

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**  
**MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE**  
**SCIENTIFIQUE**

**Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou**  
**Faculté des Sciences Biologiques et des Sciences Agronomiques**  
**Département des Sciences de la Terre et de l'Univers**

---



**MEMOIRE**

**Présenté pour l'obtention du diplôme de MASTER**

**En : Géologie**

**Spécialité : Géologie des Bassins Sédimentaires**

**Présenté par :**

**Melle. MOUCHACHE Malika**

**SUJET**

**Etude biostratigraphique et sédimentologique du Cénomanién-  
Turonien de la coupe de Kherbat Ouled Hellal, monts de  
l'Ouarsenis, Tell algérien**

**Thème proposé et encadré par : Melle. OUIKENE Karima.**

**Soutenu publiquement le : 31 / 03 /2022 à 11h30, devant le jury composé de :**

<b>Mr. AMROUCHE Farid</b>	<b>Maitre Assistant A (UMMTO)</b>	<b>Président.</b>
<b>Melle. OUIKENE Karima</b>	<b>Maitre Assistante A (UMMTO)</b>	<b>Rapporteur.</b>
<b>Mr. ACHOUI M'hand</b>	<b>Maitre Assistant A (UMMTO)</b>	<b>Examineur.</b>

**Promotion : 2020/2021**

## **Remerciements**

*Je remercie Dieu le tout puissant et le tout Miséricordieux de m'avoir donné, tout au long de ce parcours, le courage, l'abnégation, la force, la santé et la patience nécessaire à l'accomplissement et la finalisation de ce mémoire de fin de cycle.*

*Je tiens à remercier Mademoiselle **OUIKENE Karima**, maître assistante à l'UMMTO, d'avoir assuré la direction de ce travail. Elle m'a fait découvrir et aimer le monde de la micropaléontologie, m'a confié ce travail riche d'intérêt, et m'a aidé à chaque étape de sa réalisation. Ses conseils lors de nos entrevues ont toujours été fructueux et elle m'a toujours réservé le meilleur accueil, merci à vous pour vos encouragements.*

*Je saisis cette occasion pour vous exprimer ma grande gratitude et ma reconnaissance tout en vous témoignant de mon immense respect.*

*Je remercie Monsieur **AMROUCHE Farid**, d'avoir répondu favorablement à l'invitation pour présider ce jury, j'espère que ce travail sera à la hauteur de ses espérances.*

*Mes remerciements vont également à, Monsieur **ACHOUI M'hand**, maître assistant à l'UMMTO qui a bien voulu examiner mon travail et nous faire part de ces discussions et ces critiques.*

*Je suis redevable et reconnaissante à tous les enseignants du département STU d'UMMTO et également le personnel administratif, de m'avoir guidée et orientée durant tout mon cursus universitaire.*

*Je tiens particulièrement à témoigner ma profonde gratitude et sincères remerciements ; à Madame **ABDERAHMAN Farida**, l'ingénieure de laboratoire, qui m'a généreusement fourni et mis à ma disposition tout le matériel nécessaire pour effectuer le lavage, le tri et l'étude des lames minces afin de bien finaliser la partie pratique de ce travail.*

*Mes sincères remerciements à **Lyes**, le chauffeur qui nous a aidés accompagner avec sa bonne humeur et nous a facilité le déplacement sur le terrain.*

*Aussi je tiens à remercier tous mes amis de la promotion de bassin sédimentaire, en particulier **Ali** qui nous a accompagné sur le terrain et **Fatma** qui m'a aidé dans les lavages, merci pour votre aide.*

*A tout le monde qui m'ont aidé, de près ou de loin, à mener ce travail, vous trouverez ici l'expression de ma reconnaissance et ma profonde gratitude.*

# *Dédicaces*

*Aucune dédicace ne saurait être assez éloquente pour exprimer ma gratitude, à cet effet, je dédie ce modeste travail à tous ceux qui me sont chers !*

*A la mémoire de mes grands-mères, que leurs âmes reposent en paix et à la mémoire de mon frère Bachir.*

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

*A mes frères Sidali, Mohand et mes chers sœurs Ferroudja et Zahra.*

*A mon cher neveu Adam, mes nièces Liza et Ilyana que dieu vous garde.*

*A mon oncle Mohand Ameziane et à toute la famille Mouchache et Mahfoufi.*

*A mes amis (es) : Sihem, Saïd, Souhila, Fatma, Djamila et Nadia.*

## ***Résumé***

*La région de Kherbat Ouled Hellal appartient au massif de l'Ouarsenis Oriental qui fait partie du domaine externe de l'Atlas Tellien.*

Cette région a connu la crise océanique, connue à l'échelle mondiale, définissant l'Événement Océanique Anoxique (OAE2) qui s'est déroulé au Crétacé autour de la limite Cénomaniens-Turonien, et marqué par des dépôts marno-calcaires et des calcaires noirs riches en matière organique.

Ce travail consiste à réaliser une étude sédimentologique, biostratigraphique et paléoenvironnementale sur les dépôts Cénomano-Turonien de la région de Kherbat Ouled Hellal et nous a permis d'atteindre les conclusions suivantes :

-L'étude sédimentologiques et le découpage séquentiel de la coupe de Kherbat Ouled Hellal ont permis de caractériser deux parties dans chaque séquence de 4<sup>ème</sup> ordre qui sont respectivement comme la suite : la partie sommitale de la **II** dans la mégaséquence **I** et la partie inférieure de la **IIA** dans la mégaséquence **II**.

-Trois biozones de foraminifères planctoniques ont été identifiées sur la coupe : la zone à *Rotalipora cushmani pro-parte*, la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, et la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica pro-parte*.

Nous avons pu également tracer la limite Cénomaniens supérieur- Turonien inférieur de façon approximative.

-L'analyse quantitative et qualitative des associations de foraminifères planctoniques et benthiques avec les données statistiques des paramètres paléocéologiques permettent de définir un environnement marin calme et profond réducteur et pauvre en oxygène, de plateforme externe voir le bassin.

Enfin, les résultats acquis ont permis de définir l'événement anoxique (OAE2) au passage Cénomaniens – Turonien au niveau de la coupe de Kherbat Ouled Hellal.

**Mots clés :** Kherbat Ouled Hellal, Massif de l'Ouarsenis Oriental, l'Atlas tellien, l'événement océanique anoxique (OAE2), limite Cénomaniens-Turonien, sédimentologique, biostratigraphique, paléoenvironnement, biozones, foraminifères planctoniques, foraminifères benthiques.

**Remerciements**

---

**Table des matières**

---

**Liste des figures**

---

**Liste des tableaux**

---

**Résumé**

---

**Abstract**

---

**Chapitre I Généralités**

---

<b>I- Introduction générale</b>	<b>1</b>
<b>II- II-CADRE GEOGRAPHIQUE GENERALE DU DOMAINE TELLIEN</b>	<b>2</b>
<b>III- CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'OUASENIS</b>	<b>3</b>
<b>IV- CADRE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE L'OUARSENIS</b>	<b>4</b>
<b>V- CONTEXTE STRUCTURAL</b>	<b>5</b>
<b>V-1- Place du domaine Tellien dans les Maghrébides</b>	<b>5</b>
<b>V-2- Structuration de l'Ouarsenis dans le domaine Tellien</b>	<b>7</b>
<b>V-2-1- Les phases tectoniques</b>	<b>7</b>
<b>V-2-2- Les unités structurales</b>	<b>8</b>
<b>A-Subdivisions de Polvèche (1960),</b>	<b>8</b>
<b>B-Subdivision de Mattuaer (1952),</b>	<b>9</b>
<b>VI- CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE</b>	<b>11</b>
<b>a-Les terrains anté-triasiques</b>	<b>11</b>
<b>b-Les terrains triasiques</b>	<b>11</b>
<b>c-Les terrains Jurassiques</b>	<b>11</b>
<b>d-Les terrains Crétacé</b>	<b>12</b>

e-Les terrains post-Crétacé	13
f-Le Pliocène et le Quaternaire	13
<b>VII- ETAT DE CONAISSANCE DU CENOMANO-TURONIEN</b>	<b>16</b>
VII.1-Bio-événement stratigraphique	17
VII.2-Signatures chimiostratigraphiques	18
VII.2.1-Les isotopes du carbone	18
VII.2.1.A-Origines des variations du $\delta^{13}C$	18
VII.2.1.B-Les variations du $\delta^{13}C$ au passage Cénomaniens- Turonien (OAE2)	20
VII.2.1.B.a- Le bassin du Western Interior, USA	20
VII.3- l'importance des différentes signatures	22
VII.4- Répartition de la limite C/T dans le monde	22
VII.5- Caractérisation du passage C-T à l'échelle locale (Ouarsenis) et équivalences	23
<b>VIII- HISTORIQUE DES TRAVAUX</b>	<b>23</b>
<b>IX- METHODOLOGIE DE TRAVAIL</b>	<b>25</b>
IX.1- Sur le terrain	25
IX.2 - Au laboratoire	26
IX.2.1- Préparation des échantillons marneux et marno-calcaires	26
IX.2.2- Lavage	26
IX.2.3- Tri	28
IX.2.4- Comptage et détermination	28
IX.2.5- Confection de lames minces pour les échantillons calcaires	28

**Chapitre II Etude Sédimentologique**

<b>I- Introduction</b>	<b>30</b>
<b>II- Description lithostratigraphique et analyse séquentielle de la coupe de Ouled Hellal</b>	<b>32</b>
<b>II.1-Localisation de la coupe Kherbat Ouled Hellal</b>	<b>32</b>
<b>II.2-Description de la coupe</b>	<b>35</b>
<b>II.2.A-La séquence ID</b>	<b>35</b>
<b>II.2.B- La séquence IIA</b>	<b>38</b>
<b>III- Conclusion</b>	<b>39</b>
<b><i>Chapitre III Etude biostratigraphique</i></b>	
<b>I- Introduction</b>	<b>40</b>
<b>II- Biozonation des foraminifères planctoniques de la coupe de Kherbat Ouled Hellal</b>	<b>42</b>
<b>II.1- Zone à Rotalipora cushmani (pro-parte)</b>	<b>42</b>
<b>II.2- Zone à Whiteinella archaeocretacea</b>	<b>44</b>
<b>II.3- Zone à Helvetoglobotruncana helvetica pro-parte</b>	<b>44</b>
<b>III- Caractérisation de la limite Cénomaniens supérieur- Turonien inférieur</b>	<b>45</b>
<b>III.1- Extinction de Rotalipora cushmani (MORROW)</b>	<b>47</b>
<b>III.2- Evénement à Heterohelix</b>	<b>47</b>
<b>III.3- Evénement à filaments</b>	<b>48</b>
<b>III.4- l'occurrence d'Helvetoglobotruncana helvetica (BOLLI)</b>	<b>48</b>
<b>IV- Foraminifères benthiques rencontrés dans la coupe de Kherbat Ouled Hellal</b>	<b>49</b>
<b>V- Conclusion</b>	<b>49</b>

***Chapitre IV Reconstitution des paléoenvironnements***

<b>I- Introduction</b>	<b>50</b>
<b>II- Indices paléo-écologiques</b>	<b>50</b>
<b>III- Analyse des indices paléo-écologiques de la coupe de Kherbat Ouled</b>	<b>54</b>
<b>III.1- Séquence ID</b>	<b>54</b>
<b>III.3- Passage Cénomanién supérieur-Turonien inférieur identifié au niveau de l'échantillon de KOH 62</b>	<b>57</b>
<b>III.4- Séquence IIA</b>	<b>57</b>
<b>IV- Interprétation des données acquises</b>	<b>57</b>
<b>V-Comportement des foraminifères planctoniques et benthiques au cours du passage Cénomanién-Turonien</b>	<b>60</b>
<b>V.1-Au Cénomanién supérieur</b>	<b>60</b>
<b>V.2-Au passage Cénomanién supérieur-Turonien inférieur</b>	<b>61</b>
<b>V.3- Au Turonien inférieur</b>	<b>61</b>
<b>VI- Conclusion</b>	<b>61</b>

## Liste des figures

### *Chapitre I*

- Figure I.1 :** -situation géographique du massif de l’Ouarsenis 3
- Figure I.2 :** Carte structurale du système tell-rifain (d’après Leprêtre et al., 2018) 6
- Figure I.3 :** Situation structurale de l’Ouarsenis (in Benyoucef, 2006). 10
- Figure I.4 :** Colonne lithostratigraphique synthétique présentant la série crétacée de l’Ouarsenis (échelle verticale non respectée) (d’après Benyoucef, 2006). 13
- Figure I.5 :** Figure I.5 : Présentation géologique du massif de l’Ouarsenis (Extrait de la carte géologique de l’Algérie à l’échelle 1 /500 000e, 2<sup>ème</sup> édition, Service de la carte géologique de l’Algérie, 1951-1952)). 15
- Figure I.6 :** Les événements anoxiques océaniques en relation avec les variations eustatiques du niveau relatifs (d’après Jenkyns, 1980). 16
- Figure I.7 :** Carte paléogéographique montrant la répartition de l’événement anoxique océanique (EAO) au Cénomano- Turonien avec la localisation des forages PSDP (d’après Schlanger et al., (1986) et complété par Harbin et al., (1987) ; Arthur et al., (1990). 17
- Figure I.8 :** Cadre paléogéographique et variation des valeurs de COT et d13C dans les diverses coupes levées en domaine téthysien et atlantique. 19
- Figure I.9 :** Variations des différents paramètres classiquement utilisés pour le découpage biostratigraphique, séquentielle et chimiostratigraphique de la transition Cénomanién-Turonien. D’après Soua (2005). Biozonation d’après Luning et al. (2004) ; séquences d’après Hardenbol et al. (1998). 20

<b>Figure I.10 :</b> L'anomalie en $\delta^{13}C$ enregistrée à Pueblo, USA d'après Pratt et Threlkeld, 1984, Pratt et Threlkeld in Bengston, 1996 et in Kennedy et al., 2000, Pratt, 1985, Morel, 1988.	21
<b>Figure. I.11 :</b> Marnes et les marneux calcaires conservés dans des sacs en plastique.	25
<b>Figure I.12 :</b> Les 200g pesé de chaque Echantillon.	26
<b>Figure I.13 :</b> Les marnes mis dans l'étuve à 80°C	26
<b>Figure I.14 :</b> Tamis métalliques de lavage à mailles décroissantes.	27
<b>Figure I.15 :</b> : Sédiment désagrégé, Tamisé sous un jet d'eau.	27
<b>Figure I.16 :</b> Piluliers numérotés servant à conserver les résidus du chaque tamis.	27
<b>Figure I.17:</b> Tamis trempés dans une solution de bleu de méthylène	27
<b>Figure I.18 :</b> Cuvette de tri, quadrillé à fond noir et un pinceau de tri.	28
<b>Figure I.19 :</b> Cellule pour microfossiles.	28
<b>Figure I.20 :</b> Lame mince observée sous un microscope optique Polarisant.	29

## *Chapitre II*

<b>Figure II.1 :</b> Faciès et séquences d'une série synthétique du Crétacé supérieur des Aurès 1-Plate-forme externe, 2-Plate-forme médiane, 3-Plate-forme littorale, 4-Zone tidale (HERKAT et DELFAUD, 1999).	31
<b>Figure II.2 :</b> Image satellitaire (d'après "Google earth") montrant la position de la coupe de Kherbat Ouled Hellal.	32

<b>Figure II.3</b> : Localisation de la coupe de Kherbat Ouled Hellal. Extrait de la carte de la carte géologique de Letourneux 1/50 000 ( <i>Kiken et al.1955</i> ).	33
<b>Figure II.4</b> : Légende générale de la carte géologique de LETOURNEUX au 1/50 000( <i>Kikene et al.1955</i> ).	34
<b>Figure II.6</b> : Calcaire wackstone à bioclaste échantillon (KOH47), <b>FPG</b> : foraminifère planctonique globuleux, <b>P</b> : Pyrite, <b>G</b> : glauconie, <b>C</b> : Calcisphère, <i>Echelle : barre = 100 um.</i>	35
<b>Figure II.7</b> : Calcaire wackstone à <i>Hétérohélix</i> échantillon (KOH55). <b>H</b> : <i>Hétérohélix</i> , <b>FPC</b> : foraminifère planctonique caréné. <i>Echelle : barre = 100 um.</i>	36
<b>Figure II.5</b> : Coupe lithologique et découpage séquentiel de la coupe de Kherbat Ouled Hellal	37
<b>Figure II.8</b> : Calcaire packstone à filaments (KOH58). <b>G</b> : glauconie, <b>DB</b> : débris de bivalves (filaments), <b>C</b> : Calcisphères. <i>Echelle : barre = 100 um.</i>	38

### Chapitre III

<b>Figure III.1</b> : Distribution verticale des espèces- indices de zones dans le groupe des foraminifères planctoniques (ROBASZYNSKI et CARON, 1995).	41
<b>Figure III.2</b> : Colone Figure lithostratigraphique de la coupe de Kherbat Ouled Hellal (Ouarsenis Oriental)	43
<b>Figure III.3</b> : Position des 5 événements biologiques.	46

### Chapitre IV

<b>Figure IV.1</b> : Indice d'océanité selon Gibson, 1989	52
<b>Figure IV.2</b> : Indice d'océanité, diversité des foraminifères et relation entre profondeur du milieu et morphologie des foraminifères planctoniques (d'après BELLIER <i>et al</i> , 2010 in MAANDI, 2011).	52

**Figure IV.3:** Distribution des taxons planctoniques du Crétacé (colonne de droite) comparée à la distribution dans l’océan actuel, proposée par (HART et BAILEY, 1979 in MAANDI, 2011). 54

**Figure IV.04 :** Données quantitatives de la coupe de Kherbat Ouled Hellal, Indice de pélagisme P/P+B, le rapport C/C+G, et pourcentage des foraminifères benthiques à test calcaire et agglutiné. 56

**Figure IV.05 :** Les trois événements anoxiques océaniques du Crétacé en relation avec les variations du niveau marin relatif (JENKYNS, 1980 in DESMARES, 2007). 59

### **Liste des Tableaux**

**Tableau IV.01 :** Tableau des pourcentages des foraminifères planctoniques, benthiques et des ostracodes de la coupe de Kherbat Ouled Hellal. 51

# *Abstract*

The region of Kherbat Ouled Hellal belongs to the Eastern Ouarsenis massif which is part of the external domain of the Tellian Atlas.

This region has experienced the oceanic crisis, known worldwide, defining the Anoxic Oceanic Event (OAE2) which took place in the Cretaceous around the Cenomanian-Turonian boundary, and marked by marlstone and black limestone deposits rich in organic matter.

This work consists in carrying out a sedimentological, biostratigraphic and paleoenvironmental study on the Cenomanian-Turonian deposits of the Kherbat Ouled Hellal region and allowed us to reach the following conclusions

-The sedimentological study and the sequential cutting of the Kherbat Ouled Hellal section allowed us to characterize two parts in each 4th order sequence which are respectively as follows: the top part of the **ID** in megasequence **I** and the bottom part of the **IIA** in megasequence **II**.

-Three planktonic foraminiferal biozones were located on the section: the *Rotalipora cushmani pro-parte* zone, the *Whiteinella archaeocretacea* zone, and the *Helvetoglobotruncana helvetica pro- parte* zone.

We were also able to draw the Upper Cenomanian-Lower Turonian boundary approximately.

-The quantitative and qualitative analysis of the planktonic and benthic foraminiferal associations with statistical data of the paleoecological parameters allowed us to define a calm and deep marine environment that is reductive and poor in oxygen, of the outer shelf see the basin.

Finally, the acquired results allowed to define the anoxic event (OAE2) at the Cenomanian - Turonian transition at the Kherbat Ouled Hellal section.

**Key words:** Kherbat Ouled Hellal, Eastern Ouarsenis Massif, Tellian Atlas, oceanic anoxic event (OAE2), Cenomanian-Turonian boundary, sedimentological, biostratigraphic, palaeoenvironmental, biozones, planktonic foraminifera, benthic foraminifera.

*Chapitre I*  
*Généralités*

## I-INTRODUCTION GENERALE :

Le massif de l'Ouarsenis se situe dans la partie externe du domaine tellien occidental, il appartient au segment oriental de la paléo-marge de la Téthys maghrébine, il est représenté par un empilement d'unités structurales qui font partie du domaine externe de la chaîne alpine en Afrique du nord. (Mattaeur, 1958).

Les terrain Crétacé de l'Ouarsenis semble modestes et manquent de détail, notamment le Cénomaniens et le Turonien qui, d'après Guillemot (1952) correspondent à une série marneuse et marno- calcaire, près de 1000m de puissance dans le massif. Le sommet du Cénomaniens est formé de 20 à 30 m de calcaires bleu- noir en plaquette, alternant avec des marnes schisteux et bitumineux ne contenant que des éléments dissociés de poissons (Mattaeur, 1958).

Cette sédimentation s'est faite dans un environnement marin calme et profond, sous un régime transgressif, marquant l'événement océanique anoxique (OAE2).

Ce modeste travail, consiste à faire une étude d'une coupe, levé dans la région de Kherbat Ouled Hellal (Ouarsenis Oriental), afin de réaliser une analyse sédimentologique et une étude biostratigraphique pour cerner avec précision la limite Cénomaniens supérieur – Turonien inférieur, de reconstituer les paléo-environnements de la région étudiée, et comprendre le comportement des foraminifères face à cet événement OAE2.

Le présent travail est ordonné de la façon suivante :

-Le premier chapitre porte des généralités sur la chaîne Tello-rifaine et l'état de connaissance sur l'évènement anoxique (OAE2).

-Le deuxième chapitre est consacré à l'étude sédimentologique, qui permet de décrire en détail les faciès de la coupe de Kherbat Ouled hellal, et de faire un découpage séquentiel, accompagné d'une étude de microfaciès des niveaux carbonatés, afin de caractériser les paléo-environnements.

-Le troisième chapitre présente une étude biostratigraphique, qui va nous permettre d'établir une biozonation, basée sur les associations de foraminifères planctoniques. Ces dernières vont conduire à dater les formations, et de préciser la limite stratigraphique du passage Cénomaniens – Turonien.

-Le quatrième chapitre consiste à une reconstitution des paléo-environnements, qui se repose sur l'analyse qualitative et quantitative des foraminifères planctoniques et benthiques afin de définir les milieux de dépôts au cours de la période étudiée.

## **II-CADRE GEOGRAPHIQUE GENERALE DU DOMAINE TELLIEN :**

Le Tell, un édifice essentiellement montagneux qui forme une longue chaîne parallèle à la mer, ces massifs constituent la continuité de ceux du Rif au Maroc à l'ouest et ceux de Kroumérie en Tunisie à l'est, (Figure I.2). Elle est nommée aussi chaîne Tello-Rifaine ou Maghrébides, terme proposé par Durant-Delga (1980).

En Algérie, il est représenté par une bande de 1200Km, qui s'étend d'Ouest vers l'Est correspondant aux reliefs qui s'insèrent entre la Méditerranée et les hautes-plaines, large de près de 100 Km (Figure I.1). L'importante dépression ou « plaine intérieure » du bassin de Chélif et du bassin de Médéa le bord d'Ouest en Est permet d'individualiser un Tell septentrional ou littoral et un tell méridional.

Le domaine tellien comporte trois grands ensembles qui sont du Nord au Sud (Figure I.1) : les massifs côtiers, les plaines médianes et les massifs intérieurs. Ces derniers massifs sont représentés d'Ouest en Est par : les monts de Tessala, les monts de Béni Chougrane, les monts de l'Ouarsenis, les monts des Bibans et la chaîne numidique (région Constantinoise).

### III-CADRE GEOGRAPHIQUE DE L'OUASENIS :

Le massif de l'Ouarsenis correspond à la partie du Tell méridional comprise entre les méridiens de Boghari et de Relizane, c'est-à-dire entre la vallée transversale de l'oued Chélif à l'Est et celle de l'oued Mina à l'Ouest (Figure I.1). Il est encadré par le massif de Titteri à l'Est et les monts de Beni Chougrane à l'Ouest, le plateau du Sersou au Sud et par la dépression du Chélif au Nord, à cheval sur les Wilayas de Médéa, Ain Defla, Tissemsilt, Chlef, Relizane et Tiaret.

Le massif culmine au Grand Pic de l'Ouarsenis ou Kef Sidi Amar, à 1983 m, c'est le sommet le plus élevé de l'Algérie occidentale, comme il apparaît au milieu du massif, il peut être pris comme limite entre un Ouarsenis occidental et un Ouarsenis oriental. D'autres sommets atteignent, plus à l'Est, dans la région de Teniet el Haad, 1512 m au Djebel Amrouna, 1787 m à la forêt des Cèdres (Djebel Medad) et 1808 m au Djebel Ech Chaoun, ils font de l'Ouarsenis oriental un pays escarpé et d'accès difficile.

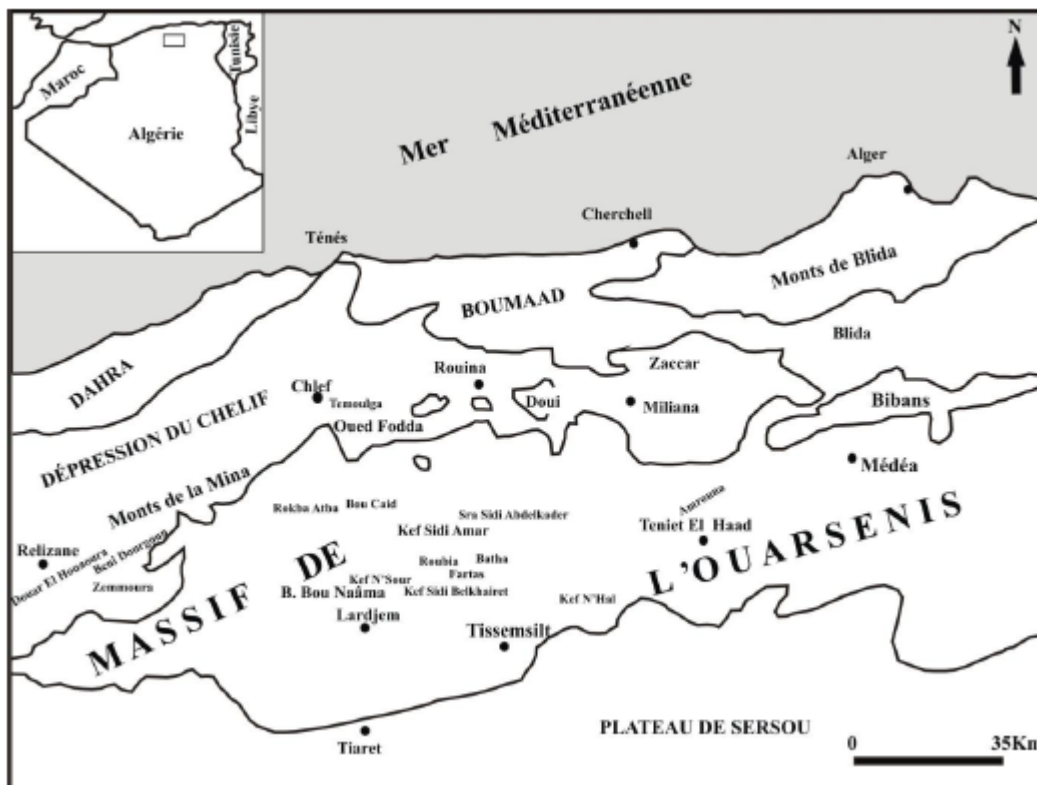


Figure I.1 : Situation géographique du massif de l'Ouarsenis.

#### **IV- CADRE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE L'OUARSENIS :**

La structure géologique de l'Ouarsenis est extrêmement complexe, elle a étonné énormément les géologues. En effet la géologie de cette région est représentée essentiellement par des nappes d'écoulement juxtaposés et superposés sur des terrains autochtones, composés surtout des mêmes terrains notamment des flyschs et des marnes.

La position du « Grand Pic » (1985 m) permet de subdiviser le massif de l'Ouarsenis en trois parties : un Ouarsenis oriental, un massif culminant et un Ouarsenis occidental.

-L'Ouarsenis oriental s'étend de la région de Bordj Bou Naama (ex. Molière ou Bourdj Beni Handel) jusqu'à l'extrémité de la région de Médéa- Blida. Il occupe les grands massifs d'Oued Fodda, Temoulga, de Rouina, de Doui, Zeccar, de Amrouna et de Tniet El Had.

-Le massif culminant couvre les zones à altitude élevées qui affleurent aux alentours des villages de Bou Caïd, Bourdj Bou Naama et Hammam Sidi Slimane. Il englobe aussi de petites monticules, appelés satellites :

-Kef Sidi Amar ou « Grand Pic » trace une bande limite nette séparant l'Ouarsenis oriental de l'occidental. Il constitue un gigantesque pivot avec une base épousant la forme d'un triangle équilatéral. Il est grossièrement orienté NW-SE. Deux massifs peuvent être rattachés à ce massif central (Kef N'sour et Rouiba) et constituent ses soubassements méridionaux.

-Sra Sidi Abdelkader (1756 m) dessine une importante muraille rocheuse orienté NNE-SSW.  
-Kef Sidi Belkheiret (1661 m) se dresse au sud de Kef Sidi Amar avec d'autres satellites (Fartas et Batha).

Deux autres massifs se localisent à l'ouest et au sud du « Grand Pic ». Il s'agit respectivement de Rokba Atba (1251 m) et Kef N'Hal (1112 m).

L'Ouarsenis occidental s'étend de la région de Bordj Bou Naama jusqu'au plateau gréseux de Zmoura (la localité de Beni Dourgoun et Douar El Houaoura).

## V-CONTEXTE STRUCTURAL :

### V-1- Place du domaine Tellien dans les Maghrébides :

La côte africaine de la Méditerranée est sensiblement parallèle à petite échelle à la chaîne Maghrébide, elle recoupe les différents ensembles constitutifs de cette chaîne Alpine et composée d'un système orogénique cylindrique qui comprends trois zones paléotectoniques et paléogéographiques continues. Elles sont du Nord au Sud (Leprêtre et al., 2017, 2018) (Figure I.2) :

- 1) Zones internes appelées aussi "AlKaPeCa" (Alboran-Kabylies-Péloritain-Calabare) (Bouillinet al, 1986) ou "Mesomediterranean terrane" (Guerrera *et al.*, 1993), sont issues de l'ancienne marge septentrionale, cote Europe, de la Téthys maghrébine.
- 2) Le domaine de Flyschs : c'est des nappes pelliculaires de Flyschs Crétacé-Paléogène qui affleurent dans les zones littorales sur 800 Km de long.
- 3) Le domaine externe ou domaine Tellien constitué par des nappes allochtones, découpées dans des terrains sédimentaires surtout marneux calcaires d'âge Crétacé moyen à Néogène et ont été charriées sur une centaine de kilomètres vers le Sud.

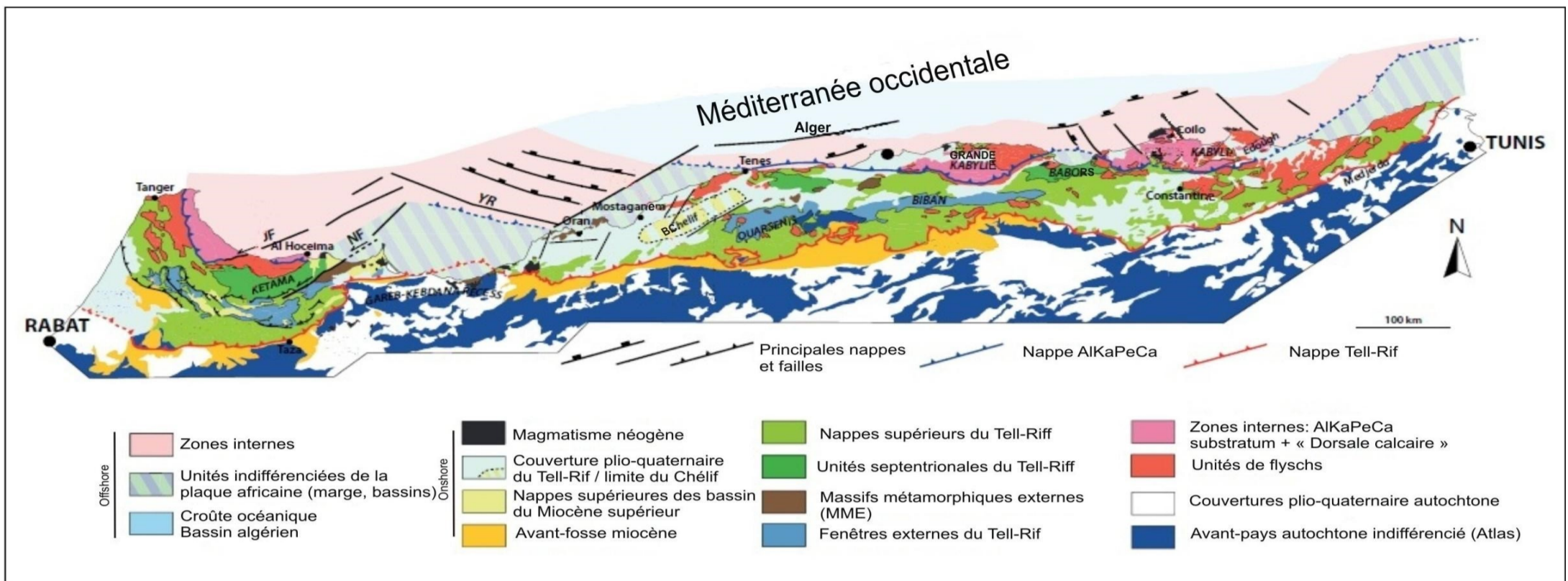


Figure I.2 : Carte structurale du système tell-rifain (d'après Leprêtre et al., 2018)

## V-2- Structuration de l'Ouarsenis dans le domaine Tellien :

La complexité des structures tectoniques des terrains de l'Ouarsenis comporte des contacts anormaux et des failles chevauchantes. Ce massif est marqué comme la grande majorité du Tell par les nappes qui ont pris naissance grâce aux mouvements intra-miocène dites « phase proximale » (Caire & Mattauer, 1953 a et b ; Polvèche, 1960, P. 354).

Les travaux récents de Aïfa et Zaagane (2014) montrent que la zone culminante a été affectée par deux phases compressives orientées NW-SE et NNE- SSW.

Le "Grand Pic" est entaillé par des failles de direction moyenne N20° jalonnant le massif depuis son flanc nord jusqu'à son flanc ouest, il est délimité par trois (03) zones de failles (Benhamou, 1996) :

- La faille de Senan de direction N110° qui sépare le "Grand Pic" et le massif de Sra Abdelkader.
- La faille de Roubia de direction N40° qui sépare le "Grand Pic" du Kef Belkhairat au Sud.
- Une faille de direction N160° séparant le "Grand Pic" du massif de Bou Melah (ou Bou Maâlah dans certaines cartes).

### V-2-1- Les phases tectoniques :

- Entre le Jurassique et le Crétacé moyen, les mouvements secondaires correspondent probablement à des plissements connus dans les secteurs de Chéelif-Nador. Par ailleurs la phase anté-néocomienne qui a affecté les massifs côtiers (Durant-Delga, 1954, p.424) n'est pas marquée d'une façon évidente, mais il y a un passage progressif Jurassique-Crétacé (Gourinard, 1952a ; Clambert, 1955).

- La phase cénomanienne affecte surtout « la zone de Chouala » et la phase anté-sénonienne avec des mouvements importants au Nord de l'Ouarsenis mises en évidence par Polvèche (1960).

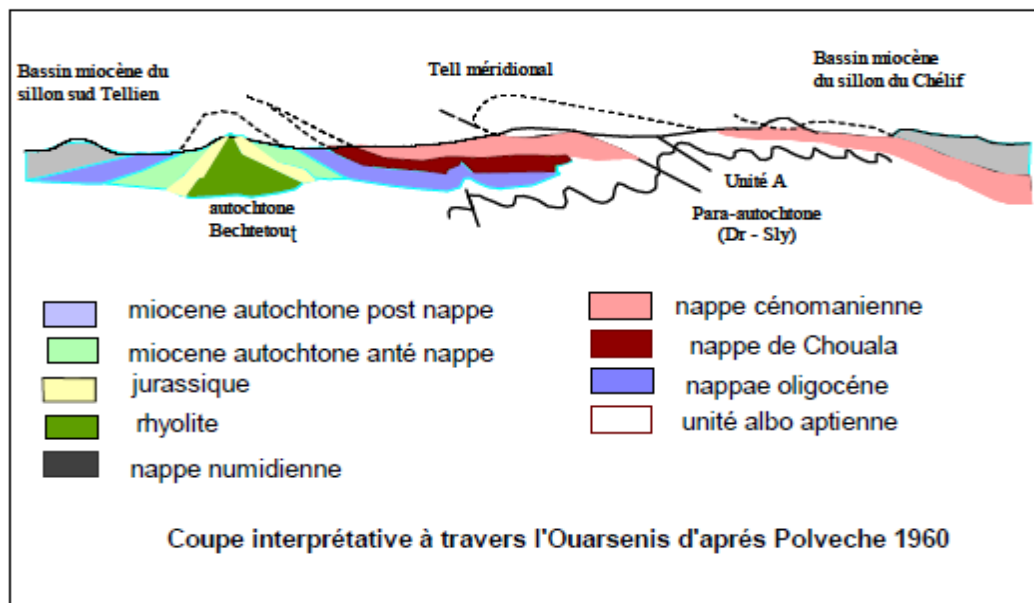
- La phase finie lutétienne qui s'est déroulait pendant le Lutétien supérieur a généré des chevauchements importants (Deleau, 1932).

-Les mouvements d'âge Nummulitique se traduisent par une phase infra-Oligocène (1<sup>ère</sup> phase alpine) et une autre phase post-Oligocène et anté-Miocène (2<sup>ème</sup> phase alpine).

### V-2-2- Les unités structurales :

Le domaine des nappes est constitué d'ensembles sédimentaires et structuraux portant l'empreinte de la tectonique alpine. La mise en place des nappes est exécutée grâce à des mouvements compressifs horizontaux (Fallot, 1952 ; Goguel, 1952 ; Polvêche, 1960). Certains pensaient que ces nappes ont eu place suite à une énorme masse de sédiments qui se décolle de leur substratum et glisse du Nord vers le Sud (Glangeaud, 1952 ; Caire et Mattauer, 1958). Celle-ci a été confirmée ultérieurement par Glangeaud (1956c). Ce processus a été replacé globalement dans le cadre des phénomènes géodynamiques méditerranéens (Migliorini, 1938 ; Merla, 1957).

**a-Subdivisions de Polvêche (1960)**, nous permet de distinguer les unités suivantes :



-Nappe oligo- miocène, constitué par des dépôts grésos- argileux, marnes, conglomérats et comme son nom l'indique, elle est d'âge Oligocène et Miocène.

-Unité de Chouala, Chouala est le nom de la tribu où les affleurements de cette nappe sont les plus spectaculaires. Caractérisé par des dépôts marno-calcaires néocomiens et barrémiens à fossiles pyriteux, reposant par le biais de contact anormaux sur le complexe oligo- miocène.

-Nappe sénonienne, formé presque totalement par un matériel marneux du sénonien supérieur.

-Unité albo-cénomaniennne, constitué par des alternances argilo- gréseuse a cachet flyschoides attribuées à l'Albo- Aptien, et par des marno-calcaires pélagiques d'âge cénomanienn.

-Unité numidienne, formé exclusivement par des dépôts Oligocène de nature argileuse et gréseuse, connu dans le domaine Tellien comme la plus vaste nappe de glissement, elle s'étend de Sétif à l'Est jusqu'à Ammi Moussa à l'Ouest sur 300 Km environ.

### **b-Subdivision de Mattuaer (1952),**

-L'autochtone. Il est particulièrement bien représenté dans la région de Teniet el Haad et Letourneux, recouvert par l'allochtone, rajoutant aussi les massifs primaires et Jurassiques du Chélif.

-Le complexe A, constitué de terrains anciens (surtout de Crétacé moyen, les formations de ce complexe sont souvent difficiles à distinguer qui existent entre l'autochtone et les unités charriées.

-La nappe B, elle est essentiellement formée de Crétacé supérieur, Eocène, Oligocène (à faciès Boghari) et de Miocène. Elle repose soit sur le complexe A soit sur l'autochtone.

-La nappe C, structurellement la plus élevée, caractérisée par une semelle de Crétacé à faciès flysch surmontée d'Oligocène à faciès numidien.

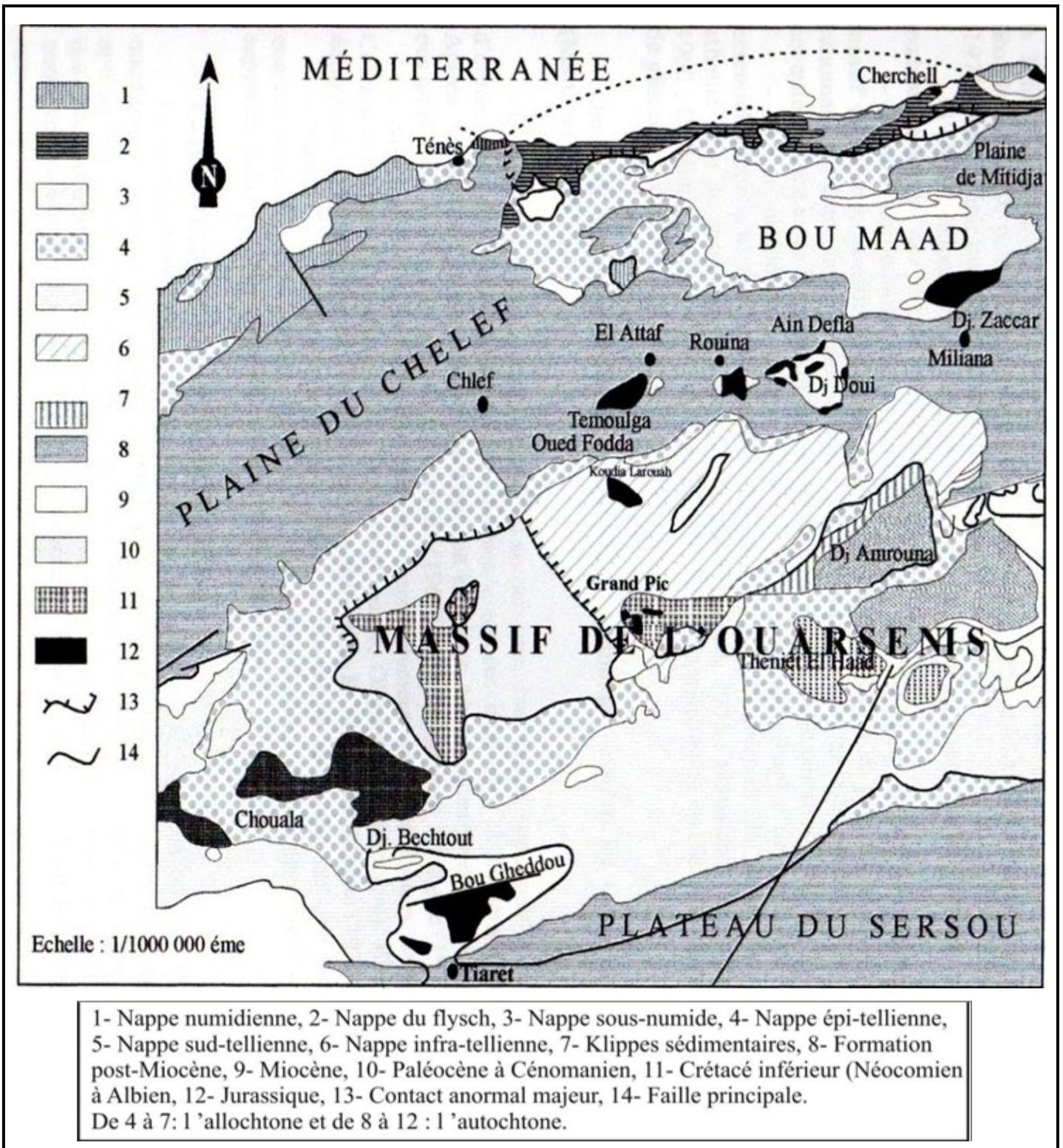


Figure I.3 : Situation structurale de l’Ouarsenis (in Benyoucef, 2006).

## VI- CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE :

L'Ouarsenis oriental présente une série stratigraphique qui contient des terrains d'âge divers : primaire, secondaires et tertiaire (Figure I.5) :

### a- Les terrains anté-triasiques :

Les affleurements primaires n'apparaissent guère que dans les massifs de Chélif à l'état de lambeaux emballés dans le complexe triasique et sous forme de galets enrobés dans les conglomérats du Miocène inférieur (Mattaer, 1958). Ces terrains renferment des granites représentés par de belles roches à texture porphyroïde, des gneiss et des schistes.

### b- Les terrains triasiques :

Le Trias de l'Ouarsenis dans son ensemble est représenté par des gypses et cargneules qui constituent des coupes pelées arides, au sol raboteux, les calcaires et dolomies sont emballées au milieu de ces roches.

Le complexe Triasique renferme :

- Des cargneules qui forment des amas considérables des roches rousses jaunâtres qui s'associent à des masses de gypses compactes et saccharoïdes.
- Des calcaires massifs magnésiens et des dolomies noires qui pourraient appartenir au Muschelkalk (Trias moyen).

Le trias n'a pas apporté de fossiles, il est en générale en position anormale et il est en place dans les massifs du Chélif, à Djebel Doui et El Karimia (ex. Lamartine).

### c- Les terrains Jurassiques :

Le jurassique est représenté par une épaisse série carbonatée qui occupe les massifs de l'Oued Fodda et de Koudiat Larouah, le massif culminant et ses satellites, et Kef N'Hal. Il est marqué aussi par des galets emballés dans les conglomérats du Trias.

Selon les travaux de Benhamou (1996), le Jurassique inférieur à moyen du massif culminant regroupe les formations lithostratigraphiques suivantes :

- La Formation carbonatée de Kef Sidi Amar (Sinémurien-Carixien) ;
- La Formation des calcaires de Djorf Touka (Lias moyen-Domérien) ;

- La Formation des marno-calcaires de Trig Sidi Amar (Toarcien) ;
- La Formation détritiques de Senan (Bajocien) ;
- La Formation des calcaires de Rokbat Aatba (Bajocien).

Le Jurassique supérieur correspond au faciès « ammonitico-rosso » qui couvre la Formation des Calcaires rognonneux d'Ain El Hamra (Tchoumatchenco & Khrishev (1992).

#### **d- Les terrains Crétacé :**

-La base du Crétacé inférieur (Berriasien à Aptien) représente des alternances marno-calcaires riche en ammonites. Les meilleures coupes affleurent à Oued El Fodda, Kef Ain El Hadjela, Hammam Sidi Slimane, à Kef Sidi Amar et à Kef N'Hal (Tchoumatchenco *et al.*, 1995).

#### **-Le Crétacé inférieur :**

Dans la partie occidentale, les dépôts sont réduits et connus à Sidi Ouadah (grès et argiles bariolées azoïques) et à Djebel Nador. Dans l'allochtone, seule la nappe des Chouala contient le Crétacé inférieur, ils sont représentés par des séries marno-calcaires riches en faune pyriteuse.

Dans la partie sommitale (l'Aptien-Albien) sont composés par une alternance d'argile avec des grès, correspondant aux « Flysch albo-aptien de l'Ouarsenis » (Mattauer, 1958 ; Benyoucef, 2006).

-L'Albien supérieur est constitué par des dépôts calcaires en plaquettes à intercalations marneuses, contenant des empreintes écrasées d'ammonites et d'écailles de poissons. Il affleure à Douar Rouabah, dans l'unité des Chouala et dans l'unité albocénomaniennne (Polvèche, 1960).

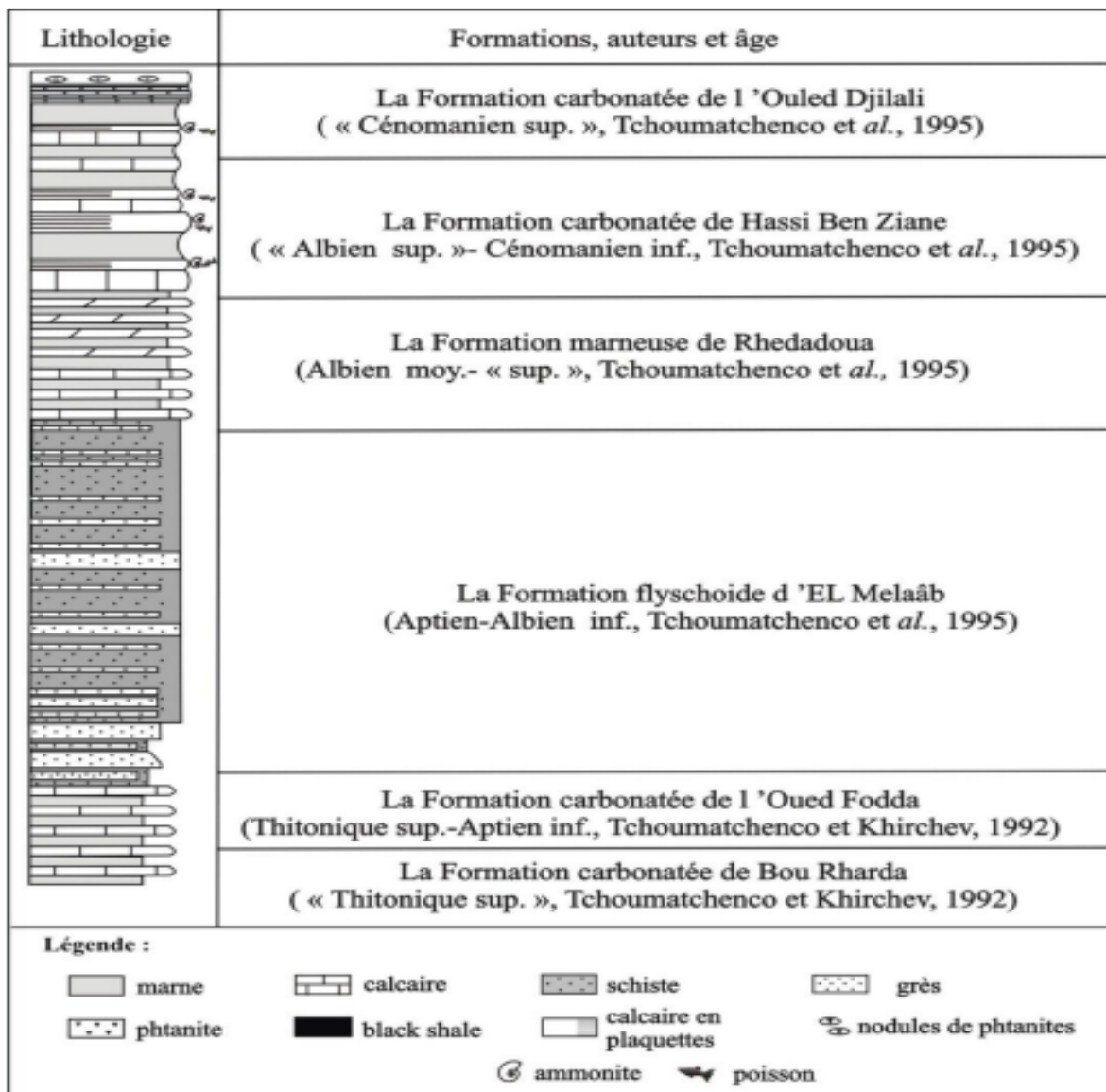
-Le Cénomanienn est marqué par une série marneuse riche en microfaune et à intercalations calcaires. Au sommet, les blocs calcaires se chargent de lits siliceux et de phtanites à radiolaires marquant la limite Cénomanienn- Turonien.

-Le Turonien caractérisé par une alternance calcaire et marne et des combes de marnes au sommet et leur épaisseur peut atteindre jusqu'à une dizaine de mètres.

-Le Sénonien constitue une épaisse formation marneuse de couleur grise. Il affleure particulièrement dans l'unité sénonienne, dans l'unité des Chouala, dans l'unité albocénomaniennne, à Douar Rouabah et dans le massif autochtone du Chélif.

Tchoumatchenco et al. (1995) ont reconnu l'existence du Crétacé dans l'autochtone, la succession des formations suivantes sont de bas en haut (FigI.0 4) :

- La Formation carbonatée de l'Oued Fodda (Tithonique supérieur-Aptien inférieur) ;
- La Formation flyschoïde d'El Melaâb (Aptien-Albien inférieur) ;
- La Formation marneuse de Rhedadoua (Albien moyen-supérieur) ;
- La Formation carbonatée de Hassi Ben Ziane (Albien supérieur-Cénomaniens inférieur) ;
- La Formation carbonatée de Ouled Djilali (Cénomaniens supérieur).



**Figure I.4 :** Colonne lithostratigraphique synthétique présentant la série crétacée de l'Ouarsenis (échelle verticale non respectée) (d'après Benyoucef, 2006).

**e- Les terrains post-Crétacé :**

- L'Eocène inférieur constitue à la base une série marneuse qui se termine par des calcaires et des marno-calcaires riches en microfossiles et en silex.

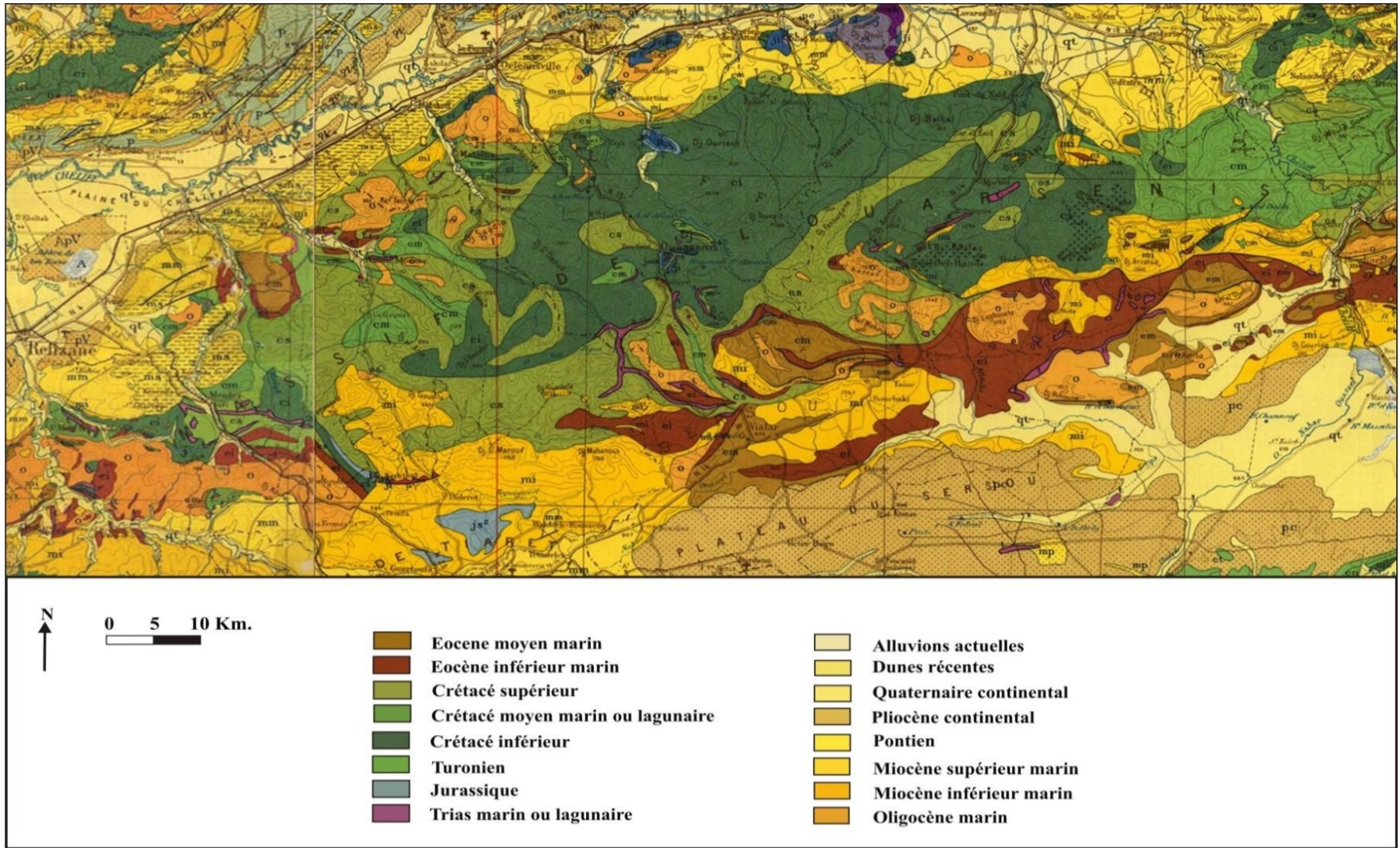
- L'Eocène moyen à supérieur est formé d'une couche marneuse intercalée de lumachelles à huitres (Mattauer, 1958), et dans la partie occidentale du massif de l'Ouarsenis, l'Eocène supérieur présente de dépôts marneux transgressifs sur les calcaires à silex (Polvêche, 1960).

-L'Oligocène se divise en deux faciès bien distincts : le faciès Boghari (dit Oranais) et le faciès numidien. Ce dernier est caractérisé par une série grés-argileuse qui affleure essentiellement à Djebel Bameur, Dj. Maïz et Dj. Saadia. L'Oligocène à faciès Boghari est formé de marnes à intercalations de grès calcaireux, il affleure dans l'unité oligomiocène, dans la nappe de Chouala et dans l'unité sénonienne.

-Le Miocène inférieur se divise en un Miocène inférieur I (antérieur à la mise en place des unités) et un Miocène inférieur II (discordant sur le premier), il est marqué par des conglomérats, des marnes et des grès.

**f- Le Pliocène et le Quaternaire :**

A cause de la régression de mer vers la fin du Miocène ainsi qu'une érosion intense qui a disséqué le Tell méridional, les dépôts Plio-Quaternaires ne sont formés que par placages cailloutés (Mattauer, 1958).



**Figure I.5 :** Présentation géologique du massif de l’Ouarsenis (Extrait de la carte géologique de l’Algérie à l’échelle 1 /500 000<sup>e</sup>, 2<sup>ème</sup> édition, Service de la carte géologique de l’Algérie, 1951-1952)

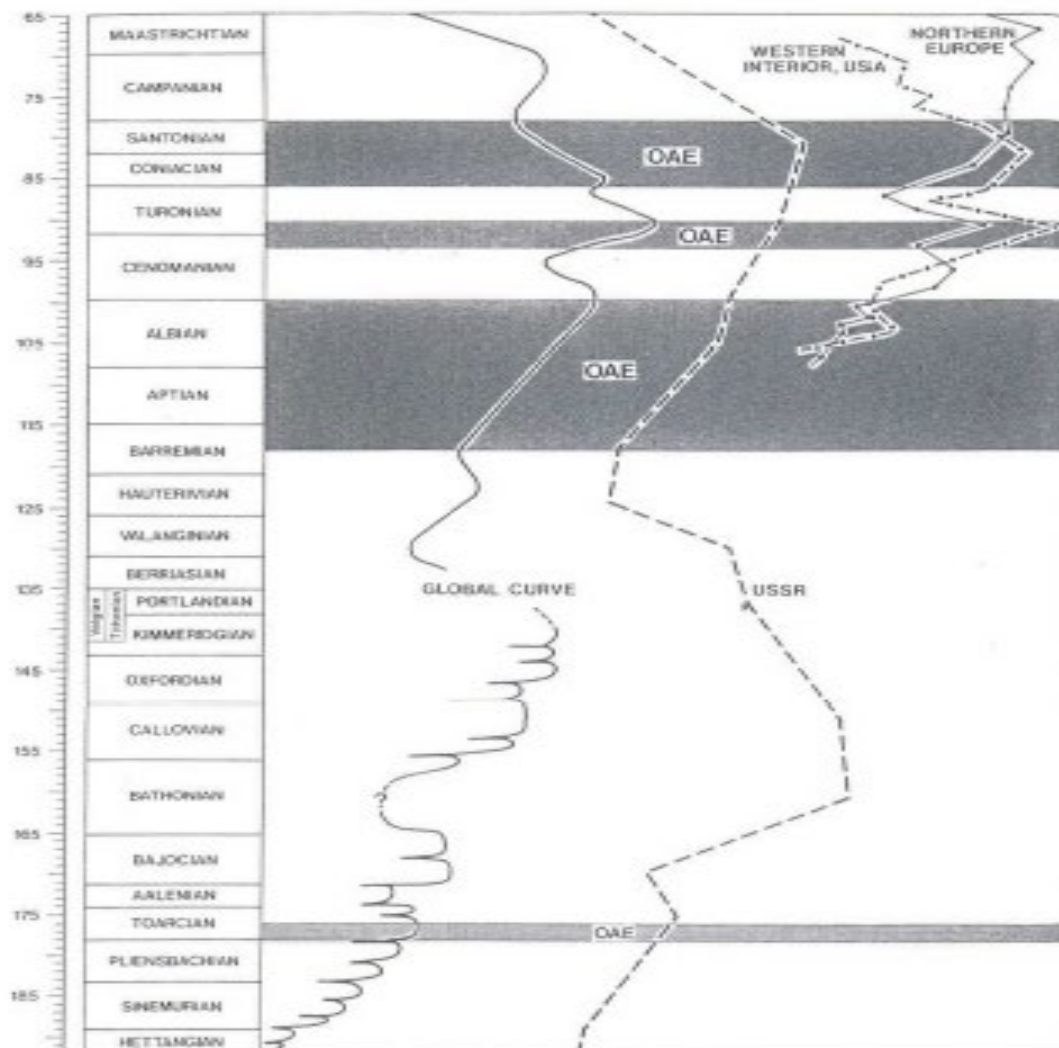
## VII- ETAT DE CONNAISSANCE DU CENOMANO- TURONIEN :

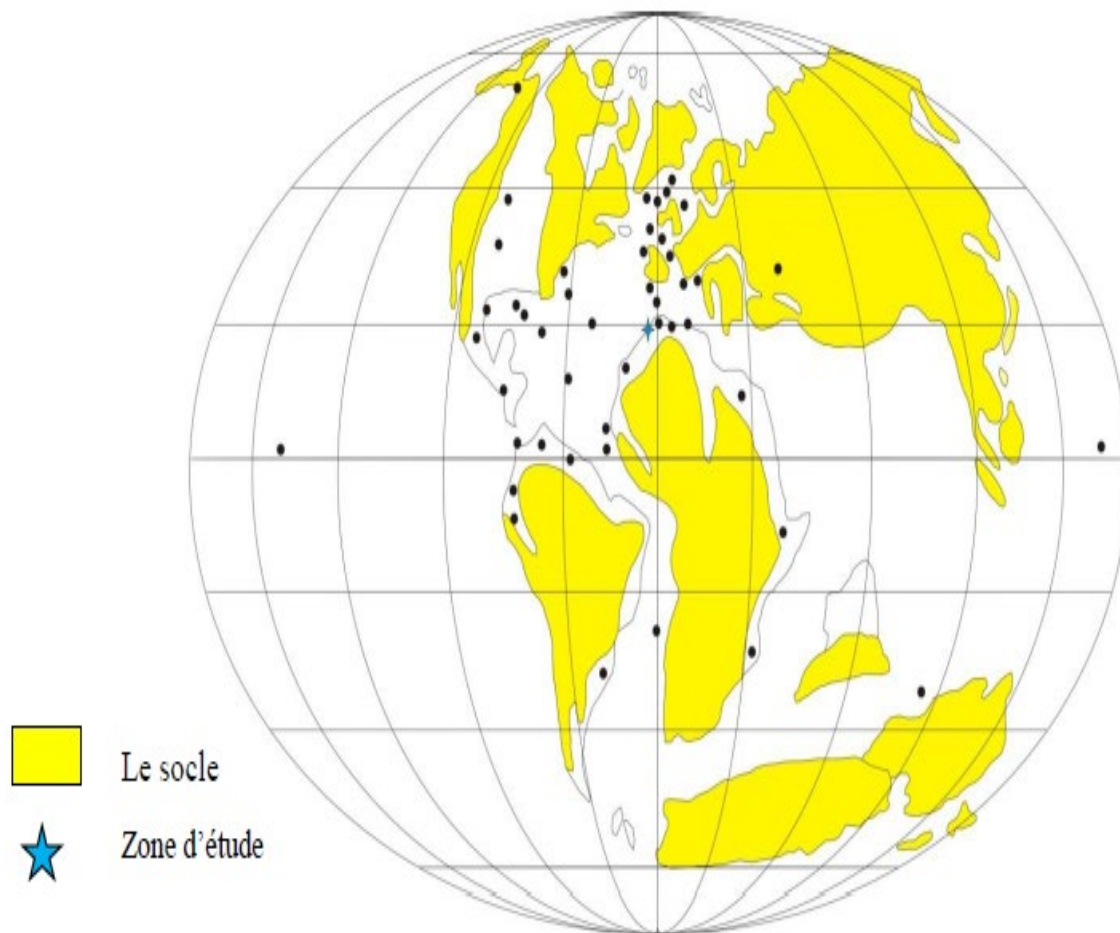
Le Crétacé est caractérisé par une série de phases anoxiques marines, dénommées OAE 'Oceanic Anoxic Event' par (Schlanger et Jenkyns. 1976) et des dépôts riches en matière organique (Arthur *et al.* 1987).

Trois OAE ont été définis au total (Fig I.06) dont :

- Le premier (OAE 1) s'étend de l'Aptien à l'Albien,
- Le deuxième (OAE 2), qui est le plus important à l'échelle globale, coïncide avec la limite Cénomaniens-Turonien (Fig I.07).
- (L'OAE 3) survient lors du passage Coniacien-Santonien.

**Figure I.6 :** Les événements anoxiques océaniques en relation avec les variations eustatiques du niveau relatifs (d'après Jenkyns, 1980).





**Figure I.7 :** Carte paléogéographique montrant la répartition de l'événement anoxique océanique (EAO) au Cénomano-Turonien avec la localisation des forages PSDP (d'après Schlanger et al., (1986) et complété par Harbin et al., (1987) ; Arthur et al., (1990).

L'événement (EAO2) se matérialise sur les plans : litho, bio et chimio stratigraphique, par des modifications représentées par le dépôt de black shales, l'extinction de micro et macrofaune et enfin une anomalie géochimique en  $\delta^{13}C$ .

### VII.1-Bio-événement stratigraphique

Plusieurs événements bio-stratigraphiques (DESMARES, 2005) ont été utilisés comme marqueurs pour positionner la limite Cénomaniens-Turonien notamment :

- Base de la zone d'ammonites à *Pseudaspidoceras flexuosum* POWELL, 1963.
- Base de la zone d'ammonites à *Watinoceras devonense* WRIGHT et KENNEDY, 1981 ;
- Première occurrence du nannofossile *Quadrum gartneri* ;
- Dernière occurrence du genre caréné *Rotalipora* (PESSAGNO, 1967) ;
- Première occurrence de l'espèce carénée *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI, 1945) ;

- Apparition de Formes opportunistes et l'événement à *Heterohelix* shift ;
- Apparition de l'événement à Filaments, utilisé comme indicateurs de la proximité de cette limite (CARON et al. 2006).

## VII.2-Signatures chimiostratigraphiques

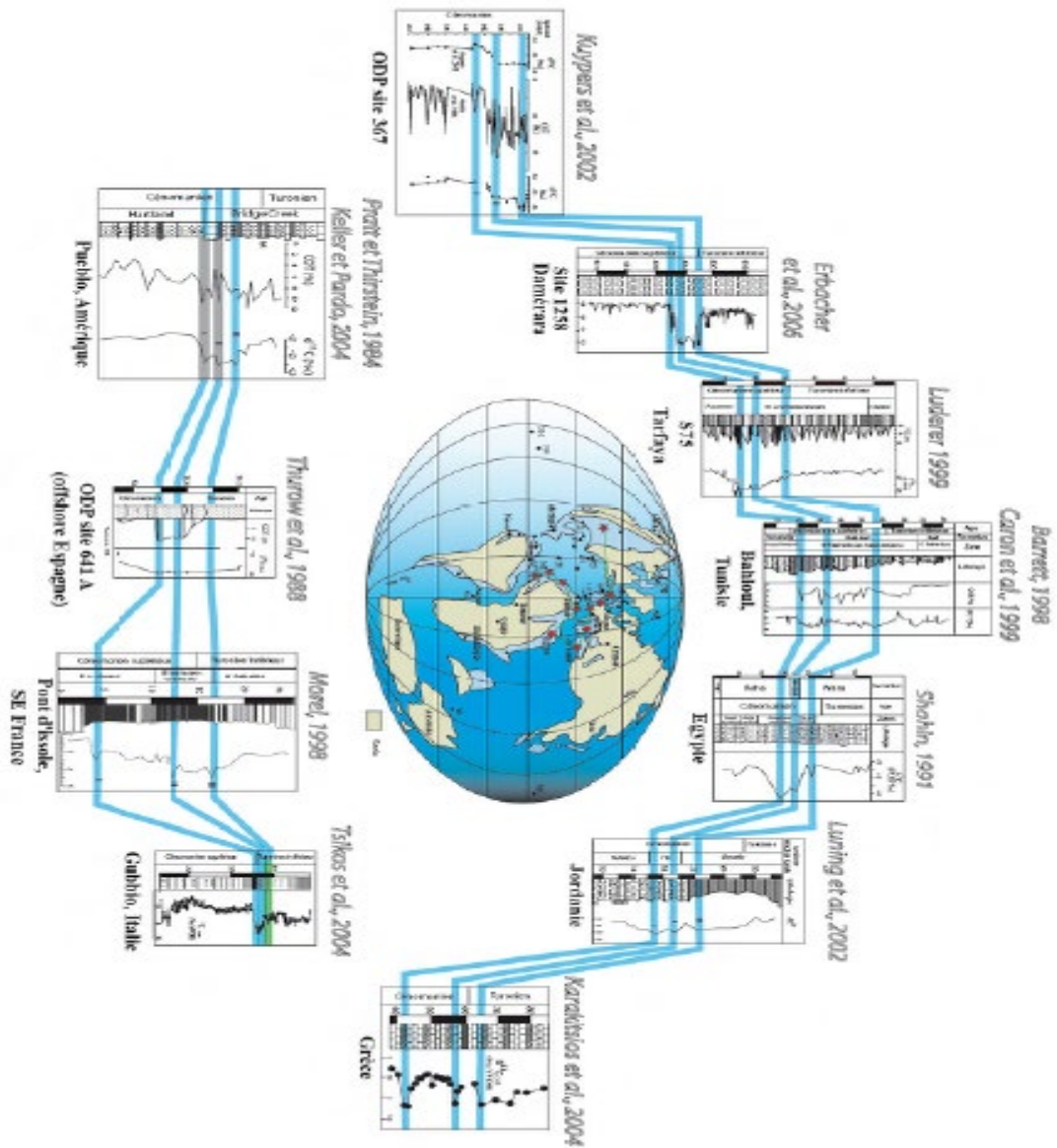
### VII.2.1-Les isotopes du carbone

Au cours du Cénomanién, trois événements sont à l'origine d'excursion positive du  $\delta^{13}\text{C}$  : le passage Albién- Cénomanién, l'événement du Cénomanién médian (Mid Cenomanian Event ou MCE) et le passage Cénomanién- Turonien, au cœur de l'événement océanique 2 (Oceanic Anoxic Event 2), c'est le plus marqué, le plus fréquemment décrit par les auteurs (Schlanger et Jenkyns, 1976, Jenkyns, 1980).

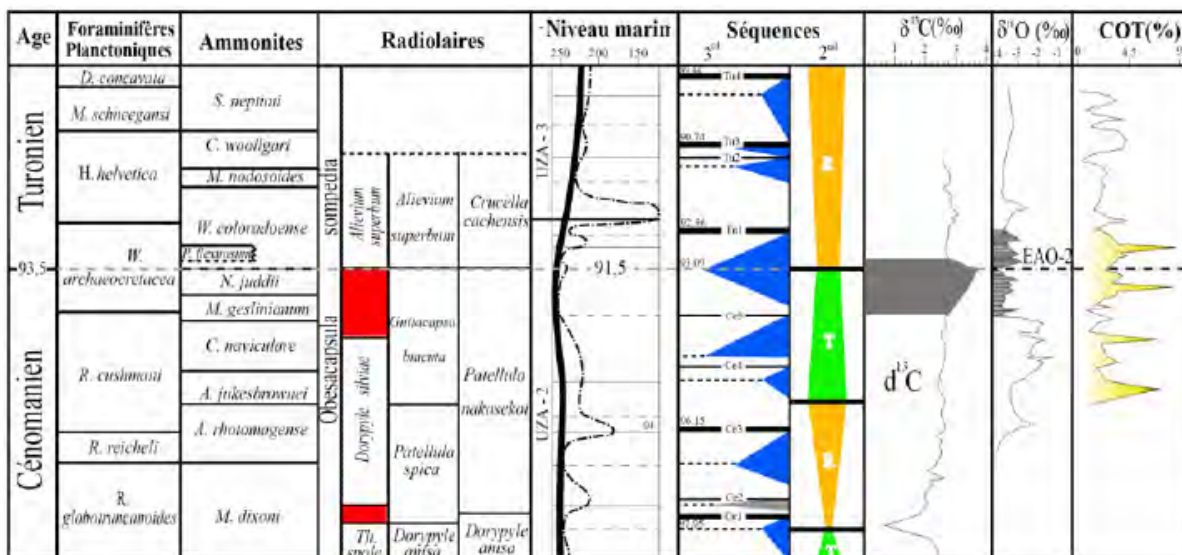
#### VII.2.1.A-Origines des variations du $\delta^{13}\text{C}$

Le signal du  $\delta^{13}\text{C}$  des carbonates est un outil paléocéanographique et stratigraphique couramment utilisé (Figure I.8 et 9).

Pour les trois OAE du Crétacé, les courbes de variation de  $\delta^{13}\text{C}$  obtenues sur la roche totale ou la phase organique, dans différents secteurs paléogéographiques (et aussi environnements de dépôt), montrent une anomalie positive du  $\delta^{13}\text{C}$ , illustrée sur la Figure I. 8 pour le passage C/T. Durant les événements anoxiques, l'expansion de la zone à oxygène minimum va favoriser la préservation de la matière organique marine ( $\delta^{13}\text{C}$  très négatif), qui ne sera plus oxydée (la dégradation des particules organiques entraîne une diminution du  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  dissous dans les océans). La diminution de ces phénomènes d'oxydation va donc, par suite, entraîner une augmentation du rapport isotopique du carbone dans les eaux océaniques puis dans les sédiments (Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980). Plus en détail, les différents auteurs (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Gale et al., 1993 ; Morel, 1998 ; Grosheny et al., 2006) ont distingué généralement un triplé d'événements isotopiques (notés I, II et III). Ceux-ci correspondent aux pics du rapport isotopique du carbone et forment un motif caractéristique. Pour la plupart, les perturbations du réservoir du carbone océanique sont globales et synchrones. Elles sont admises comme de bons repères stratigraphiques de haute résolution comme l'ont souligné Gale et al. (1993).



**Figure I.8 :** Cadre paléogéographique et variation des valeurs de CO<sub>2</sub> et δ<sup>13</sup>C dans les diverses coupes levées en domaine téthysien et atlantique. Soua, 2011.



**Figure 9 :** Variations des différents paramètres classiquement utilisés pour le découpage biostratigraphique, séquentielle et chiostratigraphique de la transition Cénomanién-Turonien. D’après Soua (2005). Biozonation d’après Luning et al. (2004) ; séquences d’après Hardenbol et al. (1998).

**VII.2.1.B-Les variations du δ13C au passage Cénomanién- Turonien (OAE2)**

Le passage Cénomanién- Turonien est défini par une anomalie positive de grande amplitude (environ 3 ‰) du δ13C. L’excursion positive de δ13C a été mesurée dans de très nombreuses coupes aux épaisseurs très différentes (Scholle et Arthur, 1980 ; Schlanger et al., 1987 ; Pratt, 1985, Pratt et al., 1993 ; Jarvis et al, 1988, 2001, 2006 ; Gale et al., 1993, 1996, 2005 ; Paul et al., 1999 ; Stoll et Schrag, 2000 ; Desmares et al., 2004 ; Grosheny et al., 2006, 2007, 2008 ; Tsikos et al., 2004 ; Hetzel et al., 20011 ; Amédro et al., 2005 ; Voigt et al., 2008).

La globalité de l’évènement est attestée par sa survenue concomitante dans des domaines paléogéographiques différents. Nous rapportons ci-dessous les caractéristiques du profil de la courbe de δ13C dans le bassin du Western Interior (USA).

**VII.2.1.B.a- Le bassin du Western Interior, USA**

Pueblo Californie, USA, est le GSSP pour le passage Cénomanién- Turonien. De nombreuses études réalisées à Pueblo (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Pratt, 1985 ; Pratt et al., 1993 ; Morel, 1998) ont permis une description détaillée de l’excursion positive du δ13C qui caractérise le passage Cénomanién- Turonien (Figure I.10).

Trois évènements de A à C caractérisent l’anomalie en δ13C :

Pratt et Threlkeld (1984) et Pratt (1985) ont mesuré à la fois le δ13C<sub>org</sub> et le δ13C<sub>carb</sub>.

L’enregistrement des deux paramètres produit un profil de la courbe isotopique du carbone sensiblement identique.

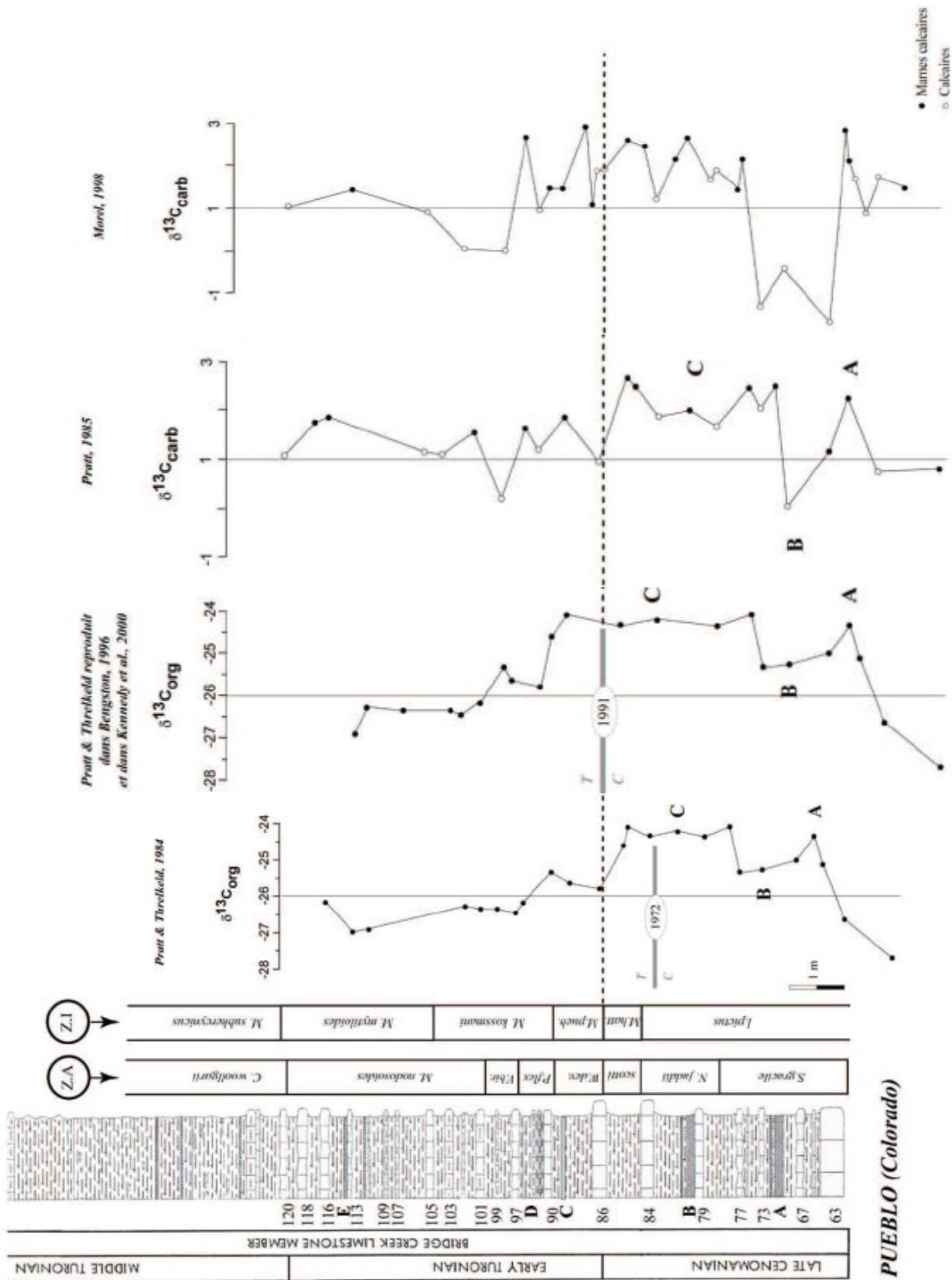


Figure I.10 : L'anomalie en  $\delta^{13}\text{C}$  enregistrée à Pueblo, USA d'après Pratt et Threlkeld, 1984, Pratt et Threlkeld in Bengtson, 1996 et in Kennedy et al., 2000, Pratt, 1985, Morel, 1988.

La première phase de l'excursion du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , correspond à un accroissement des valeurs isotopiques d'environ 3‰ pour le  $\text{C}_{\text{org}}$  à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile*. Pendant ce temps ; les *Thalmaninella deecke*, *Thalmaninella greenhornensis*, et, en dernier, les *Rotalipora cushmani* ont disparu.

Le deuxième point remarquable du profil de la courbe de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  est une chute d'environ 1‰. Un nouveau pic (point C) résulte d'une dernière augmentation des valeurs du  $\text{C}_{\text{org}}$  (1.5 à 2‰). La courbe amorçe alors un plateau, qui prend fin par une baisse des valeurs d'environ 3.5‰.

La première phase de l'excursion du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , correspond à un accroissement des valeurs isotopiques d'environ 3‰ pour le  $\text{C}_{\text{org}}$  à la base de la zone d'ammonites à *S. gracile*. Pendant ce temps ; les *Thalmaninella deecke*, *Thalmaninella greenhornensis*, et, en dernier, les *Rotalipora cushmani* ont disparu.

Le deuxième point remarquable du profil de la courbe de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  est une chute d'environ 1‰. Un nouveau pic (point C) résulte d'une dernière augmentation des valeurs du  $\text{C}_{\text{org}}$  (1.5 à 2‰). La courbe amorçe alors un plateau, qui prend fin par une baisse des valeurs d'environ 3.5‰.

### VII.3- L'importance des différentes signatures

Les signaux biologiques (macro- et microfaune, nannoflore) et géochimiques (notamment l'évolution du rapport isotopique du carbone, éléments traces et majeurs) sont classiquement utilisés pour :

- (1) caractériser l'extension spatiale et temporelle d'événements paléoenvironnementaux,
- (2) effectuer des corrélations entre différents domaines paléogéographiques.

### VII.4- Répartition de la limite C/T dans le monde :

Le passage Cénomano- Turonien (C/T) associé à des niveaux de blacks- schales les plus connus, sont répartis dans l'hémisphère Nord. Ce sont les « Blacks Band » de Yorkchire et l'Humberside (Hart & Bigg, 1981), les marnes à *Actinocamax* plenus du sud de l'Angleterre (Jefféries, 1962, 1963 ; Juignet, 1980 ; Gal et al., 1993 ; Paul et al., 1999), le niveau « Thomel » du bassin Vocontien (Crumière et al, 1988 ; Morel, 1998 ; Grosheny et al., 2006) ou encore le niveau « Bonarelli » en Italie centrale (Arthur et Premoli Silva, 1982). Cette variété de niveaux sont équivalents de « la formation Bahloul » en Tunisie (Buroillet et al., 1952 ; Buroillet, 1956 ; Robaszynski et al., 1990 ; Buroillet & Robaszynski, 1991 ; Soua, 2005 ; Caron et al., 2006 ; Soua et Tribovillard, 2007 ; Soua et al., 2009 ; Soua, 2010).

La partie supérieure de la Formation Vigla qui occupe le Bassin ionien en Grèce occidentale (Karakitsios *et al.*, 2007) et le passage Cénomanién-Turonien qui affleure dans le domaine de Doyran (nappes de l'Antalya) au Sud-ouest de la Turquie (Yurtsever *et al.*, 2003).

#### **VII.5- Caractérisation du passage C-T à l'échelle locale (Ouarsenis) et équivalences :**

Dans le massif de l'Ouarsenis, des niveaux silicifiés à radiolaires ont été signalés dans la partie supérieure du Cénomanién, ils évoquent la proximité de la limite Cénomanién-Turonien (Mattaue, 1958 ; Polvêche, 1960).

En Algérie, le passage Cénomanién-Turonien est signalé dans le domaine tellien central et oriental sous forme d'alternances marno-calcaires et des calcaires en plaquettes (Herkat, 2005 ; Kechid-Benkherouf, 2010 ; Ouikene, 2011), dans le domaine atlasique par des dépôts de marnes et de calcaires fossilifères (Bassoullet, 1973 ; Grosheny *et al.*, 2008 ; Chikhi-Aouimeur *et al.*, 2010 ; Ruault-Djerrab & Kechid-Benkherouf, 2011 ; Mebarki *et al.*, 2016) et dans la plate-forme saharienne par des calcaires riches en ammonites (Amédro *et al.*, 1996 ; Busson *et al.*, 1999 ; Grosheny *et al.*, 2013 ; Tchenar *et al.*, 2015 ; Zaoui *et al.*, 2016, 2018).

#### **VIII-HISTORIQUE DES TRAVAUX :**

Le domaine tello- rifain notamment le massif de l'Ouarsenis a été l'objet de nombreuses études sur les plans stratigraphiques et structuraux. Il a suscité l'intérêt de nombreux chercheurs dont nous allons présenter un petit aperçu historique de la région de l'Ouarsenis :

- **Nicaise, 1869**, le premier qui a étudié la géologie de la région et il publie une note sur la géologie du massif culminant de l'Ouarsenis.

-**Pomel, en 1873**, il a décrit et établi une carte géologique au 1/200 000<sup>e</sup> du massif de Miliana et réalisa en **1881**, une synthèse géologique sur le Tell méridional, ainsi qu'une carte géologique de l'Algérie à l'échelle 1/800 000<sup>e</sup> qui montre bien les affleurements du massif de l'Ouarsenis.

-**Ficheur, en 1889**, a défini les grands traits géorographiques et stratigraphiques de l'Ouarsenis. Il étudia, un an plus tard, les dépôts de l'Oxfordien et il montre l'existence de deux phases tectoniques ayant affecté le Tell. Durant la même année, **Welsch**, décrit sommairement les terrains cristallophylliens des massifs de l'Ouarsenis.

- Bertrand, en 1891**, décrit brièvement la coupe du "Grand Pic". Quatre ans plus tard, **Gentil, en 1895**, recense les différents gîtes et amas de calamine et d'autres minéraux dans le massif de l'Ouarsenis. Il étudie aussi les roches éruptives de quelques pointements triasiques, tout en signalant la position en klippe du Trias dans la région de Teniet El Haad.
- Dalloni, 1936**, aborde la géologie et les grands traits de la tectonique du massif de l'Ouarsenis.
- Calembert entre 1936 et 1952**, publie une série de notes qui traitent de la stratigraphie, la tectonique et l'hydrogéologie du massif culminant.
- Mattauer, en 1958**, étudie la stratigraphie, l'évolution paléogéographique et présente une subdivision structurale de la partie orientale du massif de l'Ouarsenis.
- Polvêche, entre 1955 à 1960**, s'intéresse à la partie occidentale du massif de l'Ouarsenis. Il étudie la tectonique en exposant les principales unités qui le constituent, la stratigraphie et la paléogéographie.
- Augier, en 1967**, a défini deux formations attribuées au Jurassique inférieur ; la Formation Carbonatée de Bou Loual et la Formation des Calcaires du Nador.
- Atrops & Benest, entre 1984 et 1994**, étudient l'aspect stratigraphique et paléontologique des formations attribuées au Jurassique supérieur de l'Ouarsenis oriental.
- Tchoumatchenco et collaborateurs, entre 1984 et 1995**, mènent des travaux sur le Jurassique et le Crétacé inférieur du massif de l'Ouarsenis et des monts de Tiaret. Il définit et présente de nouvelles unités lithostratigraphiques formelles.
- Benhamou, en 1996**, illustre dans sa thèse de doctorat, l'évolution tectono-eustatique dans l'Ouarsenis pendant le Jurassique inférieur et moyen.
- Benyoucef, en 2006**, étudie les flyschs albo-aptiens et présente l'aspect sédimentologique et le modèle auquel ils appartiennent.
- Alméras et al.**, en 2007 Publient une synthèse sur les brachiopodes liasiques de la partie occidentale de l'Algérie, tout en incluant les données du massif de l'Ouarsenis.
- Aïfa & Zaagane, en 2014**, présentent une étude sur la tectonique polyphasée affectant les formations jurassiques de la zone culminante de l'Ouarsenis.

**-Brahim, en 2014**, réalise son mémoire de magister sur les calcaires à lits siliceux de la limite Cénomanién-Turonien dans l'allochtone (nappe B) de l'Ouarsenis.

**-KENTRI, en 2019**, aborde dans sa thèse de doctorat, une étude litho- biostratigraphique et paléoenvironnementale de l'Albo- Turonien de l'Ouarsenis Oriental (Tell, Algérie).

## **IX- METHODOLOGIE DE TRAVAIL**

Après une recherche bibliographique approfondie de la région de l'Ouarsenis et la consultation de la carte géologique Le tourneux 1/50 000 (*Kikene et al.1955*), un travail fondamental est consacré au terrain suivi par un travail de laboratoire afin de répondre à des questions d'ordre lithostratigraphique, biostratigraphique et paléoenvironnementale.

### **IX.1- Sur le terrain :**

Une mission de terrain de deux jours a été effectuée grâce à nos moyens personnels dans la commune de Oueled Hellal située dans les monts de Ouarsenis à environ 38 km à l'ouest de Ksar El Boukhari wilaya de Médéa. Elle nous a permis de lever une coupe lithostratigraphique détaillée, d'environ de 80 m, réalisé banc par banc avec une estimation des épaisseurs et une description détaillée des différents faciès.

Une opération d'échantillonnage (Prélèvement) a été effectuée dans les différents niveaux, au total vingt (29) échantillons de marnes sont prélevés et stockés dans des sacs en plastique bien fermé (pour éviter la contamination entre les différents échantillons), portant des étiquettes où sont notés le numéro de l'échantillon et sa provenance (**Fig.10**).



**Figure. I.11 :** Marnes et les marneux calcaires conservés dans des sacs en plastique.

## IX.2 - Au laboratoire :

Le travail de laboratoire consiste à appliquer les techniques suivantes :

### IX.2.1- Préparation des échantillons marneux et marno-calcaires :

La préparation des échantillons de marnes et marno- calcaires( 21 échantillons) consiste d'abord à peser 200 g de chaque échantillon (**Fig. I.12**), ensuite, ces marnes ont été mis dans une étuve pour les réchauffer à 80 degrés pendant vingt-quatre heures(**Fig. I.13**), et puis les trempés le lendemain dans une eau ordinaire en rajoutant le Sulfate de sodium et les placés dans un congélateur pendant quelques jours, à quelques semaines, afin de leur faire subir un choc thermique (gel et dégel) dans le but d'obtenir un sédiment désagrégé (une boue marneuse) prête pour le lavage.

Les marnes les plus indurées ont été trempées dans l'eau oxygénée à forte concentration 110 volumes.



**Figure I.12** : Les 200g pesé de chaque Echantillon.



**Figure I.13** : Les marnes mis dans l'étuve à 80°C.

### IX.2.2- Lavage :

Une fois le sédiment désagrégé, il est tamisé sous un jet d'eau à travers une colonne de trois tamis emboîtés, à mailles décroissantes (500  $\mu\text{m}$ , 125  $\mu\text{m}$  et 45  $\mu\text{m}$ ) (**Figure I.14**). En brassant le sédiment du bout du doigt. L'opération est terminée lorsque l'eau qui sort du dernier tamis est parfaitement limpide (**Fig. I.15**). Une fois la partie argileuse éliminée, le résidu de chaque tamis est recueilli dans des petits gobelets (moyens de bord), et mis à

sécher à l'air libre afin de les conserver dans des petites boîtes numérotés (N° de l'échantillon et la maille de tamis) (**Fig. I.17**).

Notons que, pour éviter la contamination des échantillons, et après chaque lavage, les tamis utilisés, sont lavés à l'eau et trempés, quelques minutes, dans une solution de bleu de méthylène (**Fig. I.18**).



**Figure I.14** : Tamis métalliques de lavage à mailles décroissantes.



**Figure I.15** : : Sédiment désagrégé,  
Tamisé sous un jet d'eau.



**Figure I.16** : Piluliers numérotés servant à  
conserver les résidus du chaque tamis.

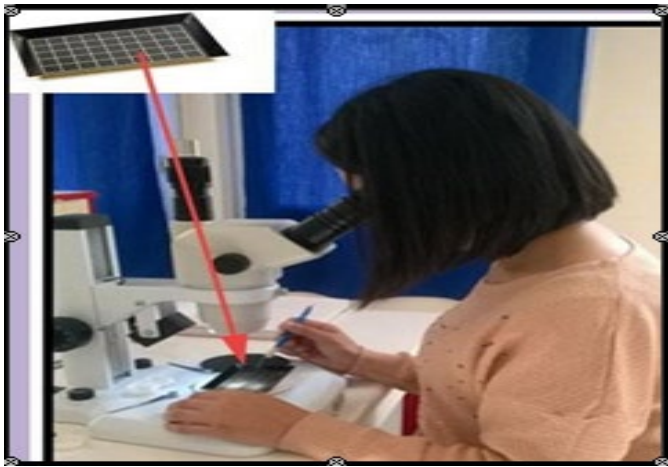


**Figure I.17**: Tamis trempés dans une solution de  
bleu de méthylène

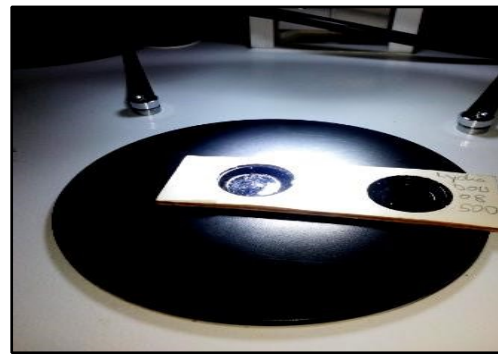
**IX.2.3- Tri :**

Les résidus de la fraction supérieure à  $125 \mu\text{m}$  de chaque échantillon sont triés sous la loupe binoculaire. Le résidu sec est étalé au fond d'une petite cuvette de triquadrillée à fond noir (Fig. I.18).

Les microfossiles et les débris de macrofossiles prélevés à l'aide d'un pinceau sont placés dans des cellules pour l'étude micropaléontologique. Ils sont ensuite examinés sous la loupe binoculaire. (Fig. I. 19).



**Figure I.18 :** Cuvette de tri, quadrillée à fond noir et un pinceau de tri.



**Figure I.19 :** Cellule pour microfossiles.

**IX.2.4- Comptage et détermination :**

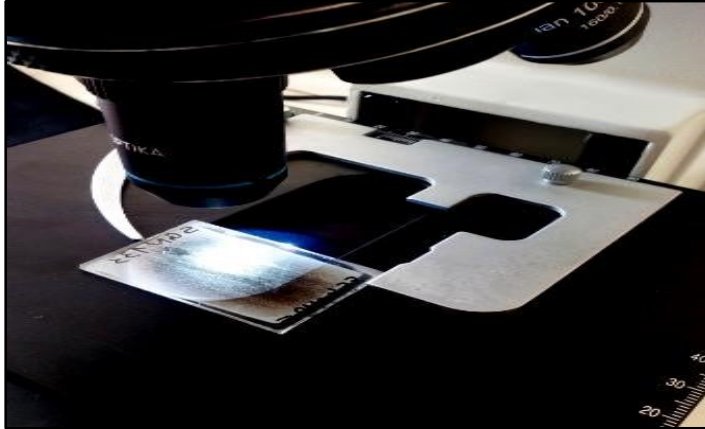
Les microfossiles de chaque échantillon trié ont été comptés, soit 100 spécimens par échantillon. Une analyse quantitative consiste à calculer les différents pourcentages entre les Foraminifères planctoniques en prenant en compte la présence de carène ou non, la nature du test calcaire ou agglutiné chez les foraminifères benthiques et l'ornementation des carapaces chez les ostracodes (orné ou lisse).

La détermination des foraminifères planctoniques et benthiques est faite dans la mesure de possible, une attribution générique de quelques formes. Cette détermination préliminaire a été corrigée et complétée par une attribution binominale (genre et espèce) par M<sup>lle</sup> OUIKENE.

Les ostracodes n'ont pas été étudiés par manque de temps. Chaque échantillon est accompagné d'une fiche descriptive où sont mentionnés des renseignements d'ordre qualitatif et quantitatif.

**IX.2.5- Confection de lames minces pour les échantillons calcaires :**

Dix lames minces (10) pour les échantillons calcaires, ont été effectuées au laboratoire de confection de lames minces (FSBA/UMMTO) pour une étude détaillée des microfaciès observé sous un microscope polarisant (**Fig. I.20**).



**Figure I.20** : Lame mince observée sous un microscope optique Polarisant.

*Chapitre II*  
*Etude Sédimentologique*

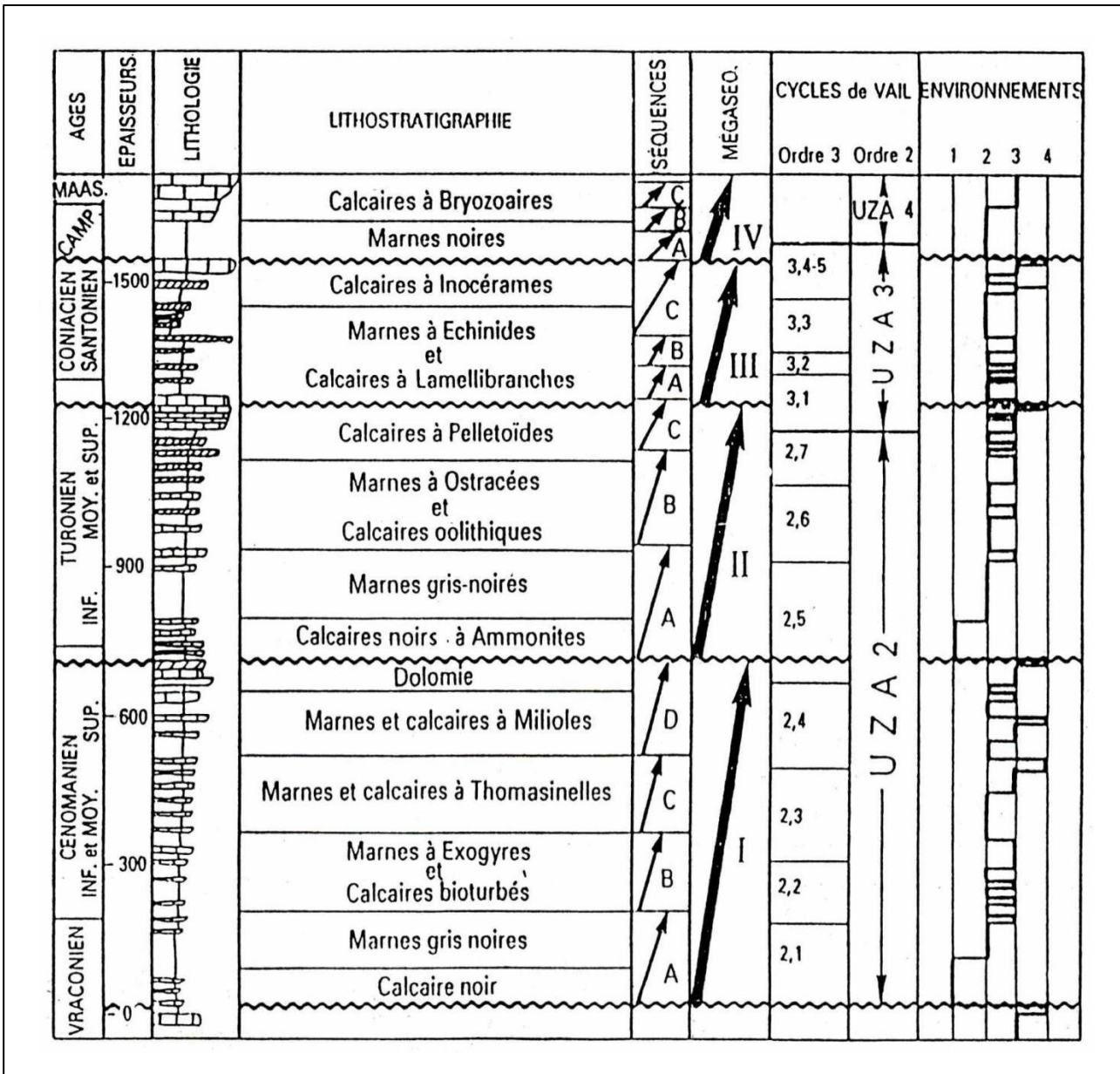
## I-Introduction

La partie orientale du massif de l'Ouarsenis, offre une succession sédimentaire qui s'échelonne du céno-manien et du turonien des marnes et des alternances marno- calcaire caractérisant un environnement marin profond.

La reconnaissance des séquences de dépôt est fondée sur la détermination des discontinuités dont elles sont des indicateurs importants des variations brusques des milieux de dépôt.

Ce chapitre est dédié à faire une analyse sédimentologique des dépôts, effectuer un découpage séquentiel, compléter par une description de quelques échantillons, vus en lame minces, en se basant sur la classification des roches carbonatées de DUNHAM (1962 in ADAMS *et al.* 1994).

Nous ferons référence, aux travaux de Herkat (1999, 2004, 2005) ainsi que HERKAT et DELFAUD (1999), réalisés sur le Crétacé supérieur de l'Atlas Saharien Oriental, il propose un découpage séquentiel dont il distingue 04 mégaséquences (séquences de 5<sup>ème</sup> ordre) (figure II.1) allant du Vraconien au Maastrichtien. Le Vracano-Céno-manien correspond, selon Herkat à la mégaséquence I et le Turonien à la mégaséquence II, ces deux mégaséquences se subdivisent respectivement en 4 et 3 séquences de 4<sup>ème</sup> ordre : (IA, IB, IC, ID), (IIA, IIB, IIC), (figure II.1).



**Figure II.1 :** Faciès et séquences d'une série synthétique du Crétacé supérieur des Aurès. 1-Plate-forme externe, 2-Plate-forme médiane, 3-Plate-forme littorale, 4-Zone tidale (HERKAT et DELFAUD, 1999).

## II-Description lithostratigraphique et analyse séquentielle de la coupe de Ouled Hellal

### II.1-Localisation de la coupe Kherbat Ouled Hellal

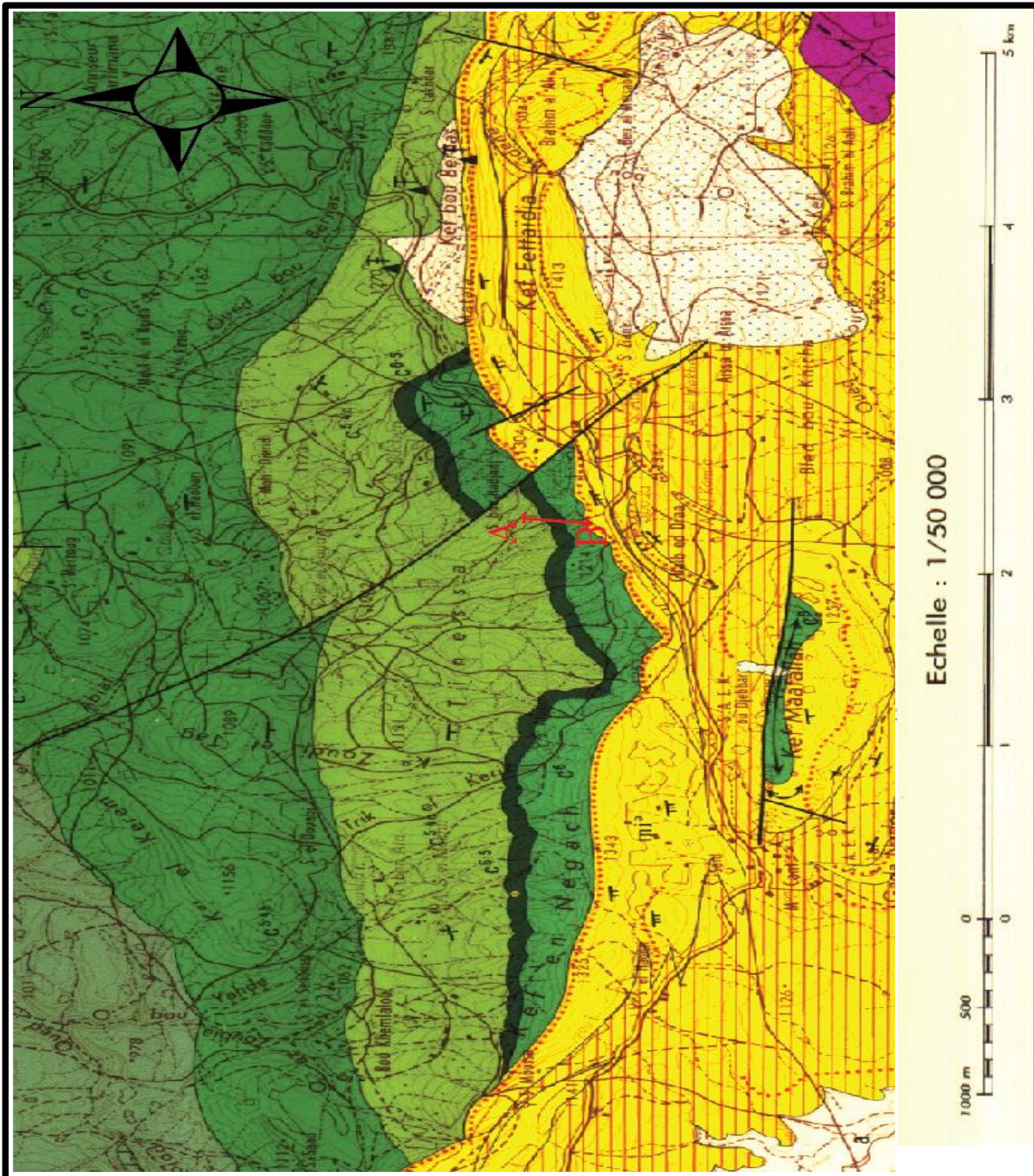
La coupe de Kherbat se situe au sud-ouest de la commune de Ouled Hellal environ 7km, au bord de la route nationale N°60 qui relie la commune de Boghar avec la ville de Ksar El Boukhari à l'Est et Ouled Hellal avec Theniet El Had à l'Ouest.

La coupe a pour coordonnées géographiques :  $35^{\circ}56'25.56''N$   $2^{\circ}29'54.11''E$ .

Les affleurements montrent une succession répétitive de lithofaciès, marneux et calcaire sur une épaisseur d'environ 140m marquant l'absence de structure sédimentaires visibles, ce qui rend l'analyse séquentielle difficile à réaliser.



**Figure II.2 :** Image satellitaire (d'après "Google earth") montrant la position de la coupe de Kherbat Ouled Hellal.



**Figure II.3 :** Localisation de la coupe de Kherbat Ouled Hellal. Extrait de la carte de la carte géologique de Letourneux 1/50 000 (*Kikene et al.* 1955).

Le trait rouge **AB** correspond à la coupe de Kherbat Ouled Hellal

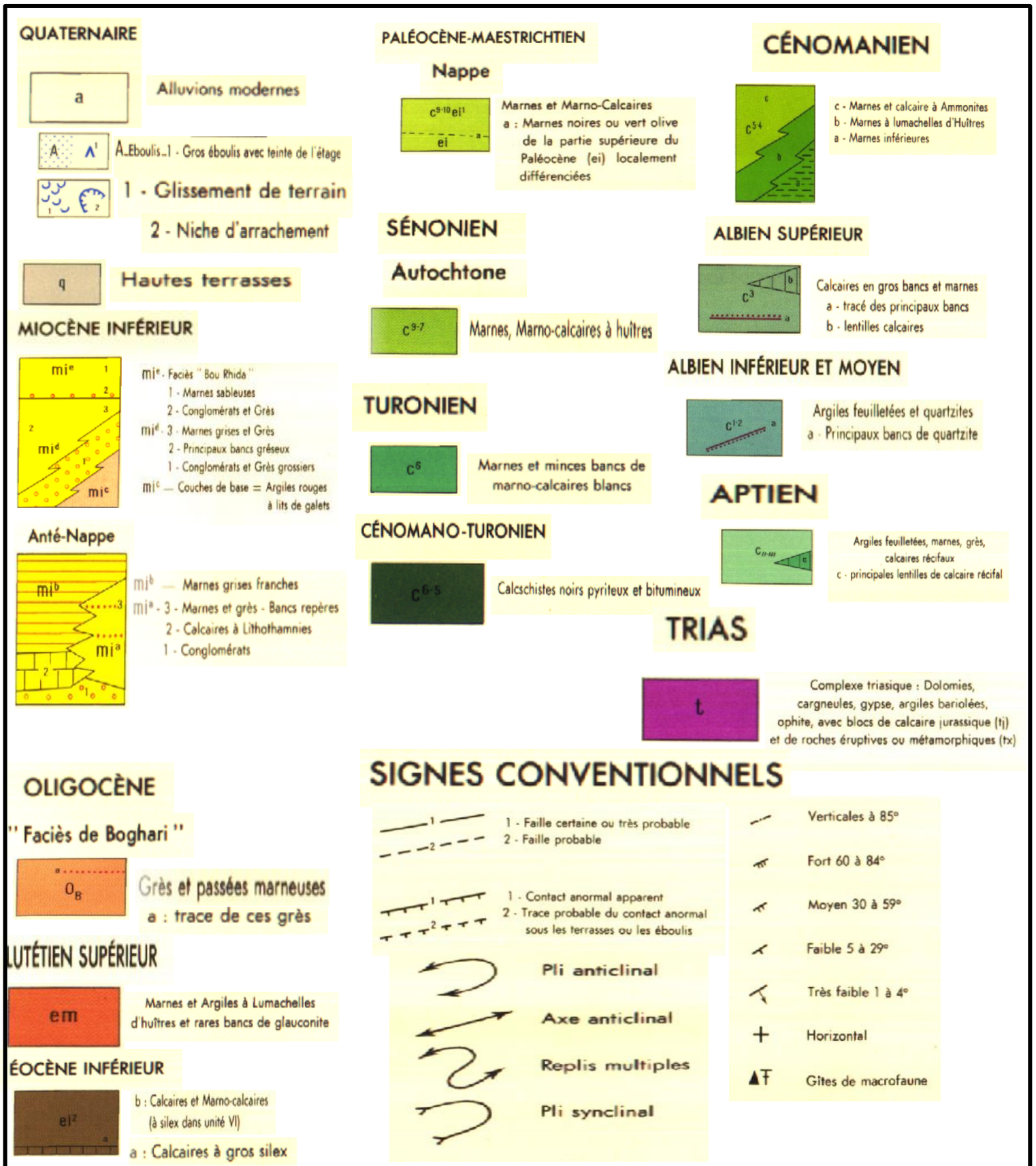


Figure II.4 : Légende générale de la carte géologique de LETOURNEUX au 1/50 000 (Kikene et al. 1955).

## II.2-Description de la coupe

Le levé que nous avons réalisé s'étale sur environ 100m et comprend le passage Cénomaniens-Turonien.

Le découpage séquentiel de cette coupe (Figure II.5) nous a offert que deux parties dans chaque séquence de 4<sup>ème</sup> ordre qui sont respectivement comme la suite :

- la partie sommitale de la **ID** dans la mégaséquence **I**.
- La partie inférieure de la **IIA** dans la mégaséquence **II**.

On marque aussi l'absence de discontinuité visible sur le terrain.

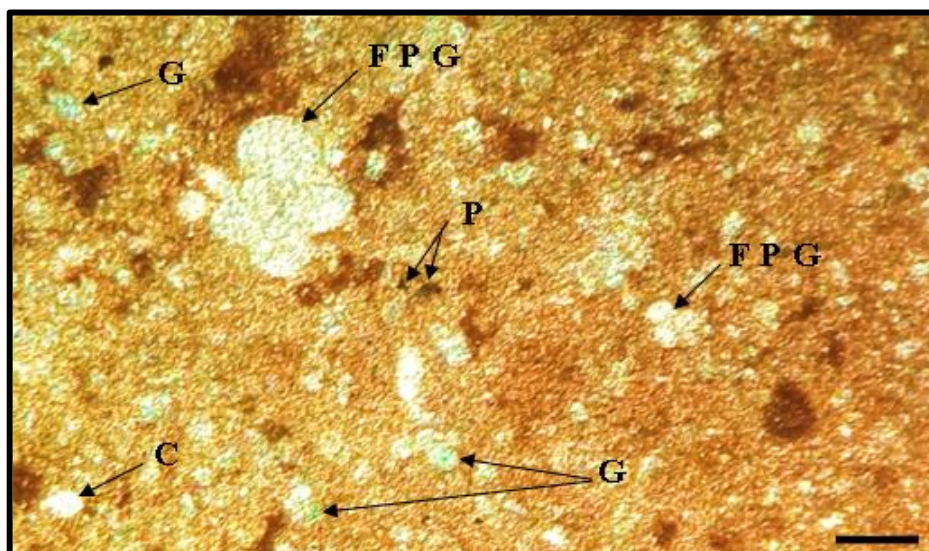
### II.2.A-La séquence ID :

D'environ 42m d'épaisseur et de matériel exclusivement marne et calcaire.

A la base, ça commence par des marnes à éboulis surmonté par des calcaires marneux qui évoluent par la suite vers des calcaires en plaquettes débitant en fritte et marnes noires indurées.

Au sommet de la séquence, on note l'existence d'une combe marneuse (6,5m), à la base de cette combe contient des marnes verdâtres avec quelques inter-lits calcaires, ces marnes verdâtres deviennent des marnes noires indurées en haut.

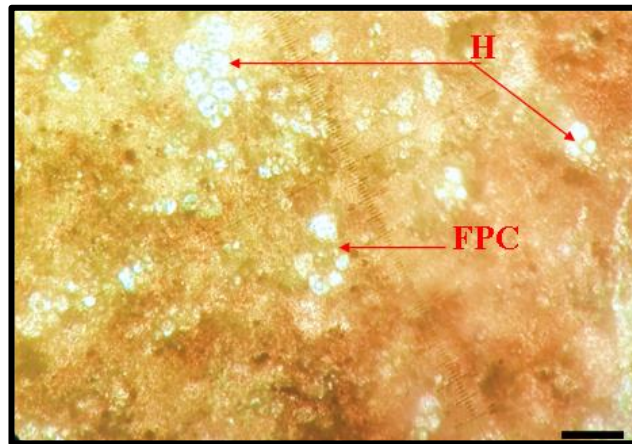
Les microfaciès des échantillons KOH (47, 54 et 57), montrent des calcaires qui sont respectivement à texture wackstone et mudstone avec présence de foraminifère planctonique globuleux, de la pyrite et matière organique, des calcisphères et de la glauconie (Figure II.6).



**Figure II.6 :** Calcaire wackstone à bioclaste échantillon (KOH47), **FPG** : foraminifère planctonique globuleux, **P** : Pyrite, **G** : glauconie, **C** : Calcisphère,

*Echelle : barre = 100 um*

L'interprétation des microfaciès des échantillons KOH (55, 56) montre des calcaires à texture wackstone avec abondances de foraminifères globuleux principalement des *Hétérohelix* et de la glauconie (Figure II.7).

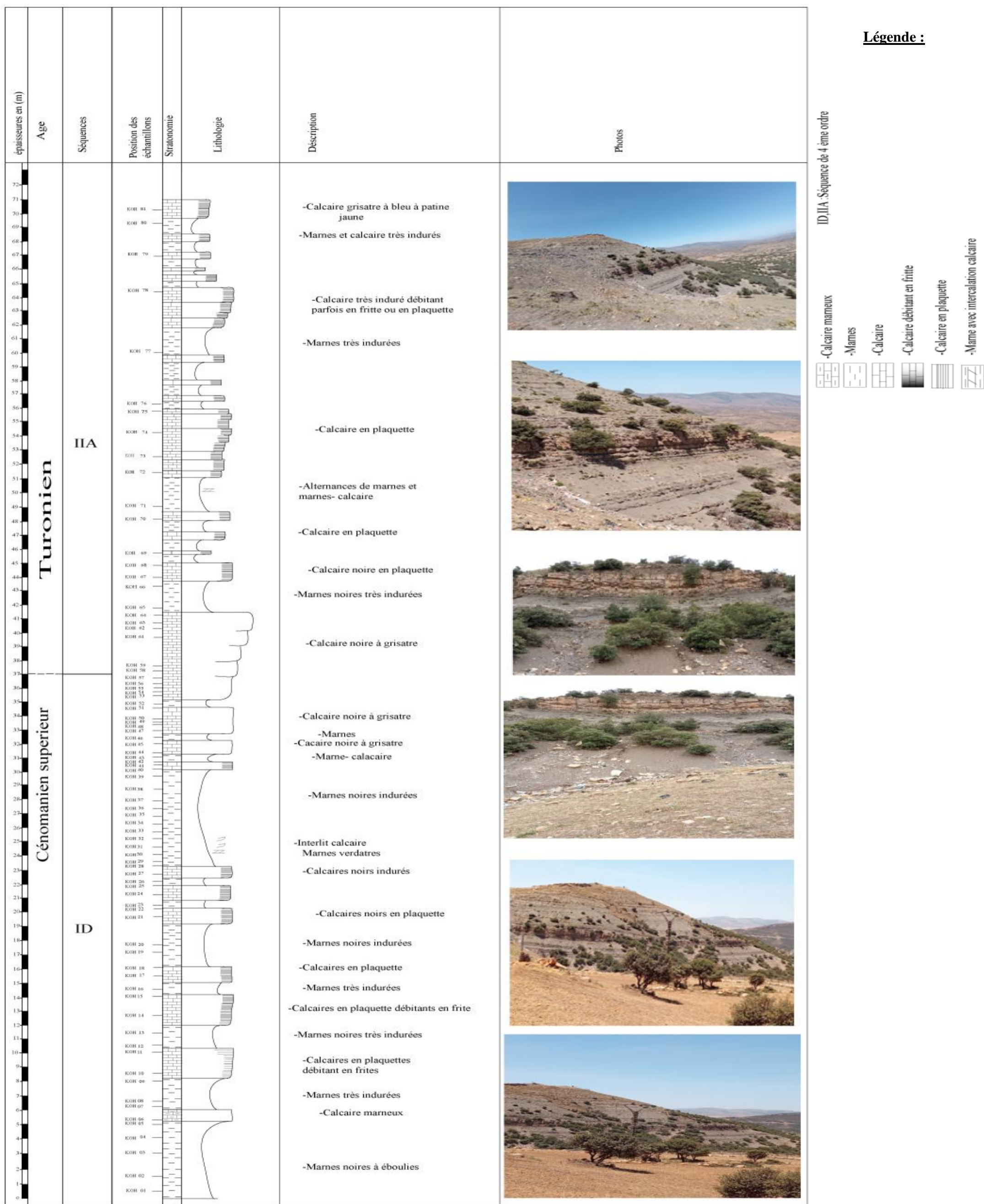


**Figure II.7** : Calcaire wackstone à *Hétérohelix* échantillon (KOH55).

**H** : *Hétérohelix*, **FPC** : foraminifère planctonique caréné.

*Echelle : barre = 100 um.*

Nous estimons la fin de la séquence dans notre exemple presque à la base de la barre calcaire noire à grisâtre.

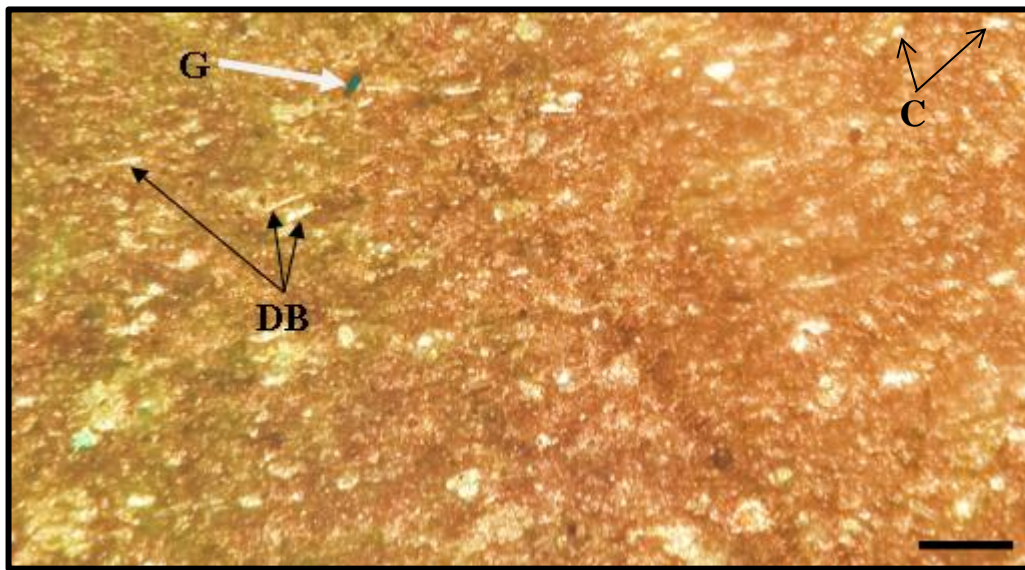


**Figure II.5 :** Coupe lithologique et découpage séquentiel de la coupe de Kherbat Ouled Hellal.

### II.2.B- La séquence IIA :

Le début de cette séquence marque la fin de la séquence précédente qui se situe à la barre calcaire noire à grisâtre suivi par des marnes noires très indurées, évoluant vers des alternances de marnes et marno-calcaire, les calcaires sont très indurés débitants par fois en fritte ou en plaquette, au sommet on arrête sur un banc de calcaire (1.2m) grisâtre à bleu à patine jaunâtre.

Le KOH (58 et 60) sont des calcaires packstone dont le premier on remarque une masse importante de petites bivalves (Figure II.8), le deuxième, on note la présence d'*Hétérohelix*, glauconie et la pyrite.



**Figure II.8 :** Calcaire packstone à filaments (KOH58).

**G :** glauconie, **DB :** débris de bivalves (filaments), **C :** Calcisphères.

*Echelle : barre = 100 um.*

Les microfaciès des KOH (59, 62 et 64) sont à texture mudestone à foraminifères planctoniques, glauconie, calcisphères et de la pyrite.

### III- Conclusion

Le Cénomano- Turonien de la coupe **de Kherbat Ouled Hellal** est caractérisé par des faciès marneux et calcaire dont après l'analyse sédimentologique on distingue deux unités ; l'unité **ID** marno-calcaire, l'unité **IIA** composé de marnes et calcaires noires riches en matière organique.

Ces dépôts d'horizons noirs, riches en matière organique et en foraminifères planctoniques, régnaient au passage Cénomano-Turonien et caractérisent un environnement marin anoxique.

L'analyse séquentielle et l'étude des microfaciès ont pour conséquence de reconstituer les conditions de dépôt et de déterminer les paléoenvironnements dont :

-La pyrite indique un milieu de dépôt profond, qui s'inscrit dans un cycle transgressif, au cours du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur, elle marque sa présence lors du tri dans les échantillons marneux et en lame minces dans les calcaires.

-La glauconie est une association de minéraux argileux, et se forme seulement en milieu marin, sa présence dans les microfaciès des échantillons KOH (47, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60 et 64) en association avec des foraminifères planctoniques témoignent simplement d'un milieu marin.

-La présence des calcispères en lames minces dans les échantillons carbonatés en association avec les foraminifères planctoniques globuleux indiquent un milieu marin profond.

Selon ADAMS *et al.* 1994 in OUIKENE, 2011, les calcispères sont considérées comme de petits corps sphériques creux de calcite. Il s'agit probablement d'organes de reproduction calcifiés.

En conclusion, nous pouvons déduire que la sédimentation au cours du Cénomaniens et du Turonien s'est faite dans un environnement marin profond avec des variations des taux d'oxygène.

## *Chapitre III*

### *Etude biostratigraphique*

## I-Introduction

L'étude biostratigraphique de la coupe de Kherbat Ouled Hellal appartenant au massif de l'Ouarsenis Oriental nous a conduit à identifier une microfaune riche en foraminifères planctoniques, benthiques et ostracodes, qui ont un intérêt biostratigraphique et paléoenvironnemental primordial.

La détermination de cette microfaune nous a permis de ressortir différentes biozones de foraminifères qui caractérisent le Crétacé et cerner le passage Cénomaniens- Turonien.

Le découpage zonal des associations de foraminifères planctoniques établie sur la coupe de Kherbat Ouled Hellal est celui qui a été proposé par ROBASINZKY, CARON en 1995 (Figure III.01) et il en existe plusieurs comme : ROBASINZKY, CARON et G.T.E.F.P(1979), ROBASINZKY *et al.* (1984), CARON (1985), ROBASINZKY et CARON (1995), et celle d'AMEDRO et ROBASINZKY (2008), dont le but de fixer la limite stratigraphique entre les sous étages du Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur (Figure III.01).

Le principe de placement de ces biozones est fondé absolument sur la première et la dernière occurrence de certaines espèces indicatrices telles que : *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Whiteinella archaeocretacea* (PESSAGNO), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Thalmaninella reicheli* (ROBASZYNSKI et CARON).

En raison de faible pourcentage des ostracodes qui est entre 0 et 4 % ils n'ont pas été cités dans l'étude, par contre les foraminifères benthiques sont en quantité remarquable, ils ont été utilisés comme outils paléo-écologiques et/ou comme témoins de conditions environnementales.

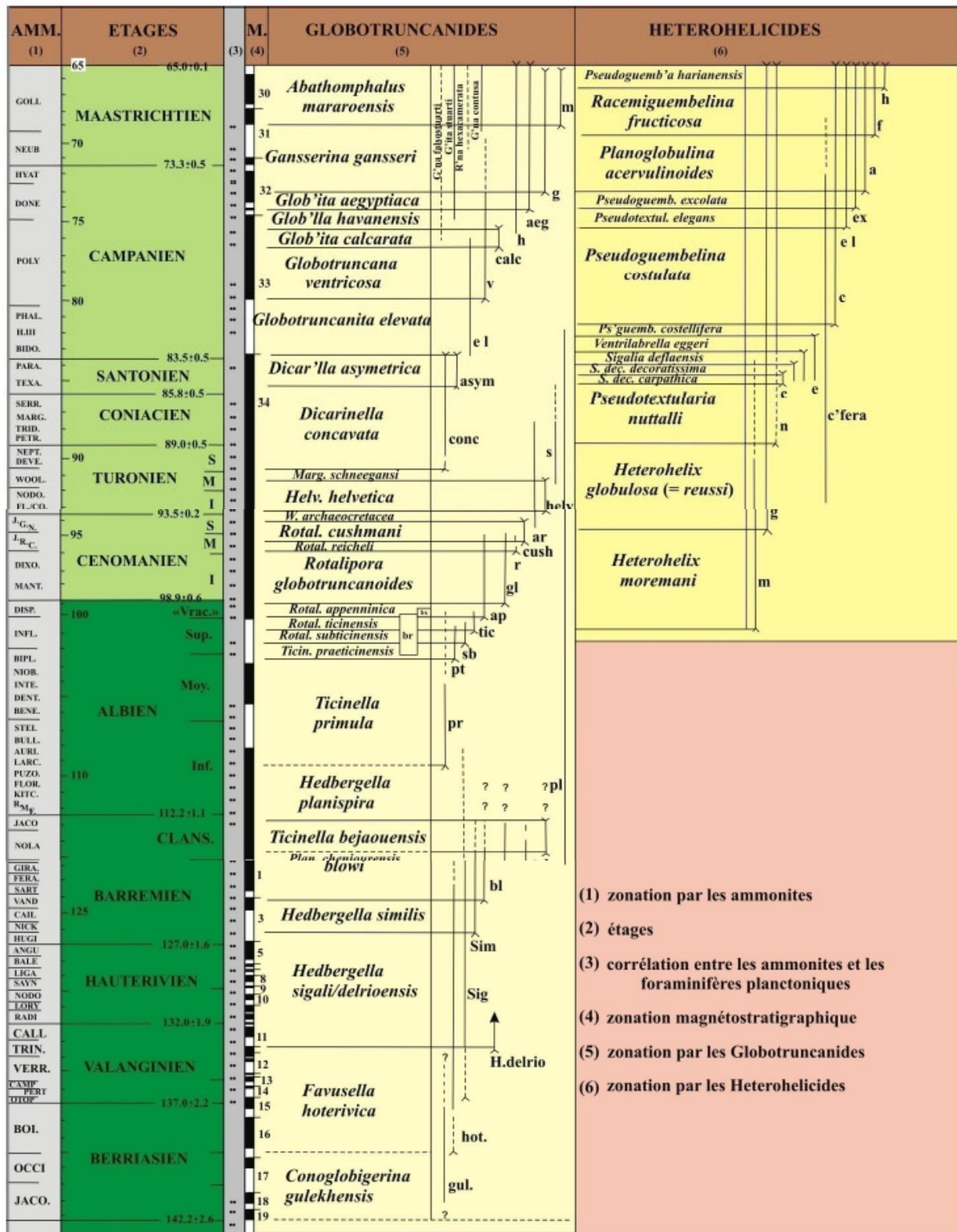


Figure III.1 : Distribution verticale des espèces- indices de zones dans le groupe des foraminifères planctoniques (ROBASZYNSKI et CARON, 1995).

## II- Biozonation des foraminifères planctoniques de la coupe de Kherbat Ouled Hellal

Le découpage biostratigraphique de la coupe de Kherbat Ouled Hellal du Cénomaniens et du Turonien, nous a permis à reconnaître trois biozones de foraminifères planctoniques (Figure III.02).

### II.1- Zone à *Rotalipora cushmani* pro-parte :

Elle est considérée comme une zone d'extension totale, limitée à sa base et à son sommet respectivement par la première et la dernière occurrence de l'espèce type de *Rotalipora cushmani* (MORROW). Elle s'étale du Cénomaniens moyen sommital au Cénomaniens supérieur (ROBASZYNSKI et CARON, 1995).

Dans notre coupe la limite inférieure et supérieure de la zone *R. cushmani* (MORROW) sont reconnues respectivement au niveau de l'échantillon (KOH 01 et KOH 26).

Entre le KOH 01 et KOH 26 la bizonne de *R.cushmani* est accompagnée par l'association des espèces de foraminifères planctoniques suivantes : *Thalmaninella greenhornensis* (MORROW), *Whiteinella paradubia* (KLAUS), *Hedbergella planispira* (TAPPAN) et *H. simplex* (MORROW), *H.delrioensis* (CARSEY), *W.baltica* (DOUGLAS) ,*Heterohelix moremani* (CUSHMAN) , *H. globulosa* (EHRENBERG), *W. archaeocretacea* (PESSAGNO), *Praeglobotruncana gibba* (KLAUS), *Dicarinella algeriana* (CARON) et *D.hagni* (Scheibnerova).

La zone à *Rotalipora cushmani* occupe la séquence **ID** et datée du Cénomaniens supérieur.

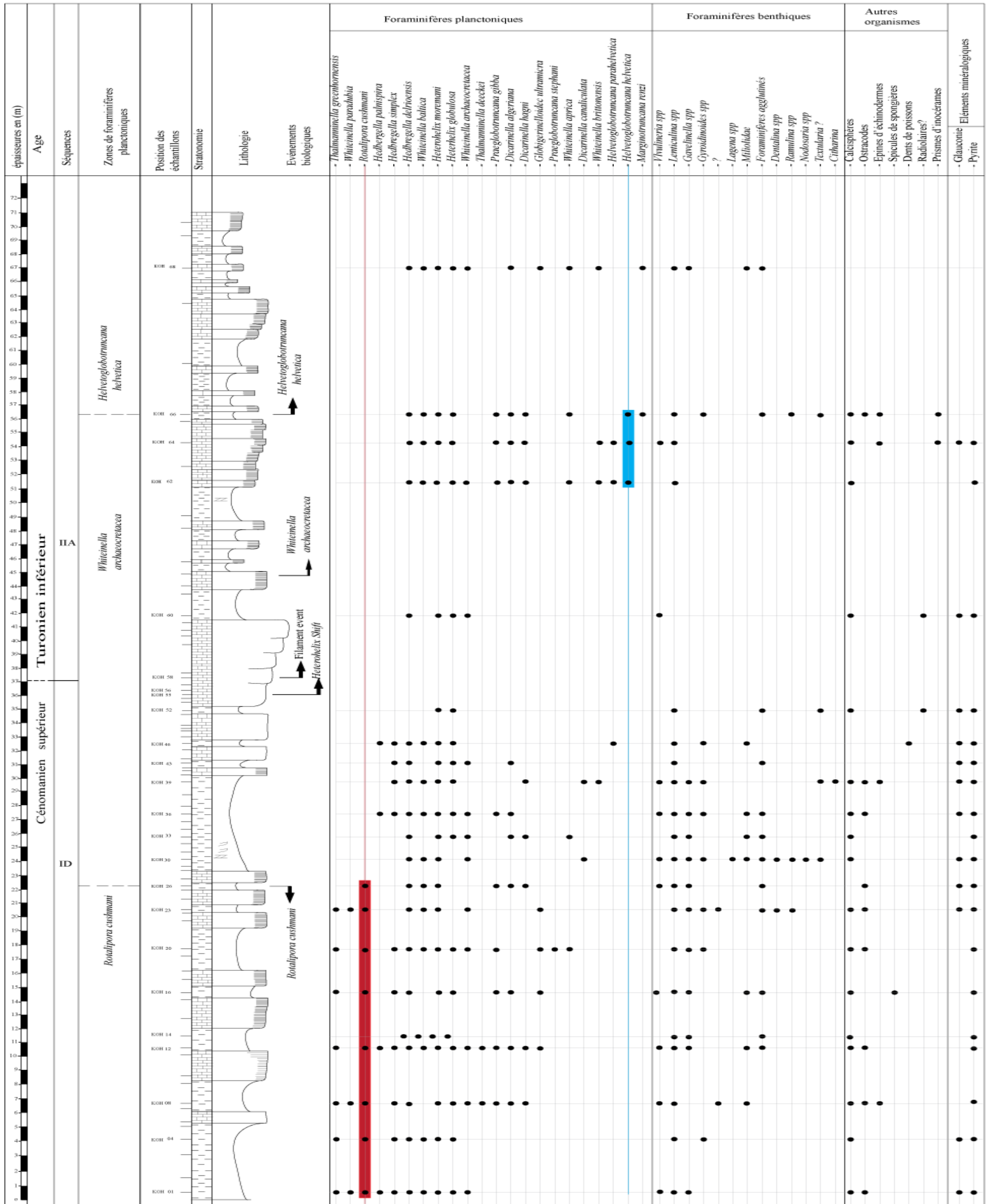


Figure III.2 : Colone Figure lithostratigraphique de la coupe de Kherbat Ouled Hellal (Ouarsenis Oriental)

Les flèches vers le haut et vers le bas désignent respectivement les premières et les dernières occurrences de taxons.  
Les couleurs représentent l'extension des formes caractéristiques de biozones.

## II.2- Zone à *Whiteinella archaeocretacea*

La Zone à *Whiteinella archaeocretacea* est une zone d'intervalle (ROBASZYNSKI et CARON 1995). Elle est définie entre la dernière occurrence de *R. cushmani* (MORROW) et la première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI) marquant le passage Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur.

La biozone existe entre les niveaux KOH 26 (dernière apparition de *R. cushmani*) et KOH 62 (première apparition *Helvetoglobotruncana helvetica*) et caractérisée par l'association des foraminifères planctoniques suivants : *H. delrioensis* (CARSEY), *W. baltica* (DOUGLAS), *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) , *H. globulosa* (EHRENBERG), *Praeglobotruncana gibba* (KLAUS), *Dicarinella algeriana* (CARON) et *D. hagni* (Scheibnerova).

Elle couvre la partie supérieure de la séquence **ID** et la partie inférieure de la séquence **IIA**, et correspond à l'âge Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

## II.3- Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica pro-parte*

C'est une zone d'extension totale définie par la première et dernière occurrence de l'espèce index de *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI) (ROBASZYNSKI et CARON, 1995).

Dans coupe de Kherbat Ouled Hellal, l'espèce *H. helvetica* apparaît au niveau de l'échantillon KOH 62.

Entre les niveaux KOH 62 à KOH 68, cette espèce est accompagnée par : *Whiteinella aprica* (LOEBLICH et TAPPAN), *D. canaliculata* (REUSS), *W. brittonensis* (LOEBLICH et TAPPAN, 1961), *Helvetoglobotruncana preahelvetica*, *Marginotruncana renzi*, *H. delrioensis* (CARSEY), *W. baltica* (DOUGLAS), *Heterohelix moremani* (CUSHMAN) , *H. globulosa* (EHRENBERG), *W. archaeocretacea* (PESSAGNO), *Praeglobotruncana gibba* (KLAUS), *Dicarinella algeriana* (CARON) et *D. hagni* (Scheibnerova).

Cette zone prend l'âge du Turonien inférieur et occupe les niveaux noirs de la séquence **IIA**.

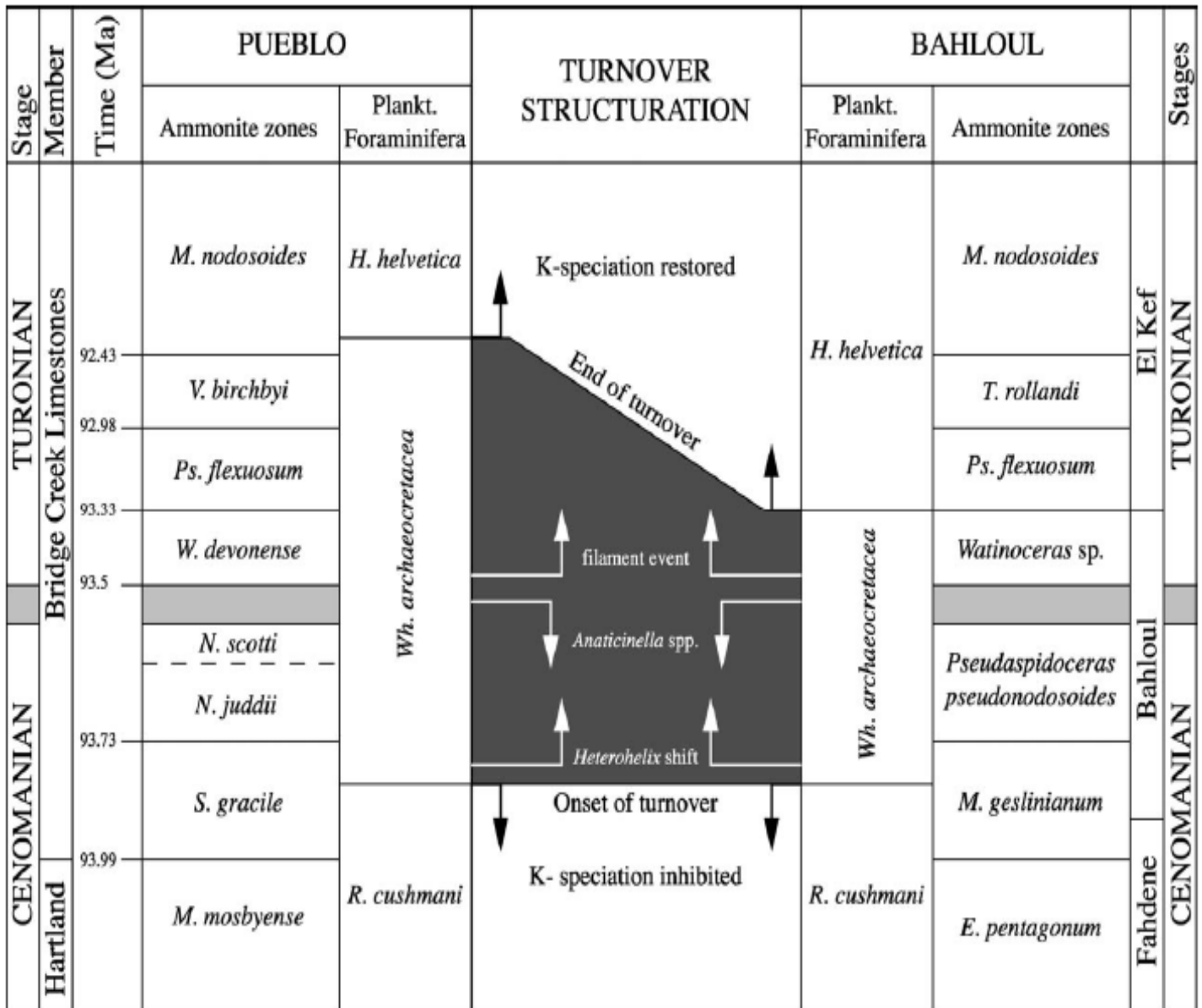
### III- Caractérisation de la limite Cénomaniensupérieur- Turonien inférieur

Cinq événements qui caractérisent la limite Cénomaniensupérieur- Turonien. Ils sont de nature biologiques (apparition et disparition au sein des ammonites et de foraminifères planctoniques). Dans les coupes où les foraminifères sont abondants et les ammonites font défaut, ces événements sont cités dans l'ordre chronologique de leur manifestation permettant l'emplacement de la limite Cénomaniensupérieur – Turonien (Figure III.03). Il s'agit :

- **Événement 1** : extinction de *Rotalipora cushmani* (MORROW) du Cénomaniensupérieur.
- **Événement 2** : l'arrivée massive des hétérohélicidés ou l'événement à *Heterohelix*.
- **Événement 3** : Correspond à la dernière occurrence d'*Anaticinella multiloculata* (MORROW) et *Anaticinella planoconvexa* (LONGORIA). Elles sont actuellement connues, respectivement, sous la dénomination *Thalamnina multiloculata* et *Rotalipora planoconvexa* (DESMARES *et al.* 2008).

Après ces trois événements nous avons l'apparition de l'ammonite *Watinoceras devonense* WRIGHT et KENNEDY.

- **Événement 4** : Il s'agit de la présence massive de petits bivalves (DESMARES, 2005) c'est l'événement à filaments.
- **Événement 5** : Cet événement est représenté par la première occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), foraminifère planctonique caréné marqueur du Turonien inférieur.



**Figure III.03 :** Position des 5 événements biologiques, structurant l'intervalle, et qui couvrent la limite Cénomanién–Turónien dans la coupe de Rock Canyon Anticline, à l'ouest de Pueblo et la coupe l'oued Bahloul en Tunisie centrale : la dernière présence de *R. cushmani*, le retour en masse des *Heterohelix*, la dernière présence des spécimens d'*Anaticinella* spp, l'événement à « filaments » et la première présence d'*H. helvetica*. L'ombre gris clair marque l'intervalle de précision ; l'ombre noir souligne les durées de la dominance de la spéciation-r, qui correspondent au diachronisme de la Zone à *Whiteinella archaeocretacea* Zone de Pueblo à Bahloul (CARON *et al*, 2006).

Dans la coupe de Kherbat Ouled Hellal nous avons pu identifier quatre événements qui sont de bas en haut comme suite

### III.1- Extinction de *Rotalipora cushmani* (MORROW)

*Rotalipora cushmani* (MORROW) est une espèce appartenant aux foraminifères planctoniques carénés, à enroulement trochospiralé et occupe un milieu profond oxygéné. Il a une stratégie de type 'k', et très sensible aux changements de conditions environnementales. Ces formes vont se réduire voire disparaître totalement du milieu marin au cours de l'installation de l'événement anoxique l'OAE2 lors du passage Cénomaniens- Turonien.

Comme on a cité en haut ce bioévénement correspond à la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani*.

Dans la coupe de Kherbat Ouled Hellal, la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* s'enregistre au niveau de KOH 26 dans la séquence **ID**.

### III.2- Événement à *Heterohelix*

Les *Heterohelix* sont des foraminifères planctoniques globuleux, à agencement bisérié, et colonisent la tranche d'eau superficielle bien oxygénée de la plateforme et de l'océan.

Ils sont considérés comme des formes d'opportuniste, et développent une stratégie 'r', ce qui lui permet de s'adapter aux variations du taux d'oxygène et supportant le stress environnemental lors de l'événement anoxique OAE2, la raison de leurs abondances et de leurs brusques proliférations ainsi que la dominance dans certains niveaux donnant ce qui est connu actuellement par l'événement à *Heterohelix* ou également, *Heterohelix shift* identifié pour la première fois par (Leckie.1985).

Cet événement suit respectivement la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* (CARON *et al.* 2006 ; ROBASYNSKI *et al.* 2010).

Dans la coupe, il est observé en lame mince au niveau de KOH 55 et 56 dans la séquence **ID**.

### III.3- Evénement à filaments

Correspond à une accumulation de tests fins de petits bivalves qui se disposent en lamines, reconnu uniquement en lames minces (in MAANDI, 2011). Ces petits bivalves avec leur phase larvaire planctonique survivent dans des milieux normalement oxygénés (CARON *et al.* 2006 ; ROBASYNSKI *et al.* 2010). Au cours de l'événement anoxique (OAE2), l'extension de la zone à oxygène minimum empêche ces petits bivalves d'achever leur cycle de croissance et d'atteindre la maturité, par conséquent ils meurent en masse (CARON *et al.* 2006 ; ROBASYNSKI *et al.* 2010).

Cet évènement est connu à l'échelle mondiale, à la limite du Cénomaniens-Turonien, et se situe juste en dessus de la limite du Cénomaniens-Turonien (CARON *et al.* 2006) dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea*.

L'événement à filament a été observé en lame mince au niveau de l'échantillon KOH 58.

### III.4- L'occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI)

Cet événement correspond à la première occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica*, ce dernier est une espèce mono-carénée qui colonise les milieux profonds et développe une stratégie 'k'. Elle indique le retour des conditions d'oxygénation normales comme au Cénomaniens supérieur, et marque l'âge du Turonien inférieur.

La première occurrence d'*Helvetoglobotruncana helvetica* dans la coupe de Kherbat Ouled Hellal est marqué au niveau de l'échantillon KOH 62.

### Petit récapitulatif

L'analyse des foraminifères planctoniques de la coupe de Kherbat Ouled Hellal indique la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* (MORROW), (**événement 1**) au niveau de l'échantillon KOH 26, l'abondance d'*Heterohelix* identifiés en KOH 55, correspondant censément à l'événement à *Heterohelix* (**événement 2**), notant aussi l'événement filament (**événement 4**) observé au niveau de KOH 58 et l'apparition d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), (**événement 5**), définie au KOH 62.

L'enregistrement de ces bio-événements, nous a permis d'identifier et de fixer de façon approximative la limite Cénomaniens supérieur -Turonien inférieur qui se situe juste en dessous de l'événement à filament (KOH 58) et au-dessus de l'événement à *Heterohelix* (KOH55) dans l'extension de la zone à *Whiteinella archaeocretacea* (PESSAGNO).

## IV- Foraminifères benthiques rencontrés dans la coupe de Kherbat Ouled Hellal

La détermination des foraminifères benthique nous à permet d'identifier certaines formes et les classifier selon la nature de leurs tests : calcaire et/ou agglutiné dont on peut citer les ordres suivants :

- ... L'ordre de ROTALIIDA : C'est des formes qui comporte un test calcitique hyalin, englobant les genres suivants : *Gravelinella spp.* *Gyroidinoides*.
- ... L'ordre de TEXTULARIIDA : Appartenant aux foraminifères à test agglutiné, et qui parmi les genres on trouve : *Textularia*.
- ... L'ordre de LAGENIDA de nature calcitique hyalin regroupe :

-Des formes à test unisériel droit ou courbé, dont on a pu extraire les genres comme :

*Nodosaria spp* et *Dentalina spp*, *Citharina*.

-Le Genre *Lagena spp* : à test uniloculaire.

-*Lenticulina spp* : forme à enroulement planispiralé involute.

- *Valvulineria spp*.

- Le genre *Ramulina spp*.

- Quelque forme la famille *Miliolidae*.

Toute cet ensemble représente la faune riche en foraminifères benthique de la coupe étudié ajoutant aussi l'existence de foraminifères benthiques à test agglutinés.

## V- Conclusion

La répartition des foraminifères planctoniques et benthiques de la coupe réalisé dans la partie orientale du massif de l'Ouarsenis (coupe de Kherbat Ouled Hellal), nous a permis de proposer une interprétation biostratigraphique dont :

-Trois biozones de foraminifères planctoniques ont été identifiées sur la coupe : la zone à *Rotalipora cushmani pro- parte*, la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, et la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica pro- parte*.

-Grace à ces biozones en associant avec les bio-événements rencontrés nous avons pu établir une datation approximative de la limite Cénomaniens supérieur- Turonien inférieur.

*Chapitre IV*  
*Reconstitution des*  
*paléoenvironnements*

## I-Introduction

Les foraminifères planctoniques et benthiques sont de bons outils pour la paléoécologie et la reconstitution des paléo-environnements, soulignant les paramètres paléoécologiques qui contrôlent leur répartition ainsi les conditions paléobathymétriques, la nature du substrat, et le taux d'oxygène dissous dans le milieu marin où ils vivaient.

L'objectif à atteindre dans cette partie est de reconstituer les conditions de dépôt au sein des paléoenvironnements et reconnaître les facteurs écologiques de la région étudiée durant le Cénomaniens- Turonien, en utilisant des méthodes de la micropaléontologie quantitative (analyse qualitative et quantitative de la répartition des assemblages microfaunistiques).

Une interprétation globale suivie d'un modèle paléoenvironnemental est donné pour la région d'étude.

## II- Indices paléo-écologiques

A partir des résultats du comptage, prenant 100 spécimens pour chaque échantillon, en tenant compte la nature des tests calcaires ou agglutinés chez les foraminifères benthiques, la présence ou non de la carène chez les foraminifères planctoniques et l'ornementation des carapaces chez les ostracodes (ornée ou lisse) (tableau IV.01), deux indices paléo-écologiques ont été calculé :

...**L'indice de pélagisme ou d'océanité** (GIBSON (1989) in RACHID *et al.* (1999) et BELLIER *et al.* (2010) in OUIKENE (2011) : Correspond au rapport entre le nombre des foraminifères planctoniques et le nombre total des foraminifères planctoniques et benthiques.

Il est noté :  $IP = P / P+B$ , où **P** est le nombre de foraminifères planctoniques, **B** est le nombre des foraminifères benthiques.

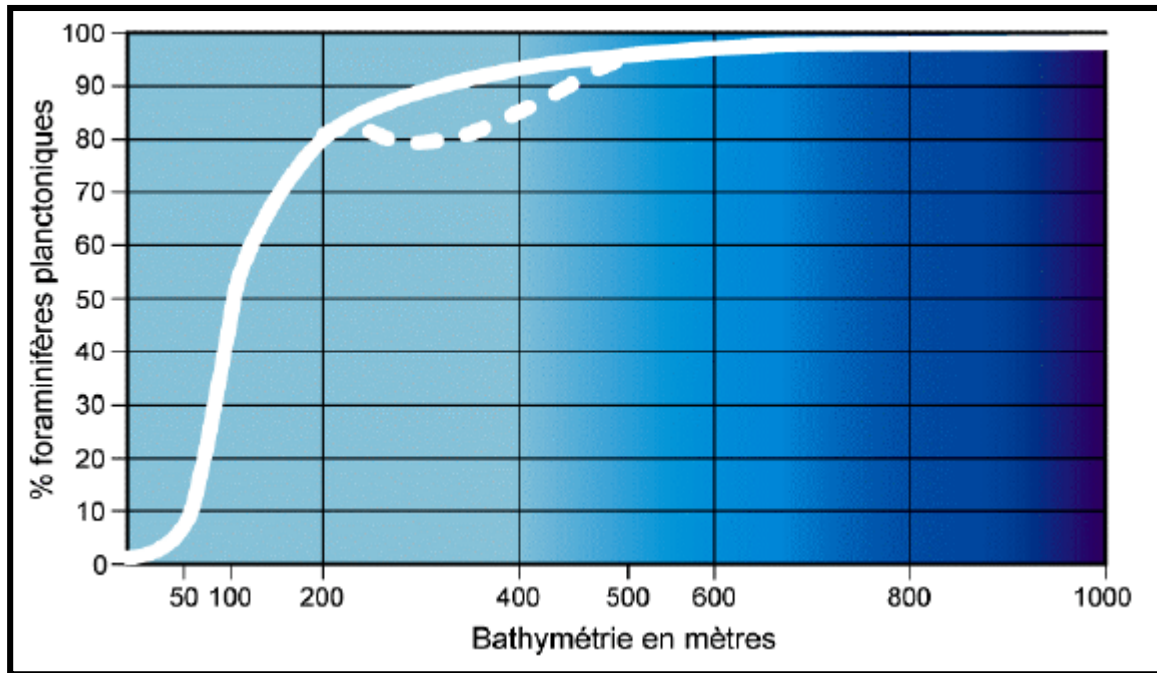
Selon (GIBSON (1989) in RACHID *et al.* (1999) et BELLIER *et al.* (2010) in OUIKENE (2011), cet indice permet d'estimer l'évolution de la paléo-profondeur du milieu de dépôt (il indique la variation de la profondeur) : plus l'indice de pélagisme augmente, plus le milieu de dépôt est profond (figure IV.01) et (figure IV.02).

...**Le rapport C/C+G** : Où **C** est le nombre de foraminifères planctoniques carénés, tandis que **G** est le nombre de foraminifères planctoniques globuleux. L'évolution de l'indice C/C+G témoigne aussi la variation de la profondeur de milieu ; il augmente avec l'approfondissement de celui-ci.

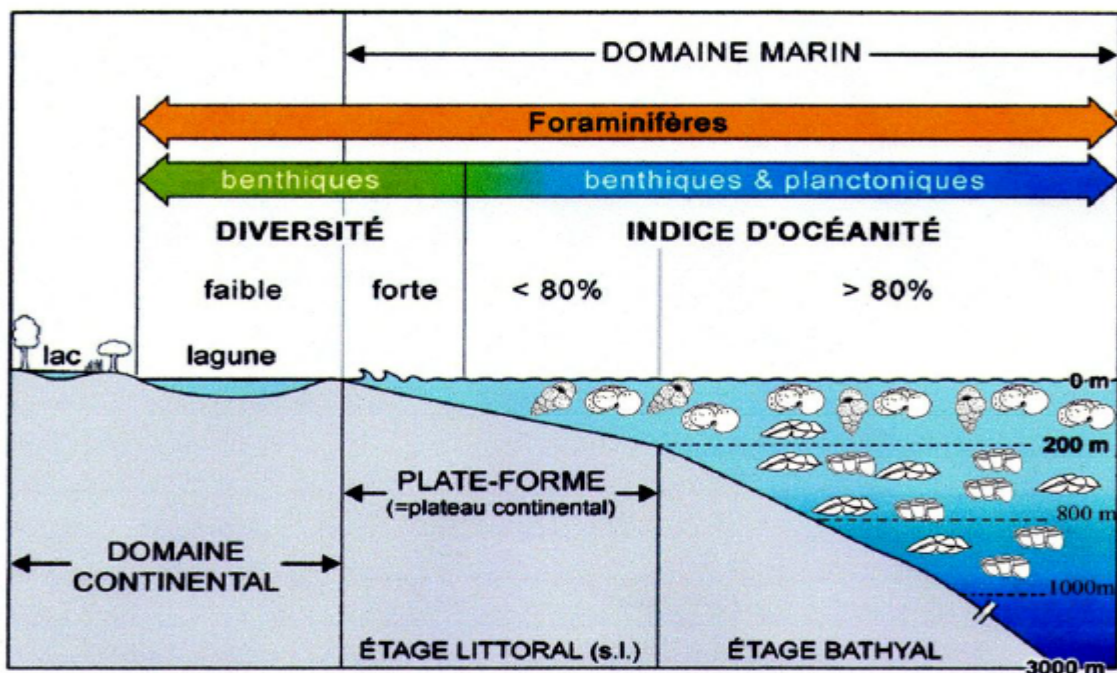
-Il existe un troisième : ‘ indice de richesse spécifique ‘ il n’a pas été étudié dans cette partie .

N° d'échantillon	Foraminifères planctoniques		Foraminifères benthiques		Ostracodes		P/P+B	C/c+g	
	KOH	% Tests carénés	% Tests globuleux	% Tests calcaires	% Tests agglutinés	% Carapaces lisses			% Carapaces ornées
1		68	25	7	0	0	0	0,93	0,73
4		79	15	2	3	0	1	0,95	0,84
8		35	38	20	0	4	3	0,78	0,48
12		49	33	16	0	0	2	0,84	0,60
14		47	14	7	30	0	2	0,62	0,77
16		60	38	2	0	0	0	0,98	0,61
20		47	24	25	0	0	4	0,74	0,66
23		51	14	35	1	0	2	0,64	0,78
26		56	6	36	1	0	1	0,63	0,90
30		39	12	48	0	0	1	0,52	0,76
33		72	8	19	0	0	1	0,81	0,90
36		48	43	8	0	0	1	0,92	0,53
39		48	7	35	0	4	6	0,61	0,87
43		56	13	29	1	0	1	0,70	0,81
46		45	39	12	0	0	4	0,88	0,54
52		7	1	1	91	0	0	0,08	0,88
60		15	16	0	69	0	0	0,31	0,48
62		62	38	0	0	0	0	1,00	0,62
64		44	45	11	0	0	0	0,89	0,49
66		32	35	33	0	0	0	0,67	0,48
68		47	52	1	0	0	0	0,99	0,47

**Tableau IV.01** : Tableau des pourcentages des foraminifères planctoniques, benthiques et des ostracodes de la coupe de Kherbat Ouled Hellal.



**Figure IV.01:** Indice d'océanité selon Gibson, 1989. La courbe des pourcentages des foraminifères planctoniques, sur les marges continentales soumises aux upwellings, subit une inflexion, représentée par une courbe en pointillés au niveau du talus continental (200 m-400 m), due à une forte productivité des foraminifères benthiques (d'après MATHIEU, 1988 in BELLIER *et al.* 2010).



**Figure IV.02 :** Indice d'océanité, diversité des foraminifères et relation entre profondeur du milieu et morphologie des foraminifères planctoniques (d'après BELLIER *et al.*, 2010 in MAANDI, 2011).

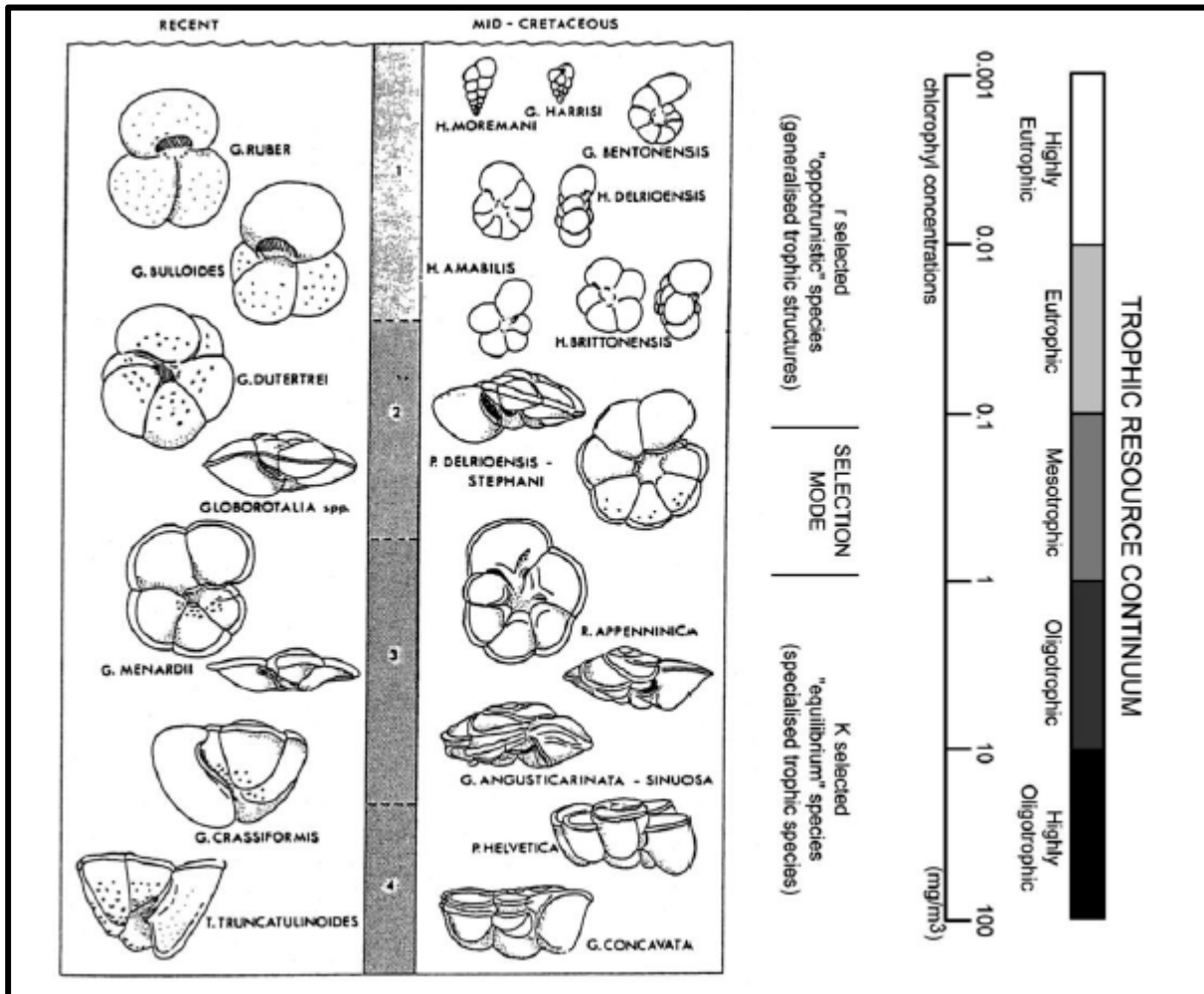
Selon GROSHENY et MALARTRE (1997) et GROSHENY (2002), in OUIKENE (2011), il existe deux types de stratégies adaptatives k et r :

-Une valeur élevée de l'indice de pélagisme et du rapport C/C+G indique un milieu de dépôt profond, avec la colonisation et l'épanouissement des foraminifères à stratégie adaptative de type **K**, cette stratégie est marquée par des assemblages de foraminifères abondants et très diversifiés (tests de grande taille, carénés, très ornementés). Selon les travaux de GROSHENY (2002).

- la diminution de la valeur de ces deux indicateurs reflète un développement des foraminifères à stratégie de type **r**, dont la diversité des espèces est basse, les tests sont nombreux, de petite taille et globuleux ; seules les espèces opportunistes, tolérantes au stress colonisent de nouvelles niches, et peuvent adopter cette stratégie d'évolution.

Un modèle général de la distribution des foraminifères planctonique a été proposé en fonction de la bathymétrie pour le Crétacé (CARON, 1983, HART et BAILEY 1979 in MAANDI 2011) (figure IV.03) :

- ... Les eaux superficielles sont colonisées par l'association des foraminifères globuleux, ont une forme planispiralés ou trochospiralés ou encore bisériés. Les espèces sont petites à tests minces et simples. Les genres caractéristiques de cette association sont *Heterohelix*, *Hedbergella* et *Whiteinella*.
- ... Les eaux profondes dominées par des formes carénées, trochospiralées de grande taille à tests plus épais et complexes comme *Dicarinella*, *Helvetoglobotruncana*, *Preaglobotruncana*, *Thalmaninella* et *Rotalipora*.  
*Heterohelix moremani*.



**Figure IV.03:** Distribution des taxons planctoniques du Crétacé (colonne de droite) comparée à la distribution dans l'océan actuel, proposée par (HART et BAILEY, 1979 in MAANDI, 2011).

### III- Analyse des indices paléo-écologiques de la coupe de Kherbat Ouled Hellal

#### III.1- Séquence ID :

Cette séquence est caractérisée par :

- Un indice de pélagisme très élevé varie entre 0.52 jusqu'à 0.98, sauf au niveau de l'échantillon KOH 52 il va chuter brutalement à 0.08.
- Le rapport (C/C+G) est très élevé aussi, entre 0.48 et 0.90.
- Les foraminifères benthiques à test calcaire sont présents avec des pourcentages allant de 1% jusqu'à 48 % dont les espèces sont : *Lenticulina spp*, *Valvulineria spp*,

---

*Gravelinella spp*, *Gyroidinoides spp*, *Lagena spp*, *Dentalina spp*, *Ramulina spp*, *Nodosaria*, *Citharina*, et des miliolides.

- Les foraminifères benthiques à test agglutiné, sont presque absent ou avec des pourcentages assez faibles varie entre 0% au 30% tandis qu'au niveau de KOH 52, on marque leurs dominance avec un pourcentage atteint 91%, les formes les plus fréquentes sont : *Textularia*, et d'autres foraminifères agglutinés
- Les foraminifères planctoniques présentent les associations de : *retalipora cushmani*, *T. greenhornensis*, *Hedbergella delrioensis*, *H. simplex*, *H. planispira*, *Whiteinellaarchaeocretacea*, *W. baltica*, *W. paradubia*, *W. aprica*, *W. brittonensis*, *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *P. gibba*, *Dicarinella hagni*, *D. algeriana* *D. canaliculata*, *Globigerinelloides ultramicra*, *Helvetoglobotruncana parahelvetic*.

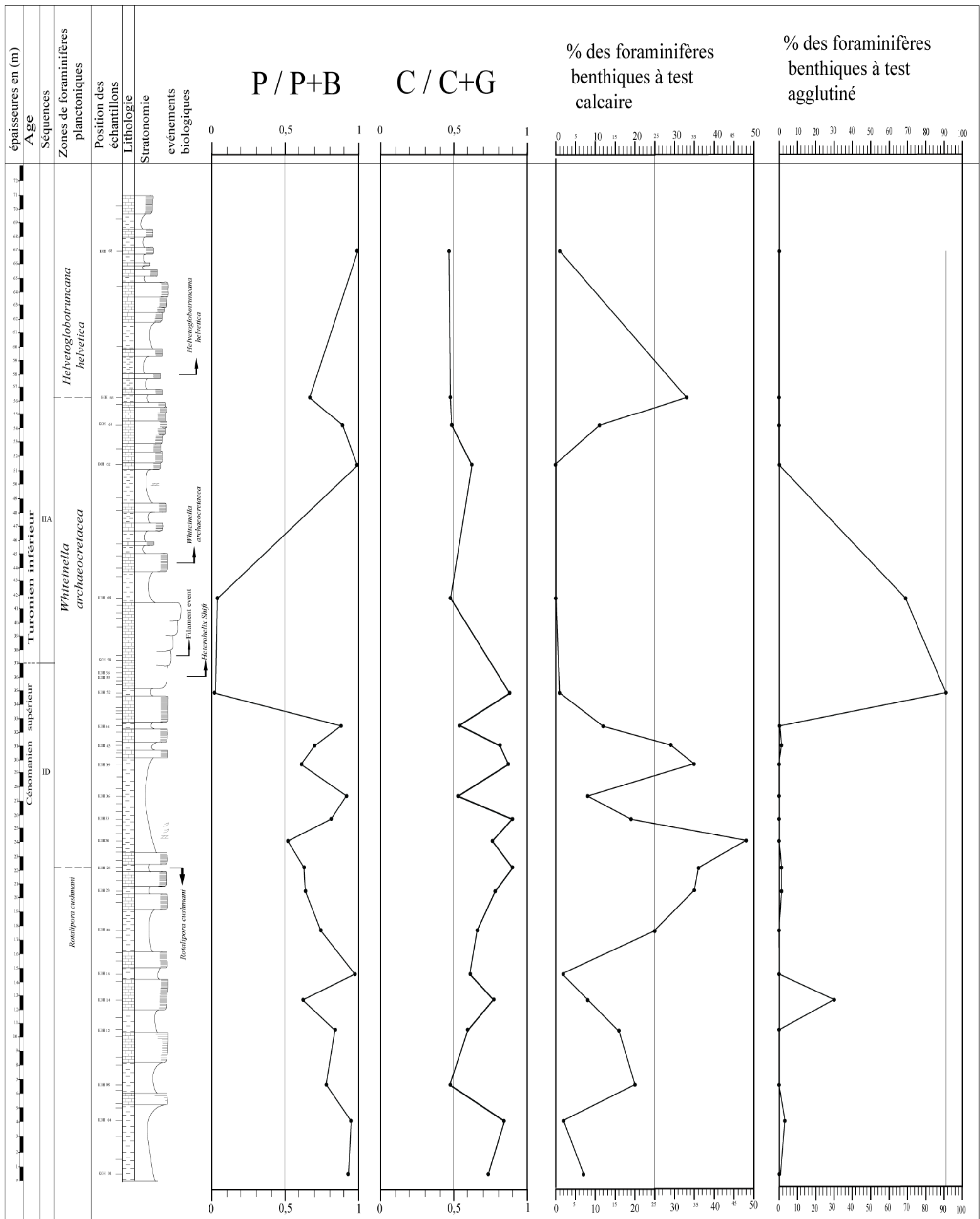


Figure IV.04 : Données quantitatives de la coupe de Kherbat Ouled Hellal, Indice de pélagisme P/P+B, le rapport C/C+G, et pourcentage des foraminifères benthiques à test calcaire et agglutiné.

### III.3- Passage Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur identifié au niveau de l'échantillon de KOH 62

Ce niveau correspond au Black-shales et la zone à *Whiteinella archaeocretacea* de la coupe de Kherbat Ouled Hellal, il est caractérisé par :

- Une croissance importante de l'indice de pélagisme, avec un taux égal à 1.
- Une diminution du rapport (C/C+G), avec une valeur égale à (0, 38).
- Le pourcentage de foraminifères benthiques, à test calcaire, atteint 5 % de forme : *Lenticulina spp.*
- Les foraminifères planctoniques définis dans cet intervalle sont : *Helvetoglobotruncana helvetica*, *H. delrioensis*, *H. parahelvetica*, *Whiteinella baltica*, *W. aprica*, *Dicarinella algeriana*, *D. hagni*, *P. gibba*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Whiteinella brittonensis*, *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*.

### III.4- Séquence IIA

Dans cette séquence, on remarque :

- Une baisse de l'indice de pélagisme, avec une valeur moyenne de 0.85, comparant à celle qu'on a enregistré au niveau précédent.
- Le rapport (C/C+G) est d'une valeur moyenne de 0.48.
- Les foraminifères benthiques à test calcaire présentent une valeur moyenne de 15% regroupent les formes suivantes : *Lenticulina spp*, *Valvulineria spp*, *Ramulina spp*, *Gyroidinoides spp*, *Gravelinella spp* et les miliolides.
- Les foraminifères benthiques à test agglutiné présentent une moyenne de 1.2% avec la présence du genre : *Textularia*.
- L'assemblage des foraminifères planctoniques présente les genres suivants : *Dicarinella hagni*, *P. gibba*, *Helvetoglobotruncana parahelvetica*, *H. helvetica*, *Hedbergella delrioensis*, *Whiteinella brittonensis*, *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *D. algeriana*, *W. baltica*.

## IV- Interprétation des données acquises

L'analyse qualitative et quantitatives des assemblages de foraminifères benthiques et planctonique de la coupe de Kherbat Ouled Hellal nous a permis à établir une évolution des paléoenvironnements au cours du passage Cénomaniens – Turonien :

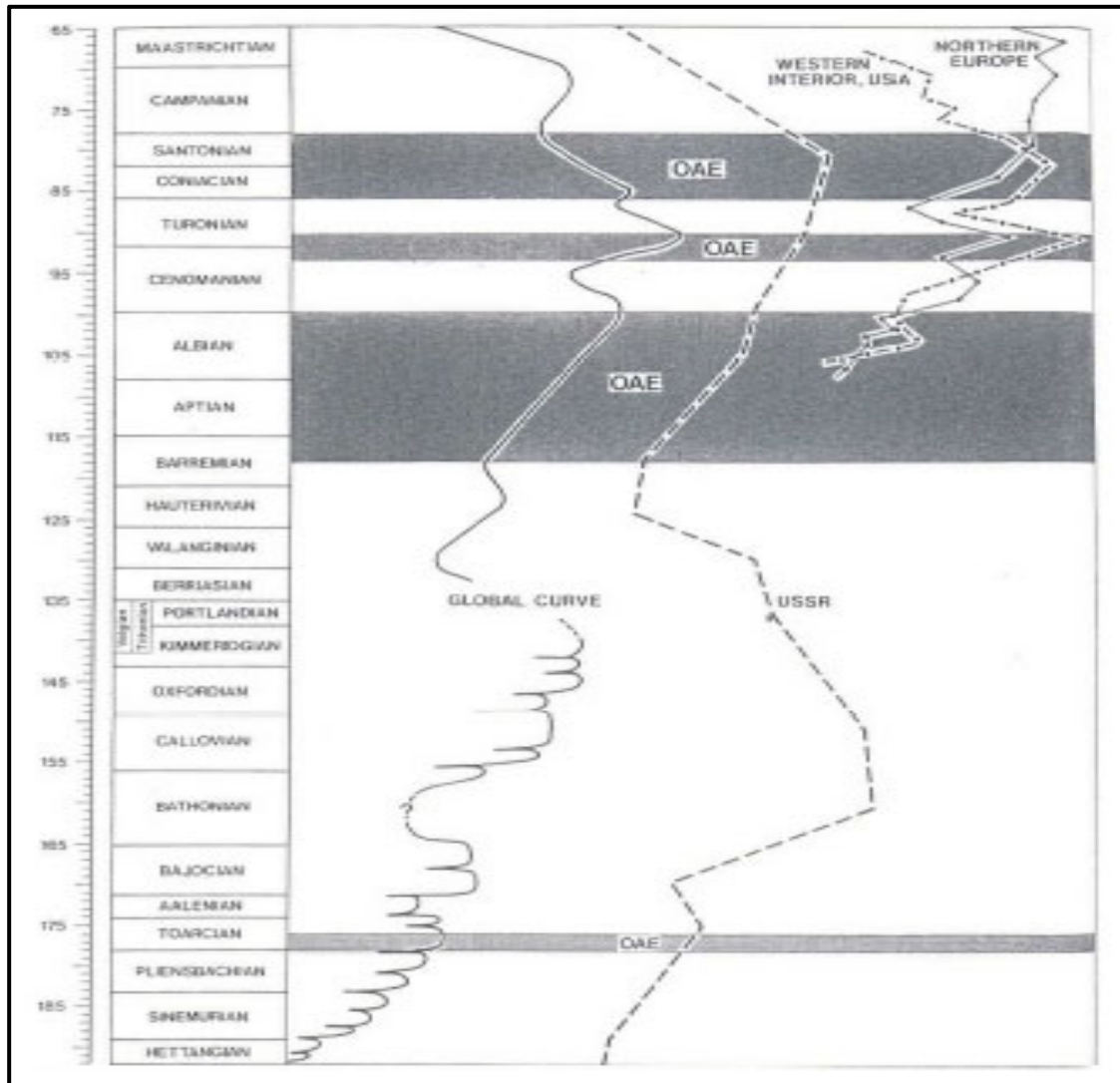
- Une évolution croissante de l'indice de pélagisme qui est de 0.70 dans la séquence **ID** d'âge Cénomaniens supérieur et il atteint sa valeur maximale de 1 au Niau des black-shales au passage Cénomaniens supérieur- Turonien inférieur, et diminue à la valeur de 0.85 au niveau de la séquence **IIA** au Turonien inférieur. Cette augmentation de l'indice de pélagisme indique un approfondissement du milieu marin de plus en plus depuis le Cénomaniens supérieur et il atteint son maximum au niveau des Black-shales, à la limite Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

L'augmentation de la profondeur et l'élévation du niveau marin sont dû à la transgression fin Cénomaniens.

- On marque aussi que le rapport (C/C+G) enregistre des valeurs élevées au niveau de la séquence **ID** du Cénomaniens supérieur en moyenne 0.71, cela indique une augmentation du pourcentage des foraminifères planctoniques carénés, et qui signifie qu'au cours de ce temps, le milieu de dépôts est de plus en plus profond. Puis ce rapport diminue au niveau des black-shales avec un taux de 0.62 et la diminution des valeurs continue dans la séquence **IIA** avec une moyenne de 0.48.

La chute du rapport (C/C+G) au cours du passage Cénomaniens supérieur- Turonien inférieur traduit l'installation de l'événement anoxique océanique globale OA2 (Figure IV. 05), qui a causé :

- ... La chute du pourcentage des foraminifères planctoniques carénés et l'extinction totale du genre *Rotalipora cushmani*.
- ... L'augmentation du taux des foraminifères planctoniques globuleux, marquée par La prolifération des morphotypes globuleux bisériés *Heterohelix* et les formes trochospirales, telles que *Whiteinella* et *Hedbergella*.
- ... Chute du pourcentage de foraminifères benthiques.



**Figure IV.05 :** Les trois événements anoxiques océaniques du Crétacé en relation avec les variations du niveau marin relatif (JENKYNS, 1980 in DESMARES, 2007).

- La répartition des foraminifères benthiques au cours de la coupe marque la prédominance des formes à test calcaire 16.52 % en moyenne quant aux agglutinés 9.33 % en moyenne.
- Les formes calcaires sont reconnues au niveau des deux séquences depuis le Cénomanién supérieur au Turonien inférieur, avec la présence des genres appartenant à l'ordre de Lagenida : (*Nodosaria spp*, *Lagena spp*, *Lenticulina spp* et *Ramulina spp*). Ils sont associés à quelques formes de Rotaliida, marquées par : (*Gyroidinoides spp*, *Gavelinella spp*).
- Cette association caractérise un environnement profond de la zone bathyale, dont la paléo-profondeur est estimée de 200 à 1000 m selon les travaux du SLITER et BAKER (1972), GUERIN (1981), SAINTMARC (1982), BENKHEROUF (1988), BENKHEROUF et SAINT-MARC (1989), KOUTSOUKOS et HART (1990) in GROSHENY (2002) et BELLIER *et al.* (2010) in OUIKENE (2011).
- Les associations de foraminifères benthiques rencontrées, distinguées par l'ordre de Rotaliida et des Lagenida, déterminent un substrat de nature vaseux selon BENKHEROUF (1988), KOUTSOUKOS et HART (1990) in GROSHENY (2002), TRONCHETTI et GROSHENY (1991), BELLIER *et al.* (2010) in OUIKENE (2011) et MAANDI (2011).
- En fin limite Cénomanién supérieur et Turonien inférieur, correspondant à la crise, les foraminifères benthiques sont très rares et présentent un très faible pourcentage de 11.25% pour les tests calcaires et 1.2% pour les tests agglutinés, qui sont représentés par : *Lenticulina*, *Textularia*, et traduisent leur adaptation au moment de la crise océanique.

## **V- Comportement des foraminifères planctoniques et benthiques au cours du passage Cénomanién-Turonien**

### **V.1-Au Cénomanién supérieur**

Lorsque les conditions de vie sont réunies (une bonne quantité d'oxygène, salinité normale), elles donnent un milieu favorable au développement des association des foraminifères.

- Les foraminifères planctoniques de formes globuleuses colonisent la tranche d'eau superficielle tel que : *Hedbergella*, *Whiteinella*, *Heterohelix*.

- La profondeur est marquée par un pullulement de foraminifères planctoniques carénés, développant une stratégie k, comme les rotalipores et les espèces de *Thalmaninella*, *Preaglobotruncana* et *Dicarinella sp*, tandis que les foraminifères benthiques colonisent la partie du fond océanique.

### V.2-Au passage Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur

Durant de cette période, les conditions de vie changent par l'installation de l'événement anoxique, qui affecte la tranche d'eau profonde du milieu marin, conduisant à l'extinction totale des foraminifères planctoniques de type caréné, tels que les Rotalipores et les Thalmanelles, qui n'ont pas pu s'adapter aux changements de conditions environnementales, par contre au même moment, quelques formes carénées persistent comme *Dicarinella sp*, *Preaglobotruncana*. On note aussi, une importante prolifération des formes opportunistes de stratégie r, qui tolèrent les variations d'oxygène comme les Hétérohélicides et les Wheitenelles.

Les foraminifères benthiques, seules les espèces *Lenticulina*, *Textularia* et *Orostella* demeurent durant la crise en développant une stratégie de type r.

### V.3- Au Turonien inférieur

Durant cette période, on marque le retour progressif aux conditions favorables notant l'occurrence de nouvelles formes de foraminifères planctoniques carénées de stratégie k, tels que *Helvetoglobotruncana helvetica* et *Marginotruncana*.

## VI-Conclusion

L'analyse quantitative et qualitative des associations de foraminifères planctoniques et benthiques, ajoutant les données statistiques des paramètres paléo-écologiques sur les paléoenvironnements de la coupe de Kherbat Ouled Hellal montre les particularisées suivantes :

- La distribution des foraminifères benthiques dans la coupe permet de distinguer un milieu marin profond réducteur et pauvre en oxygène de plate-forme externe voir le bassin.
- La nature du substrat est déterminée par les foraminifères benthiques susceptibles de le coloniser. Les formes à test calcitique sont les plus dominantes dans cette coupe, permet d'admettre que la nature du substrat est vaseuse.

- La coupe de Kherbat Ouled Hellal est touchée par la crise Cénomanién supérieur- Turonien inférieur (OAE2), traduit par d'importants dépôts de marnes et calcaires noirs, riches en matière organique qui se sont mis en place.
- Une élévation importante du niveau marin se manifeste au cours de cette crise, associé avec l'augmentation du rapport de pélagisme (P/P+B) qui atteint son maximum avec la valeur de 1 au sein de la coupe.
- Ces dépôts noirs sont le produit de l'événement anoxique, indiquant un milieu marin pauvre en oxygène.
- Les extinctions et les apparitions, définies dans les associations de foraminifères benthiques et planctoniques, signalent les changements du taux d'oxygène dans le milieu de vie, et cela nous a permis de d'identifier deux types de stratégie adaptative : une stratégie **k** représentée avant et après la crise, et une stratégie **r** reconnue durant l'événement anoxique.

# *Conclusion générale*

## **V-Conclusion générale**

L'étude sédimentologique, biostratigraphique et paléoenvironnementale de la coupe de Kherbat Ouled Hellal nous a conduit à quelques résultats et précisions intéressants, qui sont à la fois d'ordre lithostratigraphique, biostratigraphique et paléoenvironnemental.

### **❖ Sur le plan lithostratigraphique :**

L'étude sédimentologiques et le découpage séquentiel de la coupe de Kherbat Ouled Hellal ont permis de caractériser deux parties dans chaque séquence de 4<sup>ème</sup> ordre qui sont respectivement comme suite :

-la partie sommitale de la **ID** dans la mégaséquence **I**.

-La partie inférieure de la **IIA** dans la mégaséquence **II**.

### **❖ Sur le plan biostratigraphique :**

-Trois biozones de foraminifères planctoniques ont été identifiées sur la coupe : la zone à *Rotalipora cushmani pro-parte*, la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, et la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica pro- parte*.

Nous avons pu également tracer la limite Cénomaniens supérieur- Turonien inférieur de façon approximative.

### **❖ Sur le plan paléoenvironnemental :**

L'analyse quantitative et qualitative des associations de foraminifères planctoniques et benthiques avec les données statistiques des paramètres paléocéologiques permettent de définir un environnement marin calme et profond réducteur et pauvre en oxygène, de plate-forme externe voir le bassin.

Enfin, l'ensemble de ces résultats ont permis de mettre en évidence l'événement anoxique (OAE2) au passage Cénomaniens – Turonien au niveau de la coupe de Kherbat Ouled Hellal.

### **Recommandation :**

Les résultats apportés dans ce modeste travail, restent à compléter et à affiner. Des études complémentaires sur la coupe de Kherbat Ouled Hellal que ce soit sur le plan micropaléontologique et géochimique, sont nécessaires pour mieux caractériser l'événement anoxique océanique (OAE2).

*Références*  
*bibliographiques*

## Références Bibliographiques

### A

**ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O., & JENKYN, H.C., 1987.** The Cenomanian-Turonian oceanic anoxia event, II. Paleooceanographic controls on organic matter production and preservation. In Brooks J., Fleet A.J. (Eds.), *Marine and Petroleum Source Rocks. Geological Society Special publication* 26, pp. 401-420.

**ADAMS, A.E., MACKENZIE, W.S. et GUILFORD, C. (1994).** Atlas des roches sédimentaires. *Edition Masson, Paris, ISBN, 2-225-84492-5, 104 p.*

**AMEDRO, F. et ROSBASZYNSKI, F. (2008).** Zone d'ammonites et de foraminifères planctoniques du Vraconien au Turonien : Une comparaison entre les domaines boréal et téthysien (NW Europe /Tunisie centrale). *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology – Note brève 2008/02-fr, pp.06-10.*

**ALIANE, K. et LOUNES, A. (2016).** Le Cénomano -Turonien de la coupe de Sour el Ghozlane (Atlas Tellien) Etude sédimentologique et biostratigraphique. *Mémoire de Master U.M.M.T.O, Tizi-Ouzou, 59P.*

### B

**BAK, K., 2000.** Biostratigraphy of deep-water agglutinated foraminifera in Scaglia Rossa-type deposits of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. In Hart, M.B., Kaminski, M.A. & Smart, C.W. (eds.), *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication* 7, pp. 15-41.

**BELLIER, J.P., 1983.** Foraminifères planctoniques du Crétacé de Tunisie septentrionale : systématique, biozonation, utilisation stratigraphique de l'Albien au Maastrichtien. *Mémoires des Sciences de la Terre de l'Université Pierre et Marie Curie* 81-41, pp. 1-250.

**BELLIER, J.P., MATHIEU, R. et GRANIER, B. (2010).** Court traité de foraminiférologie (L'essentiel sur les foraminifères actuels et fossiles). *Carnets de Géologie, Livre 2, 104 p.* ISBN.978-2-916733-07-4.

**BENHAMOU, M., 1996.** Evolution tectono-eustatique d'un bassin de la Téthys maghrébine ; l'Ouarsenis (Algérie) pendant le Jurassique inférieur et moyen. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Oran*, 434 p.

**BENKHEROUF, F et SAINT-MARC, P. (1989).** Foraminifères benthiques de milieu bathyal dans le Cénomaniens du Sud-Est de la France (Alpes Maritimes). *Cahiers de Micropaléontologie, N.S., vol. 3, n° 4, pp.37- 48.*

**BENKHEROUF, F. (1988).** Les Foraminifères cénomaniens des Alpes maritimes et du Dj. Dyr. Biostratigraphie et paléoenvironnements. *Thèse Doct, Univ. Nice. 173 p.*

**BENYOUCEF, M., 2006.** Les flyschs albo-aptien de l'Ouarsenis (Algérie du Nord) : Aspect sédimentologique et reconstitution paléogéographique. *Thèse de Magister, Université d'Oran*, 170 p.

**BOUGUENARA, M. M. et KARAAHMED, I. (2019).** Biostratigraphie et Paléoenvironnements du Cénomaniens de la coupe de Chaâbet Ouled Chelih (monts de Bellezma-Batna). *Mémoire de Master U.S.T.H.B, Alger, 78P.*

**BRAHIM, M., 2014.** Les calcaires à lits siliceux de la limite Cénomaniens-turonien dans l'allochtone (Nappe B) de l'Ouarsenis : faciès et corrélation. *Thèse de Magister, Université d'Oran*, 65 p.

## C

**CALEMBERT, L., 1936.** Note préliminaire sur la tectonique du massif de l'Ouarsenis. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 60, pp. 40-44.

**CALEMBERT, L., 1937.** Sur la stratigraphie du massif de l'Ouarsenis. *Annales de la Société Géologique de Belgique* LX, pp. 208-221.

**CALEMBERT, L., 1952.** Massif culminant de l'Ouarsenis. *XIX<sup>ème</sup> Congrès Géologique International, Monographies régionales* 1 (2), 23 p.

**CARON M., DALL'AGNOLO S., ACCARIE H., BARRERA E., KAUFFMAN E.G., AMEDRO F. et ROSBASZYNSKI 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, pp. 171-200.

## D

**DESMARES, D. (2005).** Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique : le bassin du Western Interior au passage Cénomaniens- Turonien, *Thèse Doc, Université Louis Pasteur, Strasbourg I, France*, 440 p.

**DESMARES, D., BEAUDOIN, B., GROSHENY, D et VERET, G. (2005).** Evolution de la morphologie des tests de foraminifères planctoniques en réponse aux modifications environnementales (Passage Cénomaniens-Turonien. In : *Impact environnemental sur la dynamique des populations du Crétacé. Réunion thématiques du groupe français du Crétacé. Edition électronique*, pp.19-21.

**DESMARES, D., GROSHENY, D., BEAUDOIN, B., GARDIN, S. et GAUTHIER-LAFAYE, F. (2007).** High resolution stratigraphic record constrained by volcanic ashes layers at the Cenomanian– Turonian boundary in the Western Interior Basin, USA. *Cretaceous Research*, 28, pp.561–582.

**DESMARES, D., GROSHENY, D. et BEAUDOIN, B. (2008).** Ontogeny and phylogeny of Upper Cenomanian rotaliporids (Foraminifera). *Marine Micropaleontology*, 69, pp. 91-105.

**DURAND-DELGA, M., 1980.** La Méditerranée occidentale, étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mémoires de la Société Géologique de France* 10, pp. 203-224.

**DURAND-DELGA, M., Rossi, P., Olivier, P. & Puglisi, D., 2000.** Situation structurale et nature ophiolitique de roches basiques jurassiques associées aux flyschs maghrébins du Rif (Maroc) et de Sicile (Italie), Structural setting and ophiolitic nature of jurassic basic rocks associated with the maghrebien flyschs in the Rif (Morocco) and Sicily (Italy). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 331, pp. 29-38.

## G

**GROSHENY, D. (2002).** Les foraminifères au Crétacé : indicateurs biostratigraphiques et témoins des modifications environnementales. *Habilitation à Diriger des Recherches, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 205 p.*

**GROSHENY, D., CHIKHI-AOUMEUR, F., FERRY, S., JATI, M., HERKAT, M., ATROPS, F. REDJIMI, W. et BENKEROUF, F. (2007).** The Cenomanian-Turonian of the Saharan Atlas (Algeria) [Le Cénomaniens-Turonien de l'Atlas saharien (Algérie)]. *In : Relation entre les marges septentrionales et méridionales de la Téthys au Crétacé. pp. 43-48. Carnets de Géologie / Notebooks on Geology – Note brève 2008/02-fr, pp.43-48.*

**GUERIN, S. (1981).** Utilisation des Foraminifères planctoniques et benthiques dans l'étude des paléoenvironnements océaniques au Crétacé moyen : application au matériel des forages D.S.D.P de l'Atlantique Nord et Sud. Comparaison avec la Téthys. *Thèse 3ème cycle, Micropaléontologie, Univers. de Nice. Trav. Centre Rech. Micropal. Jean Cu villier, Nice, n° 2, 198 p ; 82 tabl, 9 pl.*

**GUIRAUD, R. (1973).** Evolution post-Triasique de l'Avant pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Thèse ès Science. Univ. Nice, 270 p, 114fig. 12 pl.*

## **H**

**HERKAT, M. (1999).** La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. *Thèse Doct. U.S.T.H.B, Alger. 802 p.*

**HERKAT, M. et DELFAUD, J. (1999).** Evolution des séquences et géométrie des dépôts du Crétacé supérieur du domaine atlasique oriental. *Bull. Serv. Géol. Algérie, vol. 10, n° 1, pp.83-94, 5 fig.*

**HERKAT, M. (2002).** Analyse séquentielle et révision stratigraphique de coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental. *Mém. Serv. Géol. Algérie, n° 10, pp.1-22, 5 fig.*

**HERKAT, M. (2004).** Contrôle eustatique et paléogéographique de la sédimentation du Crétacé supérieur du bassin des Aurès (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France, t.175, n° 3, pp. 273-288.*

**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). *Bull. Soc. Géol. France, t. 176, n° 2, pp.183-190.*

## K

**KAZI TANI, N. (1986).** Evolution géodynamique de la bordure Nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algerien. Approche mégaséquentielle. *Thèse ès Sciences. Université de Pau.* 2 tomes, 871 p.

**KECHID-BENKHEOUF, F., 2010.** Nouvelles données biostratigraphiques et paléoenvironnementales sur le Cénomaniens-Turonien de la région de Berrouaghia (Algérie). *4ème Congrès français de la Stratigraphie, Paris* 6, 44 p.

**KENTRI, T., BEN FADHEL, M., BENYOUCEF, M., ADACI, M., PIUZ, A., BENSALAH, M., MAHBOUBI, M. & GALLALA, N., (2018).** Le passage Cénomaniens-Turonien dans le Nord-Ouest algérien (coupe de Douar Menkouchi, Ouarsenis) : biostratigraphie des radiolaires. *Annales de Paléontologie* 104, pp. 81-99.

**KENTRI, T. (2019).** Etude Litho-Biostratigraphique et Paléoenvironnementale de L'ALBO-TURONIEN de l'Ouarsenis Oriental (TELL, ALGERIE). *Thèse Doct U.A.B.B Tlemcen.* 182P.

**KIEKEN, M. (1975).** Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban. *Thèse ès Sciences, Paris, Publ. serv. Carte Géol. Algérie, n° 46, t.I (1974), 217 p., et t. II (1975), 281 p., pl. h. t. et cartes.*

## L

**LEPETRE, R., FRIZON DE LAMOTTE, D., COMBIER, V., GIMENO-VIVES, O., MOHN, G. & ESCHARD, R., 2018.** The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *Bulletin de la société géologique de France - Earth Sciences Bulletin* 189 (6), pp. 1-35.

## M

**MAANDI, L. (2011).** Biostratigraphie et Paléoenvironnements du Crétacé moyen des Aurès et de Morsott. *Mémoire de Magister. U.S.T.H.B, Alger, 234P.*

**MATTAUER, M., 1958.** Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 17. *Monographies régionales*, 534 p.

## N

**NAILI,H., BELHADJ,Z., ROBASZYNSKI,F et 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, n° 61, pp. 19-32.*

## O

**OUDET , MOONS, C.(2013).**Evolution des associations de foraminifères comme bio-indicateurs des paléo- environnements : le bassin subalpin ( bassin vocontien et sa marge occidentale) au Cénomanién. *Thèse Doct, Université de STRASBOURG, 258P.*

**OUIKENE ,K.(2011).** Etude biostratigraphique et sédimentologique du Cénomanién-Turonien du Tell central et oriental. *Mémoire de Magister, U.S.T.H.B, Alger, 142p.*

## P

**PESSAGNO, E.A., 1967.** Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from the western Gulf Coastal Plain. *Paleontographica Americana* 5 (37), pp. 243-244.

**POLVECHE, J., 1955.** Sur le contact créacé moyen-crétacé supérieur au sud du massif de l'Ouarsenis occidental (Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 241, pp. 420-422.

**POLVECHE, J., 1960.** Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Bulletin du Service Géologique de la Carte Géologique de l'Algérie* 24 (I-II), 577 p.

## R

**ROBASZYNSKI, F., CARON, M. et le Groupe de Travail Européen des Foraminifères Planctoniques. (1979).** Atlas des Foraminifères planctoniques du Crétacé Moyen (Mer Boréale et Téthys). *Cahiers de Micropaléontologie, t.1, pp.1-185, t.2, pp. 1-181.*

**ROBASZYNSKI, F. et CARON, M. (1995).** Foraminifères planctoniques du Crétacé, commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. France, t. 166, n°6, pp.681-692.*

**ROBASZYNSKI F., ZAGRANI M. F., CARON M. et AMEDRO F. (2010).** The global bio-events at the Cenomanian-Turonian in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (central Tunisia). *Cretaceous Research, 31, pp. 1-15.*

## S

**SCHLANGER, S.O. & JENKYNS, H.C., 1976.** Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences. *Geology in Minjnbouw* 55, pp. 179-184.

**SCHLANGER, S.O., ARTHUR, M.A., JENKYNS, H.C. & SCHOLLE, P.A., 1987.** The Cenomanian-Turonian Oceanic Event, I. Stratigraphy and distributions of organic-rich beds and the marine <sup>13</sup>C excursion. *Geological Society of London, Special Publication* 26, pp. 371-399.

**SOUA, M., 2011.** Le passage Cénomanién-Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chiostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle. *Thèse de Doctorat Université de Tunis*, 316 p.

## **T**

**TCHENAR, S., ZAOUÏ, D., ADACI, M., BESALAH, M., BENYOUCEF, M., KENTRI, T. & FEKIH, N., 2015.** Le passage Cénomanién-Turonien dans le bassin du Tinrhert (Sahara algérien) : lithologie et répartition de la microfaune. *Bulletin de Service Géologique de l'Algérie* 26 (1-2), pp. 23-41.

**TRONCHETTI, G. et GROSHENY D. (1991).** Les assemblages de foraminifères benthiques au passage Cénomanién - Turonien à Vergons, S-E de la France. *Geobios*, n° 24, fasc.1, pp 13-31.

## **V**

**VILA, J.M. (1980).** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse Doct. Université Pierre et Marie curie, Paris VI, t.I et II*, 662 p.

## **Z**

**ZAAGANE, M. (2006).** Etude géostatistique des éboulements sur le versant du Grand Pic de l'Ouarsenis : porteur des risques sur la population limitrophe. *Mémoire de Magister, Université d'Oran Es Sénia* , 139P.