

Les bioévénements dans la région d'El Guelb (El-Aouinet, Tébessa, NE algérien): Preuves pour l'événement anoxique océanique EAO-2

Khoudair Chaabane¹ & Sihem Salmi-Laouar^{2*}

1. Département de Géologie, Université El-Hadj Lakhdar, Batna, 05000, Algérie.

2. Laboratoire de Recherche de Géologie (LRG), Faculté des Sciences, Université Badji Mokhtar- Annaba. BP. 12, Annaba, 23000, Algérie.

Révisé le : 19.12.2013

Accepté le : 05.02.2014

الأوكسجين الزهر Whiteinella التورنية حيث (النموذجية) كنتيجة	والبيريت يظهر خيوط الأوكسجين RADIOLAIRES (الحيوية)	الرقيقة والغنية بالطافيات الدقيقة بيولوجيا (حيويا) العميق الفقير مستويات السيليسية () الحيوية (ظهور السينوماني	خربة الأخيرة ومستويات الرقيقة والغنية بالطافيات الدقيقة يسجل أيضا مستويات السيليسية () الحيوية (ظهور السينوماني	بات السينوماني الكالية هذا هذه المستويات Helvetoglobotruncana helvetica الثمينة NASELLAIRES متغيرات المحيط. تغيرات الوحيش المحيط	() المحيطي(OAE-2). سينوماني تشهد archaeocretacea SPUMELLAIRES إحصاؤها السريع للأوكسجين
---	--	---	--	---	--

الكلمات المفتاحية : EAO-2 (الأوكسجين 2) السينوماني , الحيوية ,

Résumé

Dans le massif d'El Guelb (Tébessa), les derniers niveaux lithologiques du Cénomaniens et les premiers termes du Turonien enregistrent les variations lithologiques et microfaunistique relatives à l'événement anoxique océanique 2 (EAO-2). Les calcaires sombres et laminés, riches en microfaune planctonique, en glauconie et en pyrite framboïdale constituent les faciès types pour le passage Cénomano-Turonien. Ce passage est aussi marqué par un événement biologique relatif à la présence des « filaments » en masse et l'occurrence de *Whiteinella archaeocretacea*. Ces niveaux témoignent d'un milieu profond pauvre en oxygène. Les faciès turoniens, datés par la présence de l'espèce- indice d'*Helvetoglobotruncana helvetica*, comportent la présence de quelques niveaux siliceux avec la présence de Radiolaires où les Spumellaires prolifèrent aux dépens des Nassellaires. Les bioévénements (apparitions, disparitions, prolifération de certains taxons) recensés dans la région d'El Guelb, traduisent des modifications environnementales. Les modifications faunistiques signalées au Cénomaniens supérieur et au Turonien inférieur sont interprétées comme le résultat d'une chute en oxygène dans l'environnement.

Mots clés : EAO-2- Passage Cénomaniens Turonien-Bioévénement-El Guelb.

Abstract

In the El Guelb massif (Tebessa), the uppermost levels of the Cenomanian formation and the first terms of Turonian, recorded the oceanic anoxic event 2 (OAE-2). The dark and laminated planktonic microfauna-rich limestones, with glauconite and framboidal pyrite, constitutes the typical lithologies of the Cenomanian-Turonian boundary. This passage is also marked by a biological event relative to the appearance of both "filaments" and *Whiteinella archaeocretacea* foraminifera. These lithologies document low oxygen and deep environment. The Turonian facies, dated by the presence of *Helvetoglobotruncana helvetica*, also document some siliceous levels with Radiolarians among which Spumellarians took over Nassellarians. Occurrence of such bioevents (appearance, disappearance, proliferation of some taxons) in the El-Guelb massif marked environmental changes. The faunal changes recorded in the upper Cenomanian and lower Turonian are interpreted as the result major of a fall in the oxygen content in the environment.

Keywords: OAE-2- Cenomanian-Turonian boundary-Bioevents, -El Guelb

Auteur correspondant : ssalmit@yahoo.fr

1. INTRODUCTION

L'événement anoxique océanique 2, connu sous le terme de EAO-2, s'est produit à la limite Cénomanien / Turonien ; à l'échelle mondiale [1] (Fig. 1).

De nombreux auteurs ont mis en exergue les similitudes que comportent les dépôts sédimentaires au passage C-T dans les différents domaines paléogéographiques étudiés. Ainsi, l'événement anoxique océanique s'exprime souvent par un faciès comportant: (1) des niveaux laminés, sombres, riches en matière organique marine planctonique (COT de 1 à 27%) ; (2) des niveaux riches en pyrite et en phosphate ; (3) une faune benthique réduite, voire absente ; (4) une faune planctonique abondante ; (5) une abondance éventuelle de radiolaires ; et (6) d'une anomalie positive du ¹³C (+2.5‰ en moyenne).

Bien que l'EAO-2 s'exprime globalement avec une grande diversité lithologique dans des contextes géologiques très variés, le concept de "black shale" demeure le plus utilisé. Il reflète des sédiments sombres riches en matière organique (MO). Il s'est installé à des niveaux paléo- bathymétriques variés, dans un contexte

de dépôt dépourvu ou déficient en oxygène, depuis des bassins océaniques profonds à des mers peu profondes [2, 3].

Cette crise résulte de la conjonction de la combinaison entre le réchauffement climatique qu'a connu la période du Crétacé [4], la faible circulation des eaux à l'ancien détroit de Gibraltar et la connexion limitée entre l'océan Atlantique et les océans voisins [5] durant le Cénomanien – Turonien. Ce sont des facteurs favorisant l'établissement de conditions anoxiques dans des milieux marins durant cette période [2, 6-8].

Plusieurs expressions furent créées pour distinguer les horizons sédimentaires qui témoignent de l'OAE-2, parmi elles : le niveau Thomel dans le bassin vocontien au SE de la France (ex : [9-11]) sur la marge nord-ouest téthysienne, le niveau Bonarelli en Italie centrale, sur de la marge nord-est de la Téthys (ex : [12]).et la formation Bahloul en Tunisie sur de la marge sud-est de la Téthys (ex : [13-16])

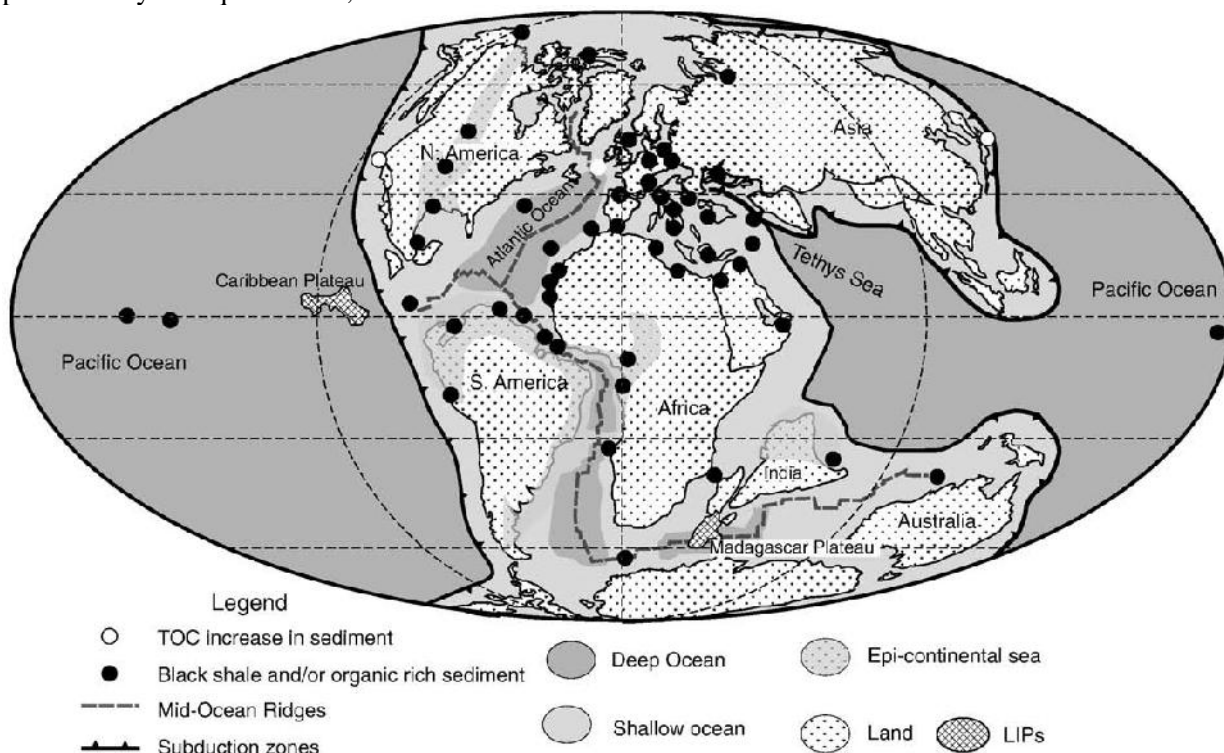


Figure 1: Distribution des 'black shales' (sédiments riches en matière organique) et provinces magmatiques à la limite Cénomanien/Turonien [1].

En Algérie, le bassin comprenant Hameimat, Morsott et Tébessa a été le siège de plusieurs travaux de recherche sur la limite C/T [17-20]. En effet, Naili *et al.* [17] en levant huit coupes ayant une équidistance de 5 km, ont montré l'extension du faciès Bahloul dans la totalité de la région en indiquant entre autre une richesse en MO atteignant 2.7 % COT. La biostratigraphie a été aussi appuyée par la collecte de plusieurs ammonites (*Vascoceras*, *Fagesia*, *Pseudaspidoceras*...) indiquant l'âge Cénomanién Turonien de ces black shales exactement comme en Tunisie.

Le présent travail s'inscrit dans une perspective de recherche des vestiges de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO-2) et de délimiter son extension dans la région nord de Tébessa. Il comporte deux axes majeurs : (1) la reconnaissance des faciès, la détermination des espèces rencontrées et la reconstitution des conditions de mise en place des dépôts ; et (2) la comparaison et l'établissement des liens en prévision de corrélations à l'échelle régionale.

2. GEOLOGIE ET LITHOSTRATIGRAPHIE

Le massif d'El Guelb est situé à la terminaison septentrionale des monts de Mellègue à environ 50 Km au Nord de la ville

de Tébessa (Fig. 2). Il représente un anticlinal symétrique, allongé NE-SW sur 4.3 kilomètres avec une largeur de 2.9 Km, dont l'altitude atteint 1139 m. Les formations géologiques à l'affleurement sont d'âge Cénomano-Turonien (Fig. 3).

Le cœur de cet anticlinal est constitué essentiellement de calcaires et calcaires marneux d'âge Turonien inférieur (C^{2c}) et affleurant sur 1.5 km, tandis que les flancs sont formés par des calcaires en plaquettes et marno-calcaires du Turonien inférieur (C^{2a}) et par des marnes argileuses à plaquettes de calcite fibreuse et à intercalation de marnes, marno-calcaires et calcaires du Cénomanién supérieur (C^1)

3. METHODES ET TECHNIQUES ANALYTIQUES

Notre étude porte sur l'échantillonnage d'une coupe orientée NW-SE, levée sur le flanc ouest de l'anticlinal d'El Guelb (Fig. 4).

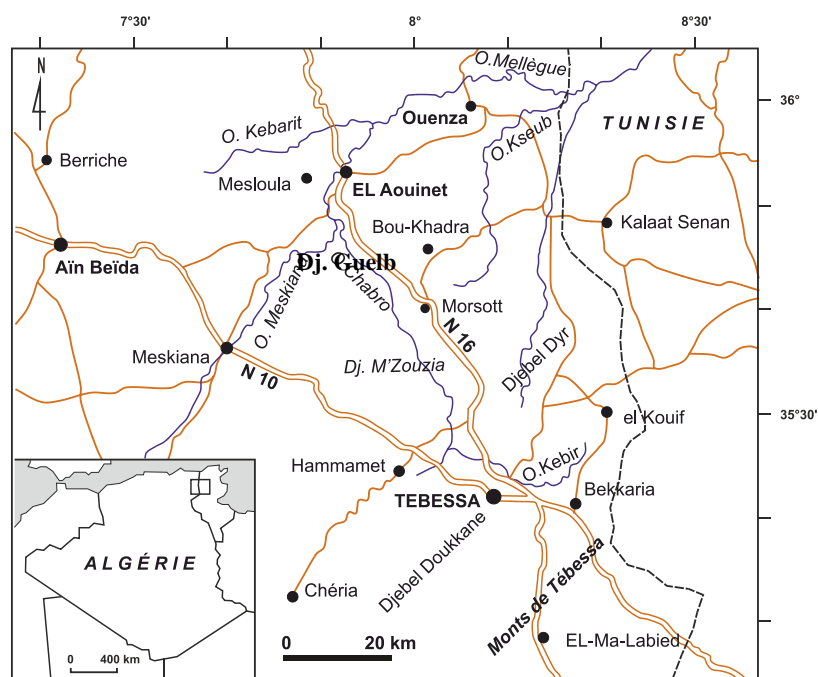


Figure 2 : Situation géographique de la région d'El Guelb près de l'Aouinet (1/200 000)

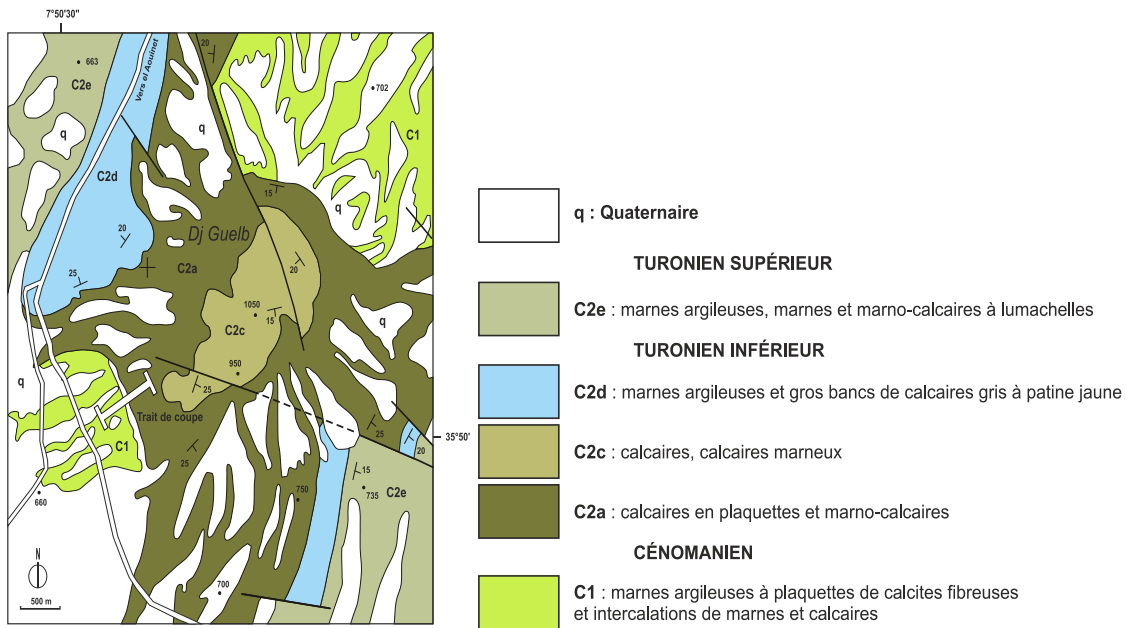


Figure 3 : Carte géologique d’El Guelb et localisation de la coupe (partie de la feuille d’el Aouinet, 1/50 000, Service Géologique de l’Algérie)

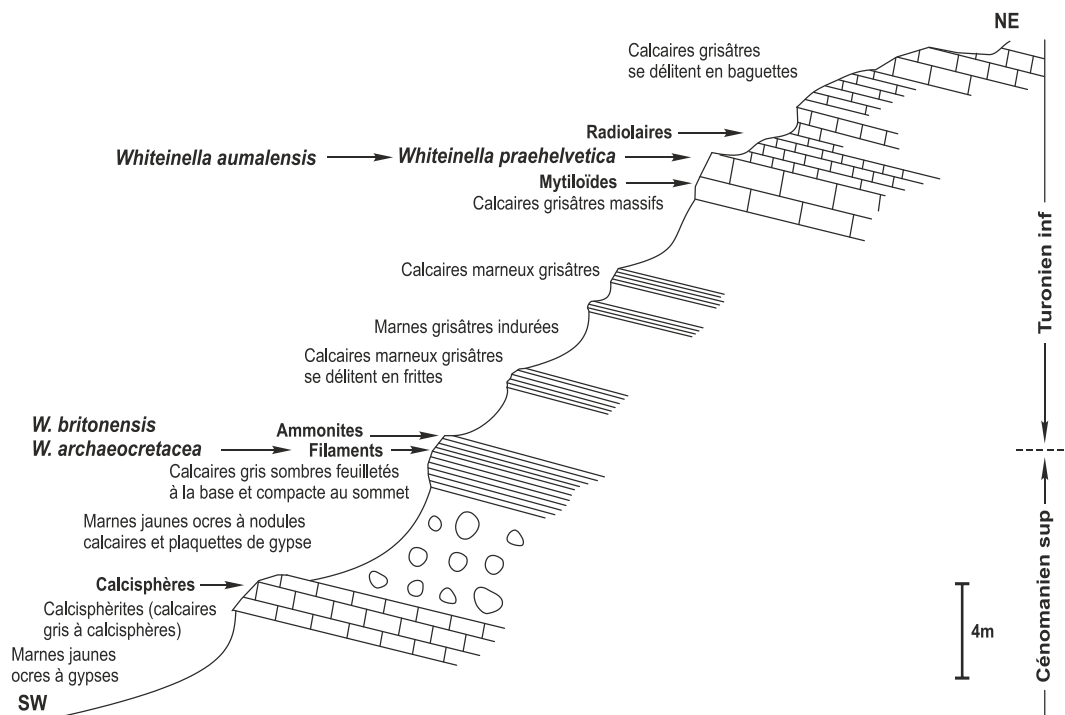


Figure 4: Coupe descriptive à travers El Guelb.

L'échantillonnage a porté sur une distance de plus de 45 mètres et rassemble 39 carbonates. Ces échantillons ont subi une étude pétrographique et biostratigraphique, ont permis l'analyse des microfaciès et des textures, la reconstitution des conditions de dépôt et la reconnaissance des principaux bioévènements.

4. RESULTATS

4.1 Lithologie

Les derniers termes du Cénomaniens affleurent seulement sur 9 mètres. Dans l'ensemble, ces termes sont composés d'une vire marneuse limitée à la base par des calcaires et au sommet par des calcaires laminés (Fig. 4). Dans le détail, ils débutent par quelques centimètres de marnes jaunes ocre à gris jaunâtre, surmontées par des bancs métriques de calcaire de couleur jaune ocre à l'altération, grisâtre à la cassure. Ces calcaires sont généralement de texture packstone, riches en calcisphères (Ph. 1a) fragments de lamellibranches (Ph. 1b), valves d'ostracodes, sections d'échinodermes, ossicules de saccocoma et foraminifères planctoniques. Ils admettent parfois quelques passées de calcaires mudstones à quelques calcisphères. Ce microfaciès reflète un environnement marin de basse énergie, sous l'influence de la plateforme.

Sur ces calcaires, des marnes parfois argileuses reposent sur plus de 4 mètres. De couleur jaune ocre, elles admettent quelques passées de bancs de calcaires d'épaisseur centimétrique à texture mudstone et à quelques calcisphères. Ces marnes se différencient des autres marnes rencontrées sur cette coupe par la présence des nodules très arrondis de calcaire (Ph. 2), dont le diamètre oscille entre 5 à 20 cm ; et par la présence quasi constante de gypse fibreux en plaquettes (Ph. 3). Les nodules renferment le plus souvent des ammonites (Ph. 4) ou des échinodermes (Ph. 5) en bon état de conservation. Les faciès du Cénomaniens supérieur caractérisent principalement la fin des prismes de haut niveau marin. A son sommet, sur environ 3 mètres, le Cénomaniens supérieur s'achève par des calcaires fins et laminés. Ce sont des calcaires wackestone riches en foraminifères planctoniques à loges globuleuses (whiteinelles et hedbergelles) pouvant aussi contenir des calcisphères et quelques heterohélix. Aux derniers termes, ces calcaires comportent une étonnante masse de

filaments, et une abondance de grains de glauconie (Ph. 6). Le Turonien inférieur forme l'essentiel des affleurements sur cette coupe. Il affleure sur environ 35 mètres et est composé essentiellement de vires marneuses à la base et de bancs de calcaires et calcaires marneux au sommet (cf. Fig.4). La partie basale du Turonien inférieur débute par un demi mètre de calcaire marneux laminé de texture wackestone à Witheinelles, surmonté d'une vire marneuse. Les marnes, de couleur grisâtre et à traces d'ammonites, montrant dans leur partie médiane, des bancs métriques de calcaire fins et laminés à débit en plaquettes. De texture généralement wackestone, ils renferment des foraminifères planctoniques globuleux et quelques filaments. Dans la partie médiane du Turonien, des calcaires marneux et des calcaires fins de teinte grise et grise verdâtre foncée s'installent et alternent avec des films de marnes grisâtres à noirâtres, très indurées et consolidées. Ces faciès renferment quelques filaments et de la pyrite automorphe et/ou framboïdale (ph. 7) en abondance. Au sommet du Turonien inférieur, les calcaires deviennent dominants et de plus en plus compacts et massifs, de couleur grisâtre à foncée, à cassure esquilleuse. Leurs textures oscillent entre mudstone et wackestone renfermant le plus souvent des radiolaires et des traces d'oxydation.

4.2 Biostratigraphie

L'étude biostratigraphique s'appuie essentiellement sur la détermination des foraminifères planctoniques : les ammonites sont rares, de taille réduite et en mauvais état de conservation et leur détermination est délicate. Les foraminifères planctoniques réagissant fortement aux fluctuations environnementales, leur présence, absence ou même la prolifération de certaines espèces sont employés pour cibler le passage C-T dans la région, soit l'événement anoxique océanique 2 (EAO-2).

L'étude biostratigraphique a permis de suivre les événements suivants (Fig. 5) :

- Entre le niveau 1 et 7m, les calcisphères sont tellement abondantes qu'elles deviennent les éléments de base pour les calcaires. Une remarque importante est l'absence totale des foraminifères carénés (Rotalipores) et des Hétérohélix.

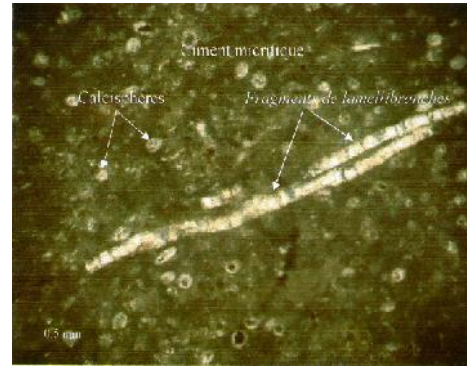
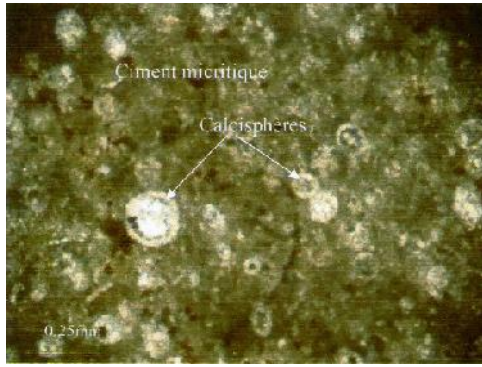


Photo.1: calcaire wackstone à packstone a : à calcisphères ; b: à fragments de lamellibranches



Photo.2: Nodule de calcaire



Photo.3: Gypse fibreux en forme de plaquettes

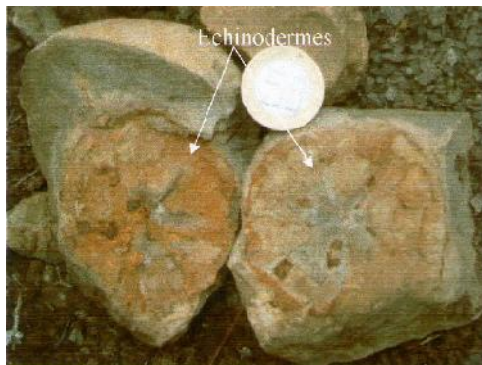


Photo.4: Nodule à échinodermes

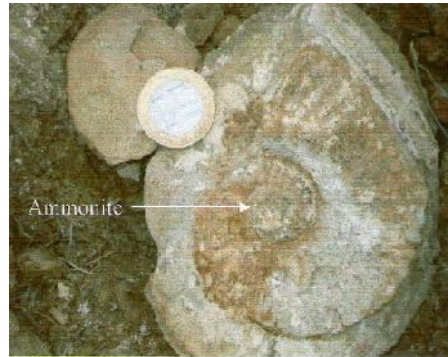


Photo.5: Nodule à ammonite

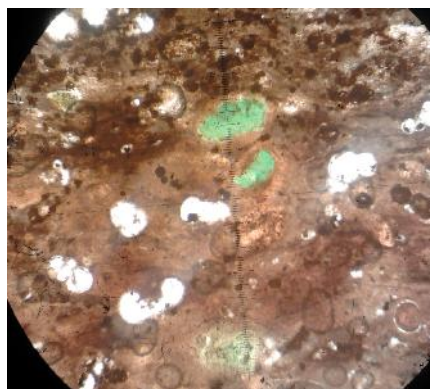


Photo.6 : Grains de glauconie

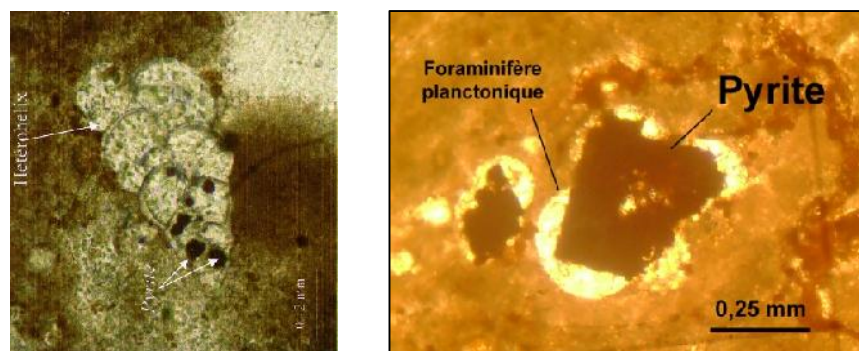


Photo.7 : grains de pyrite au sein des loges des foraminifères

- Au niveau 9.5m, une biozone franche à filaments apparaît ; elle est considérée comme un repère biologique précieux, relatif à la crise cénomano-turonienne. Ces filaments représentent des bivalves morts en masse à l'état juvénile suite à une anoxie. Ces filaments sont associés à *Whiteinella archaeocretacea* et *Whiteinella brittonensis*. Ces niveaux renferment aussi des ammonites de taille réduite, connues sous le terme d' « ammonites naines ». Elles reposent à plat sur les surfaces de stratification et leur détermination générique s'avère délicate.
- Le niveau 22m est marqué par la première occurrence de l'espèce indice *Helvetoglobotruncana helvetica*. Ce foraminifère planctonique définit la base du Turonien. L'âge Turonien inférieur de ces niveaux est aussi conforté par la présence de Mytiloïdes au niveau 27.5m et par l'association des Witheinelles avec notamment *Whiteinella praehelvetica* et *Whiteinella aumalensis* au niveau 30 m.
- au niveau 33 m, les radiolaires Nassellaires font leur apparition, mais ils reculent devant la prolifération des radiolaires Spumellaires au niveau 45 m.

5. INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

La synthèse des données lithologiques, biostratigraphiques et de l'analyse faciologique et séquentielle dans le secteur d'El Guelb (Fig. 6) a permis de tirer certaines conclusions de point de vue paléoenvironnemental.

Les dépôts rencontrés, caractérisés par (1) des faciès fins, sombres, feuilletés et parfois laminés ; (2) l'absence de vie benthique et l'abondance de la microfaune planctonique ; (3) la présence des radiolaires ; et (4) la présence permanente de la pyrite, témoignent

d'un milieu de dépôt profond qui s'inscrit dans un cycle transgressif au cours du CénoManien supérieur et du Turonien inférieur.

La présence massive des filaments avec la glauconie et la pyrite automorphe et framboïdale au passage CénoManien-Turonien, militent en faveur d'un milieu profond, calme, réducteur et pauvre en oxygène. La pyrite framboïdale est le produit de la décomposition de la matière organique. Elle se développe autour des nano-bactéries et se trouve généralement dans les loges des microfossiles (Foraminifères, Ostracodes et Radiolaires) où la chair s'est décomposée [21]. La présence des calcaires à calcisphères à la base de la coupe (CénoManien supérieur) définit un prisme de bordure de plate-forme (PBPF). Les foraminifères planctoniques d'El Guelb ont joué un rôle capital dans le découpage biostratigraphique, en l'absence d'ammonites exploitables. Toutefois, les interprétations paléocéologiques se basant sur la disparition de taxons ou leur prolifération doivent être pris en considération et abordés avec soin. Le passage CénoManien-Turonien est placé au sein de la zone à *Whiteinella archaeocretacea* associée à *Whiteinella brittonensis* et l'apparition massive des filaments. A l'échelle globale, cette zone est comprise entre la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* et la première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica*. De part leur vaste répartition géographique, ces fossiles sont réputés être de bons marqueurs stratigraphiques. Cette biozone intervallaire est reconnue en Tunisie septentrionale [16], en Tunisie centro-septentrionale et en Tunisie centrale ([14, 16], [22-24]). L'espèce *Whiteinella archaeocretacea* est retenue par plusieurs auteurs comme marqueur du passage CénoManien-Turonien, aussi bien en domaine téthysien qu'en domaine boréal [25].

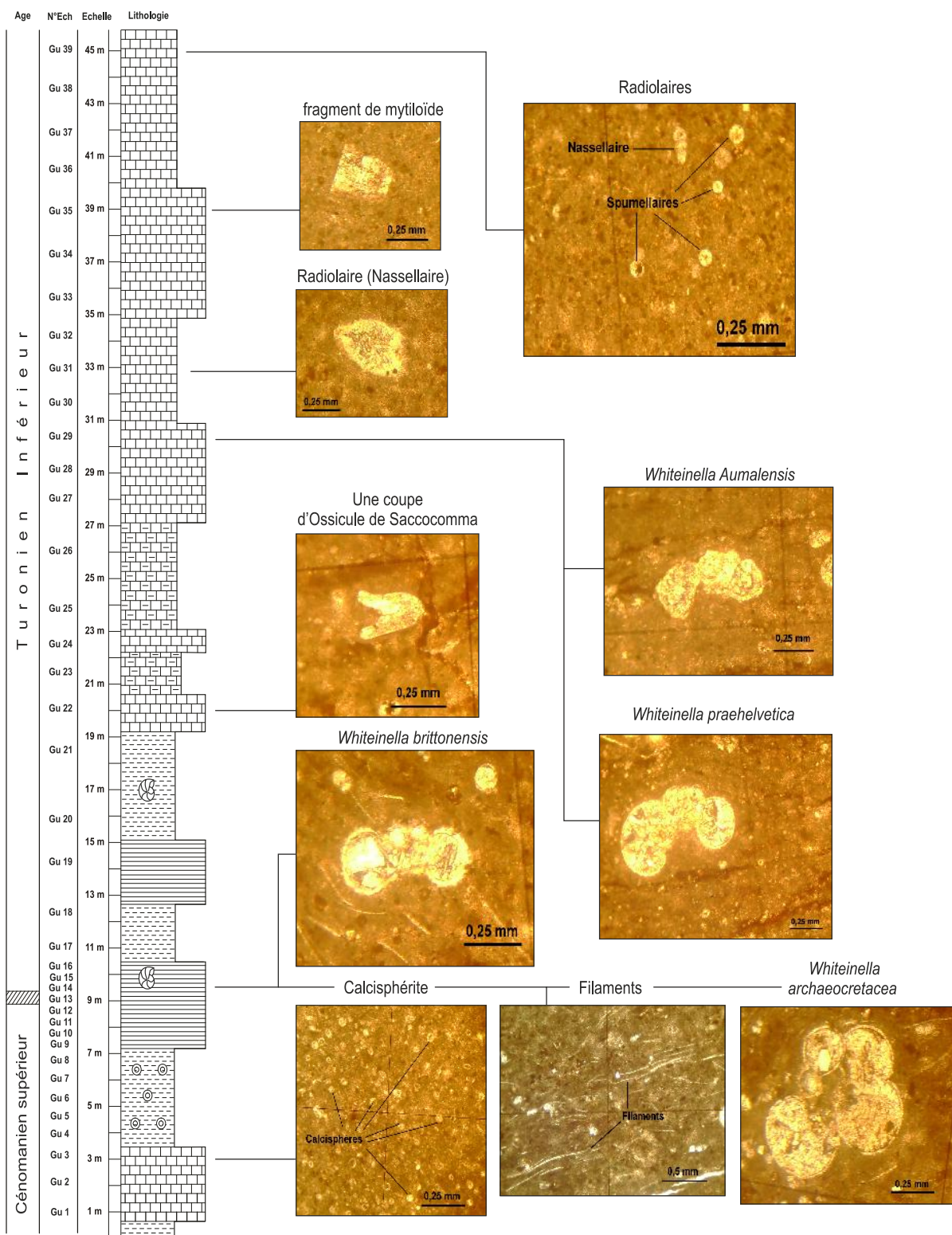


Figure 5 : localisation des bioévènements sur la colonne lithostratigraphique d’El Guelb

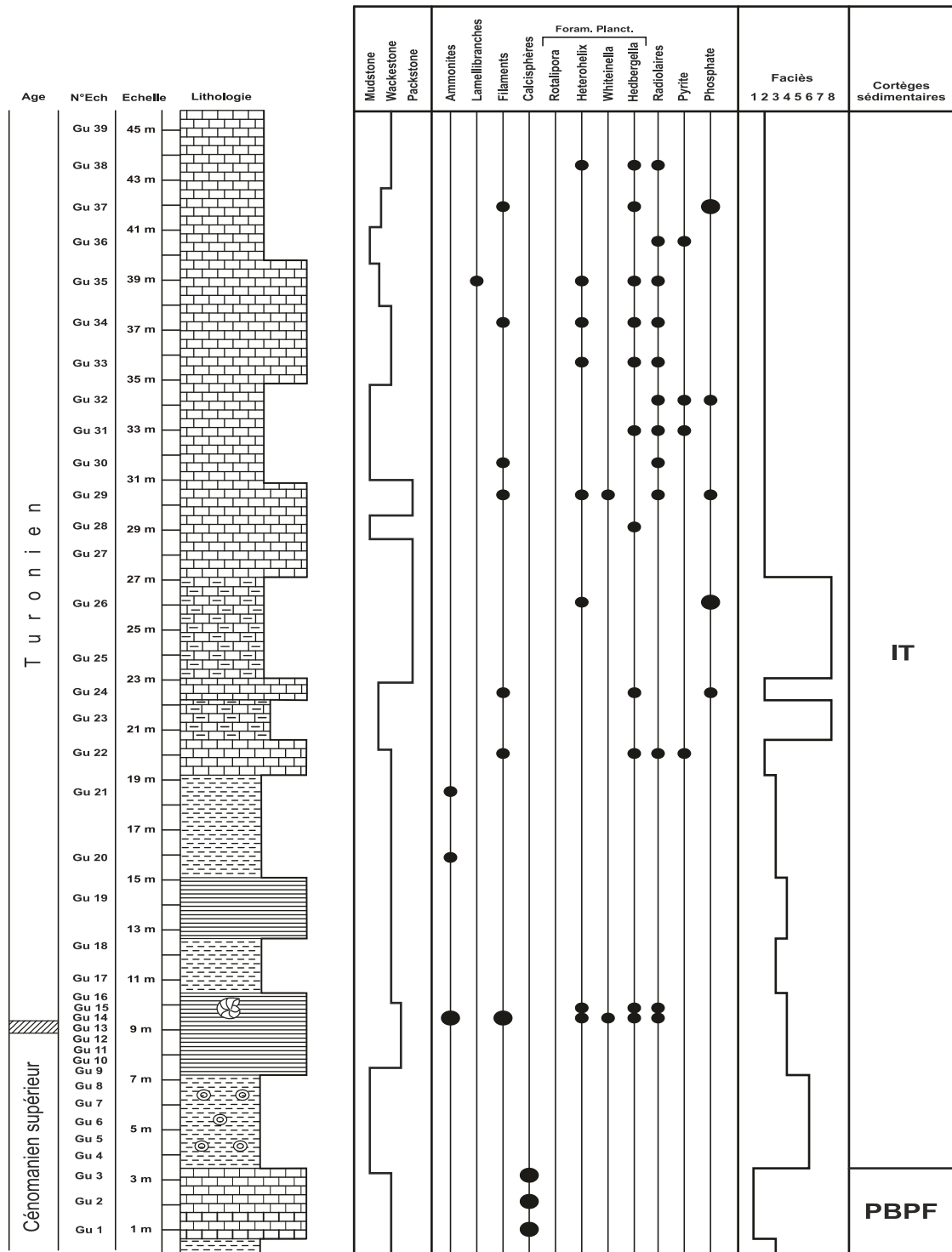


Figure 6 : Distribution verticale des données biostratigraphiques et analyse séquentielle

La biozone à *Helvetoglobotruncana helvetica* indique un âge Turonien inférieur à moyen. Notons que cette zone est reconnue dans le domaine téthysien [23, 26, 27], en domaine boréal [25], en Amérique [28] ainsi qu'ailleurs. A El Guelb, cette espèce est associée aux Mytiloïdes, *Whiteinella praehelvetica* et *Whiteinella aumalensis* qui confortent l'âge Turonien inférieur.

Le déficit en O₂ et l'expansion de la zone à minimum d'oxygène a conduit à l'extinction de nombreuses espèces de radiolaires nassellaires. En revanche, les radiolaires spumellaires, dominants dans les derniers niveaux du Turonien inférieur, en mesure de prospérer dans cet environnement dégradé sont considérés comme des opportunistes. Cela signifie que les nassellaires sont plus sensibles aux conditions anoxiques que les spumellaires. Un tel bouleversement d'assemblages au sein des radiolaires est décrit dans la série du Cénomaniens-Turonien de la formation Bahloul en Tunisie ([29-31]).

La confrontation de nos résultats avec ceux trouvés en Tunisie (Fig. 7) est satisfaisante. Dans la région d'El Guelb, les nouvelles données biostratigraphiques nous ont permis d'affiner la datation et le découpage des formations lithologiques, de resserrer la position de la limite C/T et de contribuer à une

nouvelle expansion de l'aire « Bahloul » à l'Est de l'Algérie.

6. CONCLUSION

De profondes perturbations sont enregistrées au passage Cénomaniens-Turonien dans le massif d'El Guelb, au moment où le niveau marin était élevé. Elles sont de nature : (1) sédimentologique telle que la présence de niveaux sombres, laminés, riches en foraminifères planctoniques, glauconie et pyrite; (2) paléontologique telle que l'extinction, l'apparition et la prolifération de certains taxons. La coïncidence de ces différentes signatures apporte davantage d'informations sur les modifications paléo-environnementales et sur l'expansion de la zone à oxygène minimum. Enfin, ces résultats peuvent être utilisés pour définir le passage Cénomaniens-Turonien à l'échelle locale et établir des corrélations pour marquer notamment cet l'évènement anoxique à l'échelle globale des océans.

Tunisie centrale [13]	Kaalat Essenam [14]	O. Bahloul [15]	O. Bahloul [16]	Kaalat Essenam [32]	Tunisie centrale [33]	O. Bahloul [34]	El Guelb
Turonien	Turonien <i>P. Flexuosum</i> ↑	Turonien <i>Fagesia</i> ↑	Turonien	Turonien	Turonien <i>Watinoceras</i> ↑	Turonien <i>H. helvetica</i> <i>Filaments</i> ↑	Turonien <i>H. helvetica</i> <i>Filaments</i> ↑
Cénomaniens	Cénomaniens	Cénomaniens	Cénomaniens <i>D. Imbricata</i> <i>D. hagni</i> ↑	Cénomaniens <i>Fagesia</i> ↑	Cénomaniens	Cénomaniens	Cénomaniens

Figure 7 : Tableau comparatif des données biostratigraphiques d'El Guelb et la Tunisie

REFERENCES

- [1] Takashima R., Nishi H., Hayashi H., Okada H., Kawahata H., Yamanaka T., Fernando A.G. & Mampuku M., 2009. Litho-, bio- and chemostratigraphy across the Cenomanian/Turonian boundary (OAE 2) in the Vocontian Basin of southeastern France, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273, 61–74.
- [2] Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C., 1976. Cretaceous oceanic anoxia events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55, 179–184.
- [3] Thurow, J., Brumsack, H.J., Rullkotter, J., Littke, R., & Meyers, P., 1992. The Cenomanian/Turonian boundary event in the Indian Ocean—a key to understand the global picture. In: Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., Rad, U.V., Weissel, J.K. (Eds.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. Americ. Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 70, 253–273.
- [4] Tarduno J.A., Brinkman D.B., Renne P.R., Cottrell R.D., Scher H. & Castillo P., 1998. Evidence for extreme climatic warmth from late Cretaceous Arctic vertebrates, *Science*, Vol. 282, n° 5397, 2241–2243
- [5] Handoh I.C., Bigg G.R., Jones E.J.W. & Inoue, M., 1999. An ocean modelling study of the Cenomanian Atlantic: equatorial paleoupwelling, organic-rich sediments and the consequences for a connection between the proto-North and South Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 26, 223–226.
- [6] Philip J., Babinot J.F., Tronchetti G., Fourcade E., Ricou L.E., Guiraud R., Bellion Y., Herbin J.P., Combes P.J., Cornet J.J. & Dercourt J., 1993. Late Cenomanian (94 to 92 Ma). In: J. Dercourt., Ricou L.E & B. Vrielynck (Eds.) *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes, Gauthiers-Villars, Paris*, 153–178.
- [7] Ricou L.E., 1995. The plate tectonic history of the past Tethys Ocean. In: A.E.M. Nairn, L.E. Ricou, B. Vrielynck, J. Dercourt (Eds.) *The Ocean Basins and Margins. The Tethys Ocean Plenum, New York*, 3–70.
- [8] Baudin, F., 1995. Depositional controls on Mesozoic source rocks in the Tethys. In: A.Y. Huc (ed.) *Paleogeography, Paleoclimates and Source Rocks. AAPG Studies in Geology*, 40, 191–211.
- [9] Crumière, J.P., 1990. Crise anoxique à la limite Cénomanién – Turonien dans le bassin subalpin oriental (Sud-Est de la France): Relation avec l'eustatisme. *Géobios Mémoire Spécial 11*, 189–203.
- [10] Morel L., 1998. Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanién Turonien. *Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 224 pp.
- [11] Grosheny D., Beaudoin B., Morel L., & Desmares D., 2006. High-resolution biostratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary event in the Vocontian Basin, southeast France. *Cretaceous Research* 27, 629–640.
- [12] Mort H., Jacquat O., Adatte T., Steinmann P., Föllmi K., Matera V., Berner Z. & Stüben D., 2007. The Cenomanian/Turonian anoxic event at the Bonarelli Level in Italy and Spain: enhanced productivity and/or better preservation? *Cretaceous Research* 28, 597–612.
- [13] Burolet, P.F. 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale, *Annales des Mines et de la Géologie de Tunisie*, 18, 1–340.
- [14] Robaszynski, F., Caron, M., Dupuis, C., Amedro, F., Gonzalez, Donoso, J.-M., Linares, D., Hardenbol, J., Gartner, S., Calandra, F. & Deloffre, R., 1990. A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area, *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 14 (1), 213–384.
- [15] Hardenbol J., Caron M., Amedro F., Dupuis C. & Robaszynski, F., 1993. The Cenomanian- Turonian boundary in central Tunisia in the context of a sequence-stratigraphic interpretation, *Cretaceous Research*, 14, 449–454.
- [16] Maamouri, A.L., Zaghbib-Turki, D., Matmati, M.F., Chikhaoui, M. & Salaj, J., 1994. La Formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale: variations latérales, nouvelle datation et nouvelle interprétation en terme de stratigraphie séquentielle, *Journal of African Earth Sciences*, 18 (1), 37–50.
- [17] Naili H, Belhaj Z., Robaszynski F, & Caron M, 1995. Présence de roches mère à faciès Bahloul vers la limite Cénomanién-Turonien dans la région de Tébessa (Algérie)

orientale), *Notes du Service Géologique de Tunisie*, 61, 19-32.

[18] Herkat M., 2005. Analyse quantitative des bioassociations et caractérisation des cortèges sédimentaires et des ensembles paléogéographiques des séries du Cénomano-Turonien des Aurès et du Tell oriental (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence: une mise au point- *Bulletin de la société géologique de France*. 176(2) : 183-197.

[19] Ruault-Djerrab M., 2008. Biostratigraphie et Paléoenvironnement du Crétacé moyen des Hameimats à partir de l'étude de la faune et de la microfaune - Coupe du Djebel Chemla (Morsott, NE Algérie) Université de Tébessa (Algérie) – *Mémoire de Magister*.

[20] Lüning S., Kolonic S., Belhaj E.M., Belhaj Z., Cota L., Baric G & Wagner T., 2004. An integrated depositional model for the Cenomanian-Turonian organic-rich strata in North Africa. *Earth Science reviews*, 64, Issues 1-2, 51-117.

[21] Folk L.R., 2005. Nannobacteria and the formation of framboidal pyrite: Textural evidence, *Journal of System Science*, 114 (3), 369-374.

[22] Robaszynski F., Amedro, F. & Caron, M., 1993. La limite Cénomanién-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie Centrale, *Cretaceous Research*, 14, 477-486.

[23] Soua M., 2005. Biostratigraphie de haute résolution des foraminifères planctoniques du passage Cénomanién Turonien et impact de l'événement anoxique EAO-2 sur ce groupe dans la marge sud de la Téthys, exemple régions de Jerissa et Bargou. *Mémoire de Mastère, Univ., de Tunis El Manar*, 1-169.

[24] Soua M., 2011. Le passage Cénomanién – Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chimostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie. Thèse de Doctorat, Université Tunis el Manar, Faculté des Sciences de Tunis, Département de Géologie séquentielle

[25] Georgescu, M., 2000. Late Albian-Turonian planktonic foraminifera in the Romanian western lack sea offshore, *Revista Española de Micropaleontologia*, 32(2), 157-173.

[26] Robaszynski F. & Caron M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: Commentaire de la zonation Europe-Méditerranée, *Bulletin de Société de géologie de France*, 166 (6), 681-692.

[27] Premoli Silva I. & Sliter W. V., 1995. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends in the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Paleontographia Italica*, 82, 1- 89.

[28] Keller G & Pardo A., 2004. Age and paleoenvironment of the Cenomanian–Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology*. 51, 95– 128.

[29] Soua M, Zaghib-Turki D, O'Dogherty L., 2006. Radiolarian biotic responses to the Latest Cenomanian global event across the southern Tethyan margin (Tunisia). *Proceeding of the tenth Exploration and Production Conference*, 26,195-216.

[30] Soua, M., 2011. Siliceous and organic-rich sedimentation during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE2) on the northern margin of Africa: an evidence from the Bargou area, Tunisia. *Arabian Journal of Geosciences*, DOI 10.1007/s12517-011-0434-0.

[31] Accarie, H., Emmanuel, L., Robaszynski, F., Baudin, F., Amédro, F., Caron, M. & Deconinck, J.F., 1996. La géochimie isotopique du carbone (^{13}C) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanién/Turonien en Tunisie centrale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 322 (II a), 579-586.

[32] Amédro, F., Hugues A. & Robaszynski, F., 2005. Position de la limite Cénomanién-Turonien dans la Formation Bahloul de Tunisie centrale: Apports intégrés des ammonites et des isotopes du carbone. *Geologicae Helvetiae*, 98, 151–167.

[33] Caron, M., Dall'Agnolo, S., Accarie, H., Barrera, E.G., Kauffman, E., Amédro, F. & Robaszynski, F., 2006. High-resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation. *Geobios*, 39,171–200.