointifs, dressés à la verticale d'origine vraisemblablement végétale.



Figure 13 : Bancs de la coupe ST à structure laminée interprétée comme stromatolithe. Figure 13: Exposure of section ST with laminated structure interpreted as a stromatolite.



Figure 14 : Fentes de dessiccation. Figure 14: Desiccation cracks.



Figure 15: Traces d'oxyde de fer et de manganèse. Figure 15: Iron and manganes oxide traces.

## 3.3.2. Étude pétrographique

D'un point de vue microscopique, les stromatolithes montrent des microstructures complexes de type boundstone à l'intérieur d'un sédiment boueux (Fig. 16).

Le squelette est formé de grains de quartz de petite taille de 20 à 50 µm de diamètre moyen piégés entre les trames algaires. La matrice est composée d'une micrite gris foncé contenant également des grains de quartz toujours de petite taille. Elle est riche en éléments à microstructure stromatolithique, engendrant des ooïdes et des oncolithes, de formes et de tailles variables :

- les nodules de forme arrondie ou ovoïde sont constitués d'un noyau micritique englobant quelques grains de quartz et d'un cortex constitué par des trames longtemps qualifiées d'algaires;
- les oncolithes montrent un noyau également micritique mais plus réduit par apport au cortex qui est constitué par des bandes sparitiques d'épaisseur variable et de formes complexes : denticulées, en dômes, en colonnettes, *etc.* permettant de définir des microséquences ;
- les ooïdes sont des grains bien arrondis et de petite taille (200 à 300 µm de diamètre). Ils sont constitués d'un nucléus très réduit et de plusieurs couches corticales concentriques. Ces ooïdes sont aussi d'origine cyanobactérienne (FREYTET & VERREC-CHIA, 1989).



Figure 16 : Photographies de lame mince de la coupe ST : Structure complexe, avec présence de grains de quartz de petite taille et montre des laminations alternativement claire et sombre et un ciment sparitique indice d'une diagenèse de type phréatique.

Figure 16: Photomicrographs of thin section from section ST: Complex Structure, with presence of small quartz grains. Alternating light and dark laminations and sparitic cement indicates phreatic diagenesis.



Figure 17 : Dépôts conglomératiques de la coupe CG cimentés par diagenèse subaquatique. Figure 17: Conglomeratic deposits of the section CG cemented by subaquatic diagenesis.

La matrice est affectée par une fissuration discontinue, le plus souvent comblée, totalement ou partiellement par de la sparite drusique, indice d'une diagenèse de type phréatique.

#### 3.4. Coupe CG

#### Étude lithologique

Les dépôts conglomératiques se trouvent essentiellement à l'extrémité nord-est du bassin de sédimentation carbonatée qualifiée de palustre (GPS : 35° 57' 34,22" N, 8° 24' 21,77" E) (Fig. 1), ce que confirme la coupe CG dont les dépôts à galets et graviers calcaires reposent directement sur la série marno-calcaire d'âge apto-albien (BUROLLET & SAINFELD, 1956).

Ces dépôts conglomératiques, dont l'épaisseur varie ici entre 2 et 3 m, sont composés essentiellement de galets hétérométriques arrondis (1 à 50 cm de diamètre) déposés en vrac à la base (debris flow) et stratifiés vers le sommet, formant des bancs de 10 à 50 cm, de nature essentiellement carbonatée, intercalée des sédiments sablo-silteux (Fig. 17). Lorsqu'on se déplace vers le sud-ouest, la fréquence des éléments détritiques diminue progressivement, laissant place à des alternances de marnes et calcaires et des tufs.

#### 4. Discussion et interprétation

L'étude détaillée de ces dépôts carbonatés a permis de montrer une variation latérale de faciès qui correspond à un épaississement progressif vers l'ouest : de 1 à 2,5 m d'épaisseur (Fig. 11). Cette prédominance des carbonates sous la forme d'une matrice boueuse (micritique) est vraisemblablement liée à l'existence de conditions de dépôt initiales par précipitation sous une faible tranche d'eau. Cependant, la répartition des faciès conglomératiques plus importants et plus grossiers à l'est de la zone d'étude montre que le bassin était apparemment alimenté par les apports discontinus d'un cône fluviatile ou d'un cône de déjection (alluvial fan).

En raison d'une énergie hydrodynamique forte à moyenne et d'un mode de transport en

coulées du matériel détritique, on doit envisager un climat aux pluies rares et violentes, bien que plus humide que l'Actuel.

Vers le sud et l'ouest, la proportion des carbonates prend de l'ampleur et la fréquence des éléments détritiques persiste. Ces éléments qui deviennent de plus en plus fins indiquent un hydrodynamisme décroissant, de moyenne à faible énergie, mais leur persistance jusqu'au centre de la dépression lacustre implique un épandage sans entrave dans toute la dépression inondée.

Les microstructures stromatolithiques du sud-est suggèrent une plus grande permanence de la nappe d'eau où ces sédiments se sont déposés. Mais l'abondance des indices de dessiccation (fissuration de la matrice boueuse) démontre que tout ce domaine était soumis à de longues émersions.

Nous remarquons que les dépôts étudiés ont subi des déformations à intensité variable, suite à l'alternance de phases d'inondation et d'assèchement pendant la sédimentation, donnant naissance à des fissurations différenciées. En effet, on y distingue (Fig. 9) :

- des fentes planes qui séparent les différents bancs carbonatés sans la présence d'un joint (argiles, silts) et qui peuvent être interprétées comme d'anciens voiles algaires (cryptoalgaires);
- des fentes courbes ("curved cracks" de BREWER, 1964), localisées autour d'un noyau dur comme un nodule pédologique (FREYTET & PLAZIAT, 1982) d'où leur origine pédologique ;
- des fentes planes et obliques donnant un réseau complexe et correspondant aux "skew planes" (BREWER, 1964).

L'analyse microscopique des roches carbonatées a permis de montrer que les éléments squelettiques quartzeux de petite taille sont plus ou moins dispersés dans une boue micritique grise. Cette matrice est traversée par de nombreuses fissures assez larges qui la débitent en nodules de tailles variées donnant à la roche un aspect bréchique, indice de l'émersion de la roche. Ces nodules sont le plus souvent tapissés à leur surface par des liserés d'oxydes de fer et de manganèse. Ces oxydes de fer et de manganèse se trouvent également au niveau des discontinuités physiques sous forme de trames ou bandes de quelques micromètres d'épaisseur (BREWER, 1964). Ces observations nous permettent de dire que le sédiment est soumis aux fluctuations de la nappe phréatique et se trouve ainsi, tantôt immergé, tantôt émergé. D'ailleurs, les discontinuités physiques sont presque totalement obturées par de la sparite indiquant une cimentation diagénétique plus tardive, de type phréatique.

# 5. Organisation paléogéographique

La répartition des faciès dans le bassin de Tajerouine montre une organisation originale des dépôts palustres et une évolution paléogéographique liée surtout aux climats instables au cours du Quaternaire (Pléistocène moyen et supérieur). La sédimentation des dépôts palustres diffère en fonction de la distance à la zone d'alimentation du bassin. Elle est influencée par la nature et la morphologie du bassin versant et l'importance du réseau hydrographique. À l'est comme au sud, la série débute par des dépôts conglomératiques interprétés comme des dépôts de cône fluviatile (alluvial fan) issus de reliefs avoisinants et peut-être d'apports alluviaux débordant de l'Oued Mellègue. Les calcaires palustres du centre du bassin viennent ensuite recouvrir les dépôts détritiques dont la fréquence et la taille diminuent sensiblement. Ceci indique une diminution des apports détritiques en faveur de la sédimentation carbonatée subaquatique dont l'épaisseur tend à augmenter jusqu'à 2,5 m vers le sud du bassin. Ici, la boue carbonatée s'est déposée dans des conditions hydrodynamiques très affaiblies. À cause des fluctuations saisonnières ou plus durables de la nappe phréatique, ces carbonates ont subi des périodes d'inondation et d'émersion, ce qui a provoqué leur pédogenèse (nodulisation, fissuration, traces de racines, pseudo-microkarsts, etc.) et la diagenèse (alternance de ciments de type phréatique et vadose). Au sud-est du bassin, on assiste au développement de dépôts stromatolithiques (cyanobactéries).

# 6. Conclusions

Les calcaires continentaux (palustres) de la région de Tajerouine attribués au Quaternaire, Pléistocène moyen et supérieur (BEN HAJ ALI et al., 1988), correspondent à un bassin latéral à l'Oued Mellègue actuel, dans l'axe du massif d'El Gara. Ils se présentent sous la forme d'une structure tabulaire reposant en discordance angulaire sur la série marno-calcaire de l'Aptien-Albien (BUROLLET & SAINFELD, 1956) dont les faciès sont remaniés (galets calcaire, glauconite, microfossiles). La répartition des dépôts conglomératiques, correspondant à l'extrémité d'un cône fluviatile, suggère que les principaux reliefs se situaient au nord et à l'est de la dépression envahie par les eaux d'une nappe phréatique émergeante. L'étude détaillée des dépôts carbonatés nous a permis de montrer des variations "spatio-temporelles" des faciès, dont l'épaisseur des couches tend à augmenter progressivement d'est en ouest et vers le sud. L'existence des stromatolithes au sein des carbonates étudiés permet de préciser que les dépôts palustres se sont mis en place dans un domaine continental temporairement riche en eau douce. Dans un contexte diagénétique d'émersions répétées, les calcaires étudiés ont subi des dessiccations qui justifient l'appellation

de calcaires palustres liés aux phénomènes de pédogenèse dépendant de phases périodiques d'émersion.

## Acknowledgments

Ce travail entre dans le cadre de la préparation d'une thèse de doctorat en géologie à la Faculté des Sciences de Bizerte, Université de Carthage, Tunisie. Nous remercions les examinateurs, Messieurs P. KINDLER et J.-C. PLAZIAT, pour leurs suggestions et commentaires très constructifs.

## Références bibliographiques

- ABDELJAOUED S. (1992).- Les dolocrètes et les calcrètes du Paléocène-Éocène, Tunisie méridionale.- Thèse d'État, Faculté des Sciences de Tunis, 247 p.
- ALONZO-ZARZA A.M. (2003).- Palaeonvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record.- *Earth Science Reviews*, vol. 60, n° 3-4, p. 261-298.
- ALONZO-ZARZA A.M. & CALVO J.P. (2000).-Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain).- *Palæogeography*, *Palæoclimatology*, *Palæoecology*, vol. 160, n° 1-2, p. 1-21.
- ALONZO-ZARZA A.M., GENISE J.P. & VERDE M. (2011).- Sedimentology, diagenesis and ichnology of Cretaceous and Palaeogene calcretes and palustrine carbonates from Uruguay.- *Sedimentary Geology*, vol. 236, n° 1-2, p. 45-61.
- ARMENTEROS I., DALEY B. & GARCIA E. (1997).-Lacustrine and palustrine facies in the Bembridge limestone (Late Eocene, Hamshire basin) of Isle Wight, southern England.- *Palæogeography, Palæoclimatology, Palæoecology*, vol. 128, n° 1-4, p. 111-132.
- ARMENTEROS I. & HUERTA P. (2006).- The role of clastic sediment influx in the formation of calcrete and palustrine facies: a response to paleographic and climatic conditions in the southeastern Tertiary Duero basin (northern Spain).- *Geological Society of America Special Papers*, vol. 416, p. 119-132.
- BEN HAJ ALI M., JÉDOUI Y., DALI T., BENSALEM H. & MEMMI L. (1988).- Carte géologique de la Tunisie à 1/500.000. Nord.- Notice explicative, Office National des Mines, Tunis, 40 p.
- BEN OUEZDOU H. (1995).- La partie méridionale des steppes tunisiennes. Étude géomorphologique.- Faculté des lettres et des Sciences Humaines de Tunis, p. 92-98.
- BLANCANEAUX P., HOUMANE B. & GALLALI T. (1987).- Les différents faciès d'accumulations calcaires dans la région orientale de la péninsule du Cap-Bon (Tunisie septentrionale).- *Cahiers O.R.S.T.O.M.*, (Pédolologie), Bondy, vol. XXIII, n° 4, p. 253-273.

BREWER R. (1964).- Fabrics and minerals ana-

lysis of soils.- J. Wiley, New York, 420 p.

- BRINDLEY G.W. & BROWN G. (1980).- Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification.- *Mineralogical Society*, London, *Monograph* n° 5, 485 p.
- BUROLLET P.F. & SAINFELD P. (1956).- Carte géologique de la Tunisie au 1/50.000. Feuille n° 51 de Tajerouine.- Notice explicative, Office National des mines, Tunis, 20 p.
- CERLING T.E. & QUADE J. (1993).- Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. *In*: SWART P.K., LOHMANN K.C., MCKENZIE J. & SAVIN S. (eds.), Climate change in continental isotopic records.- American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 217-231.
- COQUE R. (1962).- La Tunisie pré-saharienne, étude géomorphologique.- C.N.R.S., Paris, 476 p.
- FREYTET P. & PLAZIAT J.-C. (1982).- Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France.- Contributions to Sedimentology, Stuttgart, Stuttgart, vol. 12, 213 p.
- FREYTET P., PLAZIAT J.-C. & VERRECCHIA E.P. (1997).- A classification of rhizogenic (rootformed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern Francediscussion.- *Sedimentary Geology*, vol. 110, n° 3-4, p. 299-303.
- FREYTET P. & VERRECCHIA E.P. (1989).- Les carbonates continentaux du pourtour méditerranéen : microfaciès et milieux de formation.-*Méditerranée*, Aix-Marseille, vol. 68, n° 2.3, p. 5-28.

URL : http://www.persee.fr/doc/medit\_0025-8296\_1989\_num\_68\_2\_2613

- GOUDIE A. (1983).- Calcrete. *In* : GOUDIE A. & PYE K. (eds.), Chemical sediments and geomorphology.- Academic Press, London, p. 93-131.
- HUMPHRIES D.W. (1992).- The preparation of thin sections of rocks, minerals, and ceramics.-Royal Microscopical Society Microscopical Handbooks, Oxford University Press, n° 24, vii + 83 p.
- JAUZEIN A. (1967).- Contribution à l'étude géologique de la Tunisie septentrionale : les confins de la dorsale tunisienne.- *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunis, 250 p.
- OURARI R. (2005, inédit).- Les calcaires lacustres et palustres de la Tunisie : synthèse bibliographique et étude de cas de Hammam Jédidi (Région de Zaghouan).-Master, Faculté des sciences de Bizerte, p. 55-78.
- PLATT N.H. (1989).- Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N. Spain.- *Sedimentology*, vol. 36, n° 4, p. 665-684.
- PLATT N.H. & WRIGHT V.P (1992).- Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards and exposure index for the fresh-

water environment.- *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 62, n° 6, p. 1058-1071.

- REGAYA K. (1983).- Les accumulations calcaires dans les limons de Matmata de la région de Gabès en Tunisie.- *Sciences géologiques. Bulletin*, Strasbourg, vol. 37, n° 4, p. 387-390.
- REGAYA K. (1992).- Les croûtes calcaires de Tunisie orientale aux environs de Sousse. Signification climatique et historique.- Sciences géologiques. Bulletin, Strasbourg, vol. 45, n° 2, p. 99-107.
- REGAYA K. (2000).- L'interférence pédogenèse sédimentogenèse dans les carbonates continentaux : contribution à l'étude de la lithogenèse des calcrètes et formations calcaires associées du Quaternaire de Tunisie.- Thèse ès Sciences, Faculté des Sciences de Tunis, Université de Tunis II, 442 p.
- ROBERT M. (1975).- Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X.- *Annales agronomiques*, Paris, vol. 26, n° 4, p. 363-399.
- SASSI S., TRIAT J.M. TRUC G. & MILLOT G. (1984).- Découverte de l'Éocène continental en Tunisie centrale : la formation de Jebel Chambi et ses encroûtements carbonatés.-*Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, (Série II), vol. 299, p. 357-364.
- SPOTL C. & WRIGHT V.P. (1992).- Groundwater dolocretes from the Upper Triassic of the Paris Basin, France: a case study of an arid, continental diagenetic facies.- *Sedimentology*, vol. 39, n° 6, p. 1119-1136.
- THIRY M., CARRILLO N., FRANKE C. & MARTINEAU N. (2013).- Technique de préparation des mi-

néraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des Rayons X et introduction à l'interprétation des diagrammes.- Rapport Technique n° RT131010MTHI, Centre de Géosciences, École des Mines de Paris, Fontainebleau, 34 p.

- Toumi M. (1990).- Dynamique des accumulations calcaires en rapport avec l'évolution des environnements quaternaires.- Thèse de 3<sup>e</sup> Cycle, Spécialité en Géologie, Faculté des Sciences de Tunis, 242 p.
- VERRECCHIA E.P. (1992).- Le rôle de la sédimentation, de l'activité biologique et de la diagenèse dans l'édification des naricalcrètes de Nazareth.- Thèse, Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris ; *Mémoires des Sciences de la Terre*, n° 92-17, 447 p.
- VERRECCHIA E.P. & FREYTET P. (1989).- Lexique des termes utilisés pour décrire les carbonates continentaux à l'échelle de la lame mince.- *Méditerranée*, Aix-Marseille, vol. 68, n° 2.3, p. 75-83.

URL : http://www.persee.fr/doc/medit\_0025-8296\_1989\_num\_68\_2\_2619

- WRIGHT V.P. (2007).- Calcrete. *In*: NASH D.J. & MCLARES S.J. (eds.), Geochemical sediments and landscapes.- Blackwell, Oxford, p. 10-45.
- WRIGHT V.P., PLATT N.H., MARRIOT S.B. & BECK V.H. (1995).- A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lower Carboniferous of Spain and Upper Cretaceous of southern France.- *Sedimentary Geology*, vol. 100, n° 1, p. 143-158.