

N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre, et de l'Univers
Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du Grade de
Master 2 en Sciences de la Terre

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires

**Essai de comparaison entre les diatomites des zones marginales
et centrales du bassin du Chélif**

Par

VINTAN Rufino da Silva

Soutenu le: 02/11/2020

devant la commission d'examen :

M. ATIF K.	Maitre de conférences A	Université d'Oran 2	Président
M. BELHADJI A.	Maitre-Assistant A	Université d'Oran 2	Rapporteur
M. MANSOUR B.	Professeur	Université d'Oran 2	Examineur

Oran, 2020

DEDICACE

À ma mère

À la pensée de mon père

À mes frères

Avant-propos

Avant tout, je remercie DIEU le tout puissant qui m'a donné le courage et santé afin de réaliser ce modeste travail.

Au terme de ce travail, il m'est très agréable d'adresser mes vifs remerciements à tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce mémoire.

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma gratitude envers Monsieur BELHADJI A., Maître Assistant A à l'université d'Oran 2, pour avoir accepté de m'encadrer. Je lui remercie aussi de m'avoir fait bénéficier de ses connaissances et de ses critiques qui m'ont beaucoup aidé à l'amélioration de ce travail.

Je tiens à remercier pleinement Monsieur ATIF K., Maître de conférences A à l'université d'Oran 2, de m'avoir fait l'honneur de présider ce jury.

À Monsieur MANSOUR B., Professeur à l'Université d'Oran, pour avoir accepté de juger ce présent travail. Sa participation à mon jury m'honore.

Je tiens aussi à remercier l'ensemble des enseignants du Département des Sciences de la Terre, en particulier ceux de la filière géologie des bassins sédimentaires, qui m'ont été d'une aide précieuse.

Enfin, je ne pourrais pas terminer cet avant-propos sans exprimer ma reconnaissance et mon amour profond à ma famille qui m'a fait confiance et soutenu toutes ces longues années

Résumé

Les affleurements de Hammar Semmoumet, située dans l'extrémité occidentale des monts de Beni Chougrane (bordure sud du bassin du Chéelif), présentent une sédimentation diatomitique assez importante.

La Formation diatomitique (Perrodon, 1957, Saint Martin, 1987 et Mansour *et al.*, 1995) a fait l'objet d'une étude lithostratigraphique détaillée. Cette étude a permis d'identifier trois membres comportant des marnes grisâtres, une alternance de diatomites et de marnes et enfin une alternance de calcaires et diatomites. Ces membres sont très corrélables à ceux de la coupe de Touaka (Mansour *et al.*, 1995). Ils se distinguent cependant par plusieurs variations d'épaisseurs et de stratonomie.

La sédimentation diatomitique dans le bassin du Chéelif comporte deux épisodes. Les principaux critères utilisés pour distinguer ces deux épisodes diatomitiques sont : les phénomènes liés à leur formation, les indices organiques et le positionnement des dépôts dans les bassins. Pour les diatomites marginales (type I) on a constaté qu'il est généralement lié à des phénomènes d'upwelling, ils renferment des organismes d'eaux froides Atlantique et il se retrouve généralement dans les bordures des bassins. Les diatomites profondes (type II) sont généralement liées au confinement et la réduction de bathymétrie, donc, ils renferment généralement des formes d'eau douce ou chaude et se retrouve généralement en position centrale du Bassin.

Mots-clés : Bassin du Chéelif, Hammar Semmoumet ouest, Messinien, Diatomites, comparaison, Upwellings, Confinement, types de diatomites, Méditerranée, Formation.

Abstract

The outcrops of Hammar Semmoumet, located in the western end of the Beni Chougrane mountains (southern edge of the Chélif basin), present a fairly significant diatomite sedimentation.

The diatomite-bearing Formation (PERRODON, 1957, SAINT MARTIN, 1987 and MANSOUR et al., 1995) has been the subject of a detailed lithostratigraphic study. This study identified three members comprising greyish marls, an alternation of diatomites and marls and finally an alternation of limestones and diatomites. These members are highly correlated with those of the Touaka section (MANSOUR et al., 1995). However, they are distinguished by several variations in thickness and stratonomy.

The diatomaceous sedimentation in the Chélif basin has two episodes. The main criteria used to distinguish these two diatomic episodes are: the phenomena linked to their formation, organic content and the positioning of the diatomites in the basins. For marginal diatomites (type I) it has been found that it is generally linked to the upwelling phenomena, they usually contain cold Atlantic water organisms and it is generally found in the edges of basins. Deep formed diatomites (type II) are generally related to confinement and reduction of bathymetry, therefore, they generally contain forms of fresh or warm water and are generally found in the central position of the Basin.

Keywords: Chélif Basin, Western Hammar Semmoumet, Messinien, Diatomites, comparison, Upwellings, Containment, types of diatomites, Mediterranean, Formation.

Table des matières

Avant-propos	
Dédicace	
Résumé	
Abstract	

CHAPITRE I : Généralités

Introduction	1
I - Cadre géographique.....	1
1. Situation géographique du bassin de Chélif.....	1
2. Situation géographique du secteur d'étude	2
II – Cadre géologique générale.....	2
1 - Aperçu Structurale.....	2
2- Aperçu stratigraphique	3
3 - Aperçu paléogéographique	5
III. Généralités sur les diatomites du bassin du Chélif.....	5
1 - Attribution biostratigraphie des dépôts préévaporitiques	6
2 - Répartition géographique des Diatomites en Méditerranée.....	6
IV - Méthodologie.....	7
1. Au terrain	7
2 Au laboratoire.....	7
2.1. Préparation des échantillons	7
2.2 Analyse des échantillons :	8

CHAPITRE II : Lithostratigraphie

I - Introduction.....	9
II - Coupe Hammar Semmoumet ouest.....	9
1 - Localisation de la coupe	9
2. Description de la coupe.....	11
2.1 - Formation diatomitique :	11
3 - Colonne lithostratigraphique.....	13
4 - Corrélation entre les coupes de Hammar Semmoumet et Djebel Touka.....	14

CHAPITRE III : Comparaison

I - Introduction.....	16
II - Les différents types de diatomites.....	16
III - Répartition géographique des diatomites	18
1 – Type I.....	18
2 - Type II	19
IV - Caractéristiques sédimentologiques et Paléontologiques	19
1 - Type I.....	19
1.1- Contenu organique.....	20
2 - Type II	20
2.1 - Contenu organique	20
V - Phénomènes liées à leur formation	21
1 - Type I.....	21
2 - Type II	22
VI - Tableau comparative.....	24
VII - Détermination du type de diatomites dans la Coupe de Djebel Touaka et Hammar Semmoumet ouest	25
VIII – Conclusion générale	27
Table des illustrations	29
Références Bibliographiques.....	30

Chapitre I

Généralités

Introduction

I - Cadre géographique

1. Situation géographique du bassin de Chélif
2. Situation géographique du secteur d'étude

II - Cadre géologique générale

1. Aperçu Structurale
2. Aperçu stratigraphique
3. Aperçu paléogéographique

III - Généralités sur les diatomites du bassin du Chélif

1. Attribution biostratigraphie des dépôts préévaporitiques
2. Répartition géographique des Diatomites Méditerranéen

IV - Méthodologie

Le bassin du Chéelif est le plus important des bassins néogène sublittoral de l'Algérie, nord-occidentale. Il est bordé au sud par les monts de l'Ouarsenis, des Beni-Chougrane, des Ouled-Ali et du Tessala. Les Beni Menacer, les Dahra, et les monts d'Oran forment sa bordure nord.

Les monts des Beni Chougrane, où le présent travail a été effectué, s'encadrent à l'Est, par Oued Mina, à l'Ouest par les monts des Tessala, au Nord par la plaine de l'Habra et au Sud par les monts de Ghriss.

2. Situation géographique du secteur d'étude

Le secteur étudié fut précisément le Hammar Semmoumet (région de Sig), situé dans la partie nord-occidentale des Beni Chougrane, en prolongation des reliefs septentrionaux des Ouled Ali. Le secteur se trouve à quarantaine de km de la ville d'Oran au Sud-est, à 3km sud-ouest de la ville de Sig, plus spécifiquement dans la rive gauche d'Oued Sig en amont du barrage.

II – Cadre géologique générale

1 - Aperçu Structurale

Les bassins néogènes de l'Algérie nord-occidentale sont des bassins synorogéniques dont l'histoire est étroitement liée aux phases ultimes et paroxysmales de l'orogénèse alpine. (PERRODON, 1957). Le Bassin du Chéelif est, en effet, un bassin rhombique, mobile, allongé, étroit, enserré entre des montagnes où le diatrophisme est intense (NEURDIN-TRESCARTES, 1995). Au Miocène inférieur, avant la mise en place des nappes telliennes, ce Bassin a agité comme un bassin d'avant-fosse (NEURDIN-TRESCARTES, 1995). Son histoire est alors mal connue; les dépôts sont localisés dans le secteur oriental du bassin. Par contre, à partir du Miocène supérieur, c'est comme un bassin "intramontagneux" (PERRODON, 1971) qui évoluera jusqu'à son comblement final.

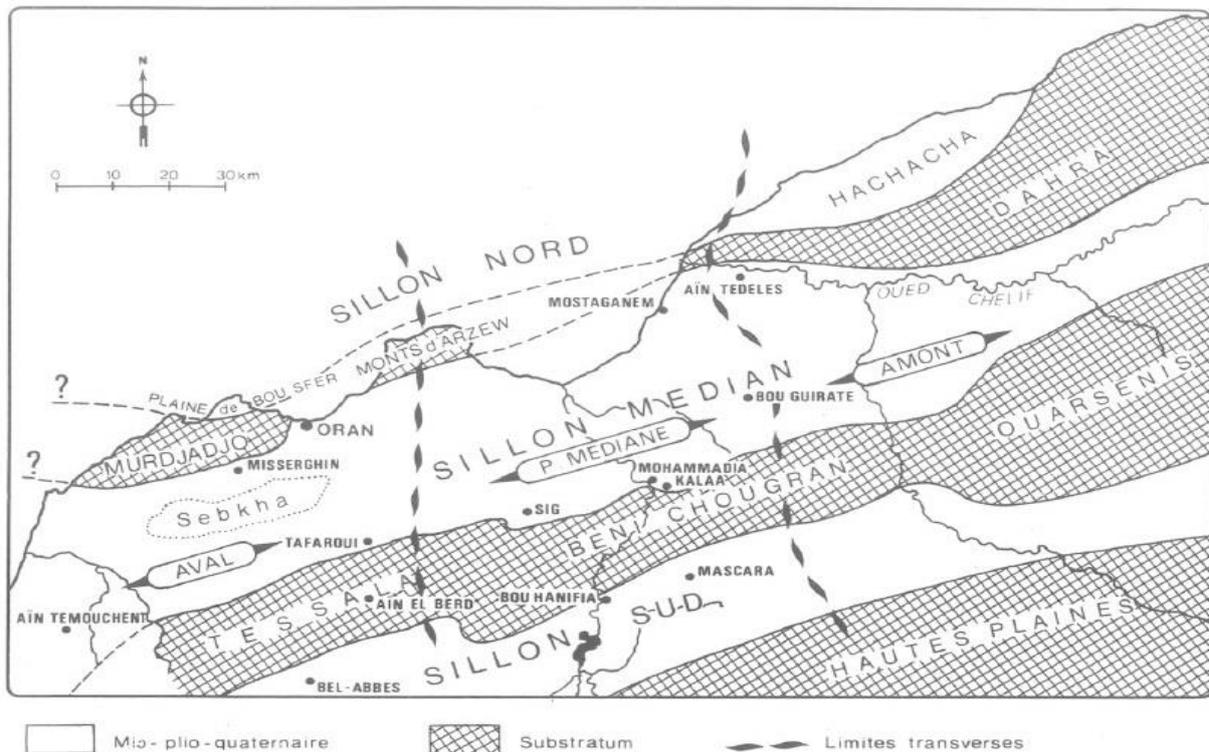


Fig.2 - Structure générale du bassin du Chelif (NEURDIN-TRESCARTES, 1995)

2- Aperçu stratigraphique

Les terrains néogènes du bassin du Chélif reposent en discordance diastrophique (PERRODON, 1957) sur un substratum allochtone d'âge créacé à oligocène. (DELTEIL 1974). Ces terrains sont formés par deux cycles miocènes et un cycle pliocène. Les cycles miocènes inférieur et supérieur sont séparés sur les bordures du bassin par une discordance angulaire (PERRODON, 1957).

Miocène inférieur (Burdigalien) : Ce cycle est plus tôt d'âge Miocène inférieur à moyen (BESSEDIK et al. 2002). Il est généralement transgressif sur les différents termes de la série stratigraphique, y compris sur les zones axiales des reliefs primaires et des massifs cristallins. La lithologie du miocène inférieur est généralement représentée par d'épaisses séries de marnes bleues, grès marneux marins, à des marnes bariolées ou à des conglomérats marins ou continentaux.

Miocène supérieure (Vindobonien) : Il est marqué par une nouvelle et progressive transgression, à l'échelle des bassins du Chélif, succédant à la régression générale de la fin du cycle Burdigalien. Les aires telliennes et sud-telliennes ayant été affectées d'un relèvement

d'ensemble, la mer ne dépassera plus guère vers le Sud de la bordure des bassins côtiers. (PERRODON, 1957). Le Miocène supérieure occupe presque tout le bassin du bas Chélif. Les dépôts y sont transgressifs et discordants sur les terrains antérieurs. (BELKEBIR et al. 1996).

Ce cycle débute par une sédimentation détritique (conglomérats et grès) qui passe vers le centre du bassin à des marnes bleues. Ces dépôts constituent la première phase transgressive du cycle eustatique de BELKEBIR et al. (1996), achevé par la limite N16/N17 (Tortonien supérieur). La seconde phase est marquée par une nouvelle pulsation marine. (BELKEBIR et al. 1996 ; BESSEDIK et al., 1997).

Le Pliocène est caractérisé par un cycle sédimentaire complet, débutant par une transgression sur les séries fini-Miocène, pour se terminer par la régression « astienne ». (PERRODON, 1957)

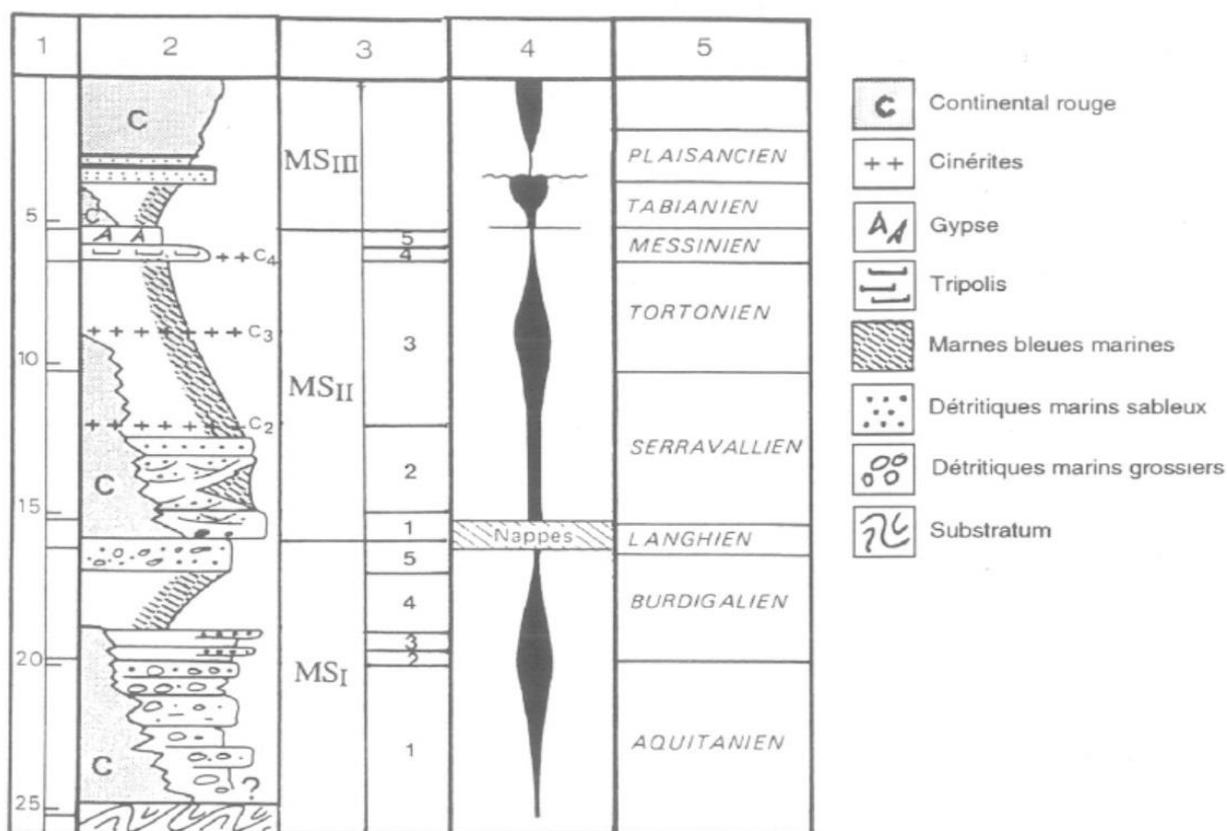


Fig.3 : Bassin du Chélif au Mio-Pliocène (NEURDIN-TRESCARTES, 1995)

3 - Aperçu paléogéographique

Les différentes études paléogéographiques montrent un retrait régulier et constant de la mer vers le Nord. Ainsi le Miocène inférieur est caractérisé par une vaste transgression prenant l'Algérie en écharpe suivant une ligne Ouest-Est. De cette étendue mer émergent un certain nombre d'archipels, alignés suivant la direction des chaînes secondaires, entre lesquelles s'individualisent des aires subsidentes. Les trois bassins sublittoraux de l'Algérie occidentale obéissent sensiblement aux mêmes règles et correspondent à des bassins du type intramontagneux. À la fin de cette période, la mer se retire de tout l'arrière-pays algérien et sa zone de rivage s'établit à peu près suivant la ligne Tessala-Ouarsenis, une sédimentation continue se poursuivant au Nord de cette limite (PERRODON, 1957).

Au cours du Miocène supérieur, la mer se cantonne dans le bassin du Bas Chélif et dans les autres bassins néogènes de l'Algérie. Par contre, à la suite d'une sorte de basculement d'ensemble du continent, ce retrait des provinces méridionales s'accompagne d'une lente immersion des massifs côtiers du Dahra et des Beni Menacer, restés partiellement émergés au cours du Miocène inférieur. Cette transgression régionale se double d'un effacement des flexures marginales, l'évolution du bassin du Bas Chélif accomplissant un cycle sédimentaire parfait (PERRODON, 1957).

Le bassin du Moyen Chélif est au contraire soumis vers la fin de l'étage à un vaste remblaiement qui l'exonde progressivement. Cette régression pontienne est matérialisée par l'accumulation de grès et de conglomérats. La fin du Miocène est marquée par une régression générale vers le NW. La mer ne se maintient et ne reviendra au Pliocène que dans la partie nord de la zone centrale du bassin du Bas Chélif, où la sédimentation semble plus ou moins continue (PERRODON, 1957). La transgression pliocène se limite aux bassins littoraux du Bas Chélif et de la Mitidja dont la subsidence se remet à jouer. (PERRODON, 1957)

III. Généralités sur les diatomites du bassin du Chélif

La série messinienne comporte de la base vers le sommet des marnes bleues, des diatomites, des gypses et des sédiments détritiques postgypseux (ROUCHY, 1982). Les marnes bleues sont relativement homogènes et épaisses. La formation à diatomites montre des épaisseurs assez importantes. Ils varient de 60 à 100 m à l'affleurement et peuvent atteindre

300 m en forage à Ain Zeft à l'Est du Djebel Meni et sur le plateau de Mostaganem (ROUCHY, 1982).

Les diatomites se présentent sous forme d'une alternance rythmique, de bancs diatomitiques et de niveaux marneux. Dans les zones axiales du bassin le passage des marnes bleues aux diatomites se fait de façon directe, par contre que, sur les marges ce passage se fait par un calcaire argileux (coupe de Sig). Les diatomites sont généralement légères, de couleur blanchâtre ; ils sont constitués par une accumulation de frustules de diatomées plus au moins pures, riches en écailles de poissons. (BELKIBIR et al. 2002). Certains affleurements du versant massif du Dahra (Carrière Ouillis) montrent des slumps localisés le plus souvent dans la partie supérieure de cette formation. (BELKEBIR et al. 2002).

1 - Attribution biostratigraphie des dépôts préévaporitiques

La série sédimentaire préévaporitique a été datée par BELKIBIR et al. 2002. La présence des biozones *N. acostaensis* et *Neogloboquadrina dutertrei* et *Neogloboquadrina humerosa* dans les marnes bleues a permis leur attribution au Tortonien (inférieur et supérieur). La limite tortono-messinienne a été définie par la première apparition de *Globorotalia mediterranea*. Ce taxon marqueur a été repéré dans les calcaires argileux, sur les marges du bassin (Sahaouria et Sig) et dans les marnes bleues à 10 m du premier niveau diatomitique dans les zones axiales du bassin. La définition de la biozone à *G. mediterranea* dans la formation diatomitique a permis son attribution au Messinien (BELKEBIR et al. 2002).

2 - Répartition géographique des Diatomites en Méditerranée

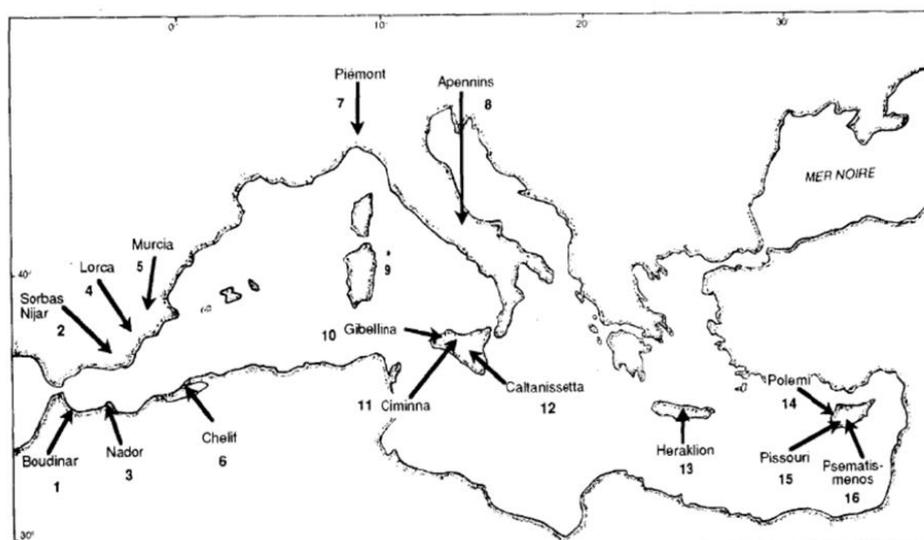


Fig.4 : Répartition des diatomites messiniennes en Méditerranée (ROUCHY 1982, modifié)

Deux types de diatomites peuvent être distingués selon MONTENAT 1977 et ROUCHY 1982, 1986, 1988:

Les diatomites de type 1 sont réduites en extension et se trouvent en position marginale dans certains bassins (Algérie, Maroc, sud-est de l'Espagne, Sicile ...). Ils sont souvent intercalés avec les sédiments de la plate-forme carbonatée et apparaissent dans les zones d'upwelling, à un moment marqué par une bonne circulation océanique. (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992)

Les diatomites de type 2 occupent la partie centrale des bassins se développant en bassins évaporitiques (Méditerranée occidentale et orientale). (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992). Leur formation est généralement liée à la stratification de l'eau et la restriction du bassin. (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992)

IV - Méthodologie

1. Au terrain

Une coupe géologique détaillée a été réalisée dans l'extrémité sud-occidentale de Hammar Semmoumet (région de Sig). Ce levé a été complété par un échantillonnage systématique des sédiments meubles susceptibles de fournir des foraminifères. Dix (10) échantillons ont prélevé dans les niveaux marneux de la formation diatomitique.

La méthodologie d'échantillonnage consiste à creuser aussi profond que possible pour accéder à des sédiments non contaminés par les eaux de ruissèlement. Le sédiment prélevé (environ 500 g) est mis dans un sac en plastique et étiqueté avec les renseignements nécessaires (nom de la coupe et numéro de l'échantillon).

2 Au laboratoire

2.1. Préparation des échantillons

a) Etape avant lavage :

Environ 300 à 400 g de sédiments bruts sont trempés dans l'eau pendant 24 à 48 h, en fonction de la compaction de la roche, pour faciliter leur désagrégation.

b) Etape lavage :

Les sédiments délités sont soumis au tamisage sous un filet d'eau à travers un tamis métallique de maille 0.090 mm. Afin d'éviter toute contamination (mélange des microfossiles des différents échantillons), le tamis est trempés, après chaque utilisation pendant quelques minutes dans une solution de bleu de méthylène.

c) Etape lavage

Le résidu obtenu est recueilli, ensuite, dans une coupelle puis mis à l'étuve pour sécher sous une température de 60°C. Après séchage, le refus est stocké dans une capsule comportant le non de la coupe et le numéro de l'échantillon.

2.2 Analyse des échantillons :

Cette partie de l'étude n'a pas été exécutée en raison de l'impossibilité d'accéder au matériel de tri suite à la fermeture des établissements après le confinement instauré à cause de la crise sanitaire du Covid 19.

CHAPITRE II

Lithostratigraphie

I - Introduction

II. Coupe Hammar Semmoumet ouest

1 - Localisation de la coupe

2 - Description Lithologique

3 - Colonne Lithostratigraphique

4 – Corrélation entre les coupes de Hammar Semmoumet et Djebel Touka

I - Introduction

Les diatomites affleurent bien dans les reliefs de Djebel Touaka et Hammar Semmoumet puis commencent à se réduire de part et d'autres jusqu'à leur disparition totale. Cette formation a été bien étudiée dans Djebel Touaka par (PERRODON, 1957 ; SAINT MARTIN, 1987 ; MOISSETTE et POIGNANT, 1992 ; MANSOUR et *al.* 1995). Pour compléter nos connaissances sur cette unité lithologique très importante, une coupe a été levée dans Hammar Semmoumet qui présente des affleurements bien dégagés et une sédimentation tabulaire non affectée par la tectonique.

II - Coupe Hammar Semmoumet ouest

1 - Localisation de la coupe



Coordonnées :

35°29'38.5"N 0°13'01.3"W

Fig.5 : Localisation géographique de la coupe (images Google Earth)

2. Description de la coupe

2.1 - Formation diatomitique :

- Membre I - marnes grisâtres ;
- Membre II - alternance diatomites-Marnes;
- Membre III - alternance diatomites-calcaires.

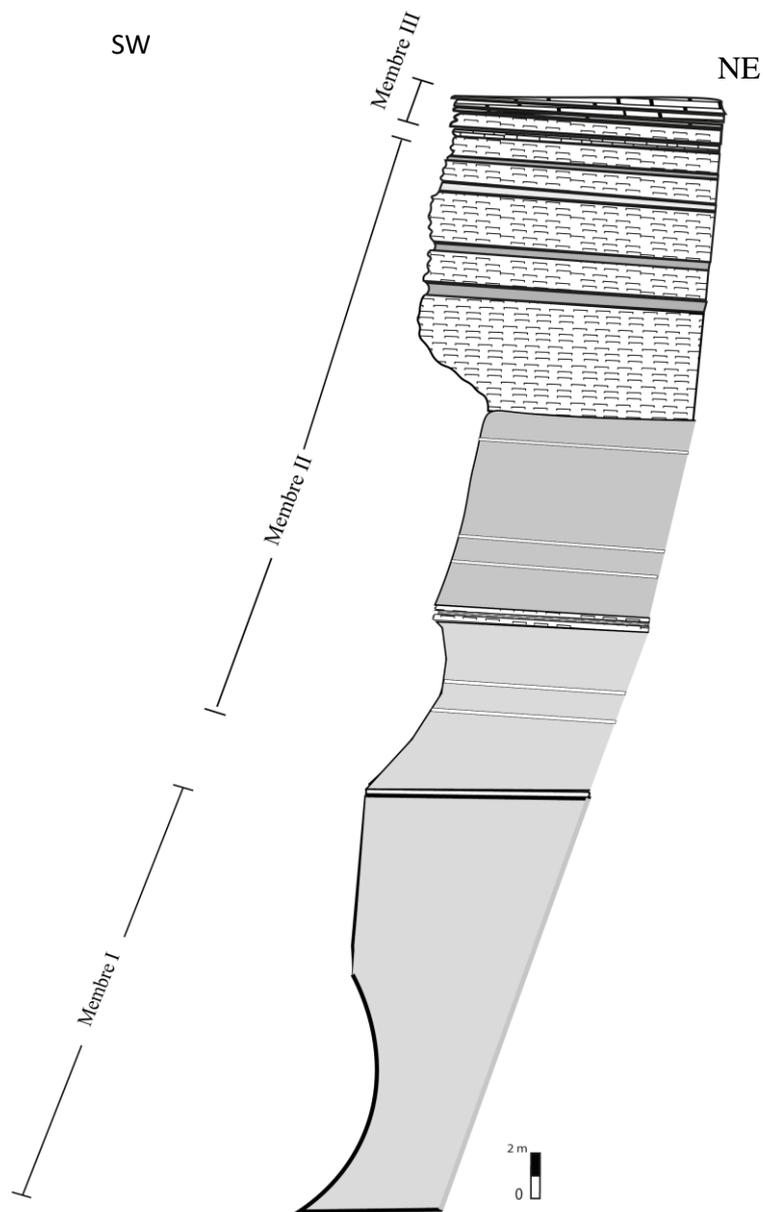


Fig.9 : Coupe Hammar Semmoumet ouest

2.1.1 - Marnes grisâtres

Ce membre fait 19 m d'épaisseur. Il est formé essentiellement par des marnes friable de couleur grisâtre et sans intercalation avec d'autres lithologies. Des poches du soufre jaunâtres et un niveau à moules internes de bivalves assez grande a été trouvé dans ces marnes.



Fig.10 : Faune à bivalves rencontrées dans la formation diatomitique de Hammar Semmoumet ouest
 A : Niveau à bivalves trouvé dans le membre I marneux;
 B : Niveau à bivalves trouvé dans le membre III diatomites-calcaires

2.1.2 - Alternance diatomites-marnes

Ce le membre le plus épais de cette formation avec 30m, il est caractérisé par la répétition de trois termes (diatomites, marnes et marnes diatomitiques). Les diatomites se présentent en bancs d'ordre décimétrique à métrique, 5m étant le maximum. Elles sont blanchâtre, léger, finement laminées. Les bancs de diatomites s'amincissent vers le sommet du membre. Les marnes couleur grisâtre et d'épaisseur très réduite (centimétrique à millimétrique) sont compactes. Elles renferment un niveau à cinérite et un niveau à bivalves. Les marnes diatomitiques se présentent en forme de passés qui s'intercalent avec les marnes grises et diatomites. L'ensemble de ce membre passe de façon progressive au membre III.



Fig.11: Faciès des membre II et III.
 1: Diatomites-Marnes; 2: Diatomites-calcaires

2.1.3 - Alternance diatomite-calcaires

Seule la partie basale de ce membre a été observée. Les diatomites sont toujours blanchâtres, finement laminé et d'épaisseur d'ordre décimétrique. Les calcaires se présentent en forme de petits bancs (décimétrique) de couleur blanchâtre à la patine et grisâtre à la cassure parfois silicifiés. Ils renferment un niveau riche en bivalves.

3 - Colonne lithostratigraphique

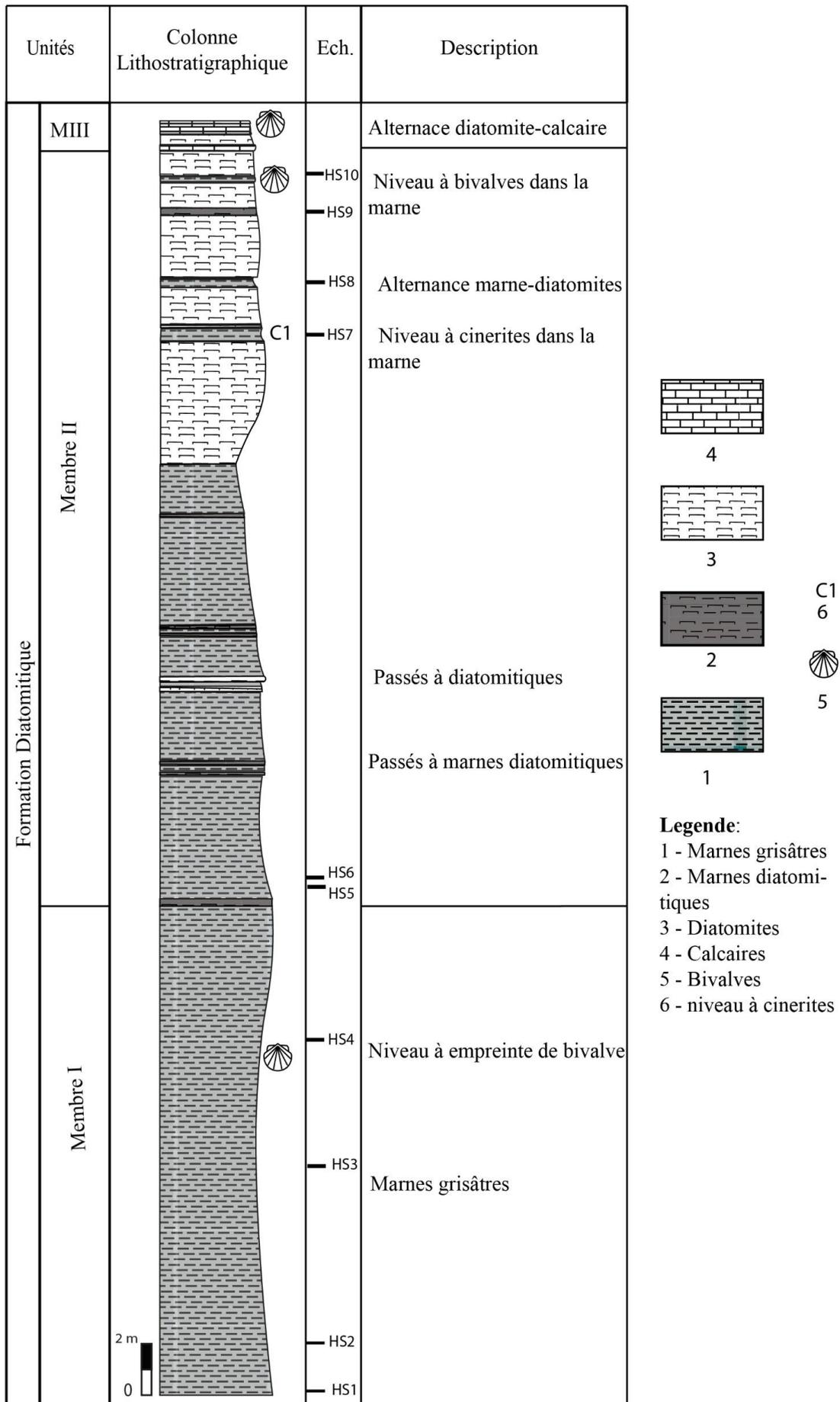


Fig.12: Colonne lithostratigraphique de Hammar Semmoumet ouest

4 - Corrélation entre les coupes de Hammar Semmoumet et Djebel Touka

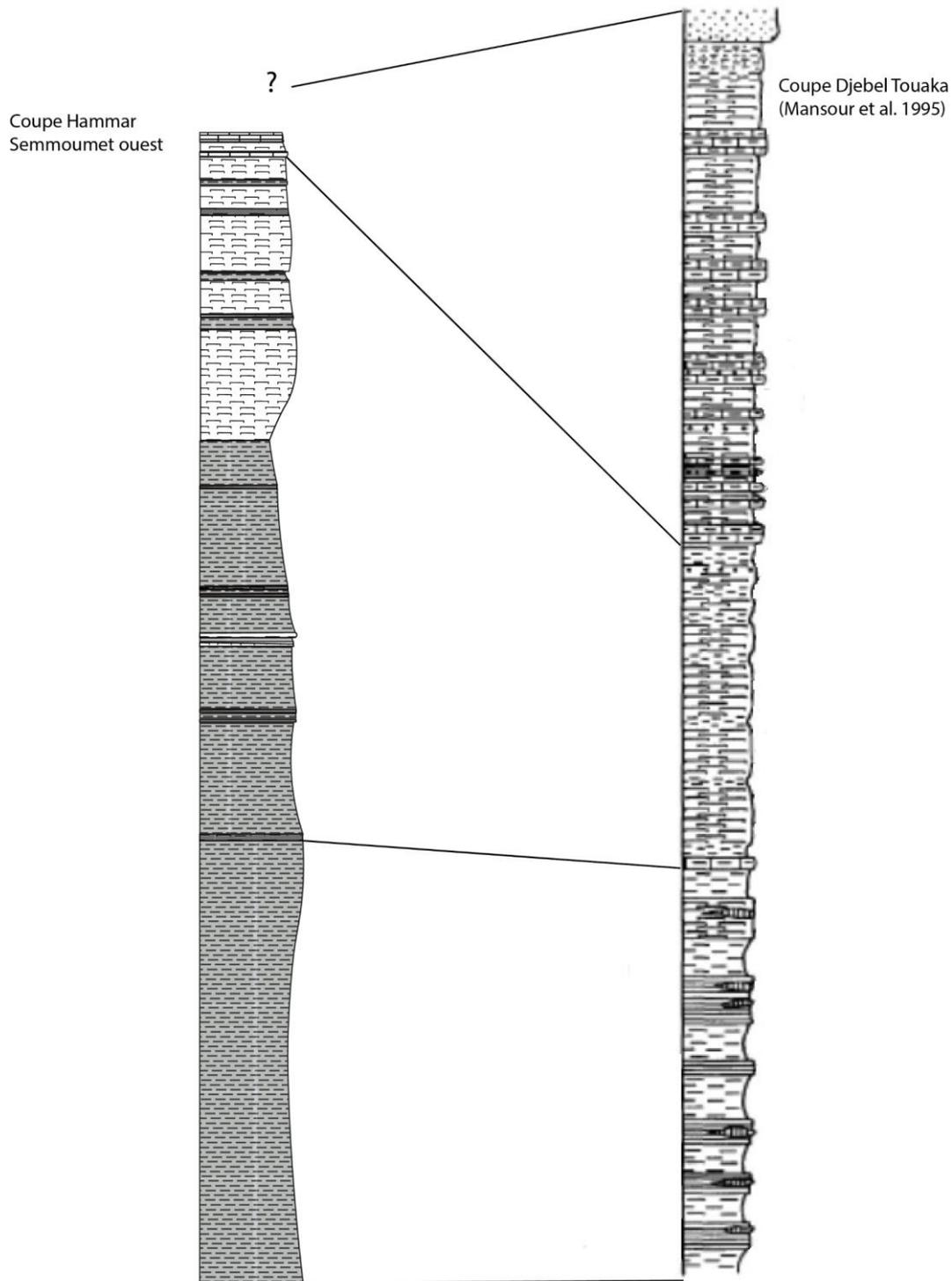


Fig. 13 : Corrélation entre la coupe d'Hammar Semmoumet ouest et la coupe de Djebel Touka (MANSOUR et al. 1995)

- | | | | | | |
|--|------------------------|--|-------------------|--|--------------------|
| | Marnes beiges laminées | | Diatomites | | Marnes sableuses |
| | Marnes grises | | Marnes à bivalves | | Calcaires argileux |
| | Niveau à poissons | | Porcellanites | | Niveau cinéritique |

Fig.14: Légende de la coupe de Djebel Touaka d'après MANSOUR et al. 1995

La comparaison de la Formation diatomitique de la coupe de Hammar Semmoumet ouest à celle de Djebel Touaka (coupe de Sig, MANSOUR et *al.*, 1995) a permis de relever les points suivants :

- Les trois membres de cette formation identifiés dans la coupe de Touaka apparaissent également dans la coupe de Hammar Semmoumet ouest ouest mais avec des variations dans la lithologie et les épaisseurs ;
- le membre I a sensiblement la même épaisseur dans les deux coupes (Hammar Semmoumet ouest 19 m et 21 m) ;
- le membre II est plus développé dans la coupe de Hammar Semmoumet ouest que dans Djebel Touaka. Son épaisseur diminue de 30 m dans la coupe du présent travail à 20 m dans la coupe effectuée par MANSOUR et *al.*, 1995;
- Dans la coupe de Hammar Semmoumet ouest les diatomites sont concentrées dans la partie supérieure du membre à l'inverse de la coupe de Touaka.
- Les bancs de diatomites de la coupe de Hammar semmoumet ouest sont plus épais que ceux de la coupe de Djebel Touaka.

CHAPITRE III

Comparaison

I – Introduction

II - Les différents types de diatomites

III - Répartition géographique des diatomites

IV - Caractéristiques sédimentologiques et Paléontologiques

V - Phénomènes liées à leur formation

VI - Tableau de comparaison générale

VII - Détermination du type de diatomites dans la Coupe de Djebel Touaka

VIII - Conclusion

I - Introduction

La sédimentation diatomitique est largement représentée dans les bassins marginaux néogènes de la Méditerranée. Les diatomites et sédiments associés représentent les dépôts « préévaporitique », le plus souvent, rattachés à clôture progressive des connexions entre l'Atlantique et la Méditerranéen (KRIJGSMAN, 2002).

Rouchy (1982) a individualisé deux épisodes diatomitiques dans les bassins Méditerranéens avec diverses caractéristiques. Leur position géographique (marginale ou centrale) étant la caractéristique principale.

II - Les différents types de diatomites

Les deux épisodes diatomitiques (Type I, Type II), affleurent dans la quasi-totalité des bassins méditerranéens néogène. Leur distribution géographique et leurs caractéristiques lithologiques nous ont permis de leur différencier et de comprendre l'évolution des différents phénomènes dans les bassins méditerranéens. Si on compare les deux types, on constate que le type I a une extension réduite dans les bassins (Algérie, Maroc, sud de l'Espagne, Sicile...) et on le trouve en position marginale (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992). Par contre, le type II occupe la partie centrale des bassins se développant en bassins évaporitiques (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992). Il faut noter que le type II se situe généralement à la base des évaporites (ROUCHY 1982) et le type I peut être superposé pour les diatomites de type II (ex. coupe de Sig, ROUCHY, 1982) ou par d'autres sédiments (marnes, calcaires). Donc, les diatomites de type I peuvent se trouver dans les marges des bassins évaporitiques ou dans des bassins dépourvus d'évaporites (ROUCHY, 1982).

En Algérie, les deux épisodes de sédimentation diatomitique ont été individualisés à l'intérieur des diatomites préévaporitiques par rapport aux récifs coralliens (ROUCHY, 1982, 1988 ; SAINT MARTIN, 1990). L'un est antérieur et/ou contemporain d'une partie de l'édification récifale et serait localisé dans les zones marginales du bassin. L'autre, contemporain également d'une partie de la construction récifale, mais aussi postérieur, se développerait sur l'ensemble du bassin (MANSOUR et *al.*, 1995). Le dernier type a une répartition plus constante et une localisation au centre du bassin et il possède également des caractères lithologiques différents (ROUCHY, 1982)

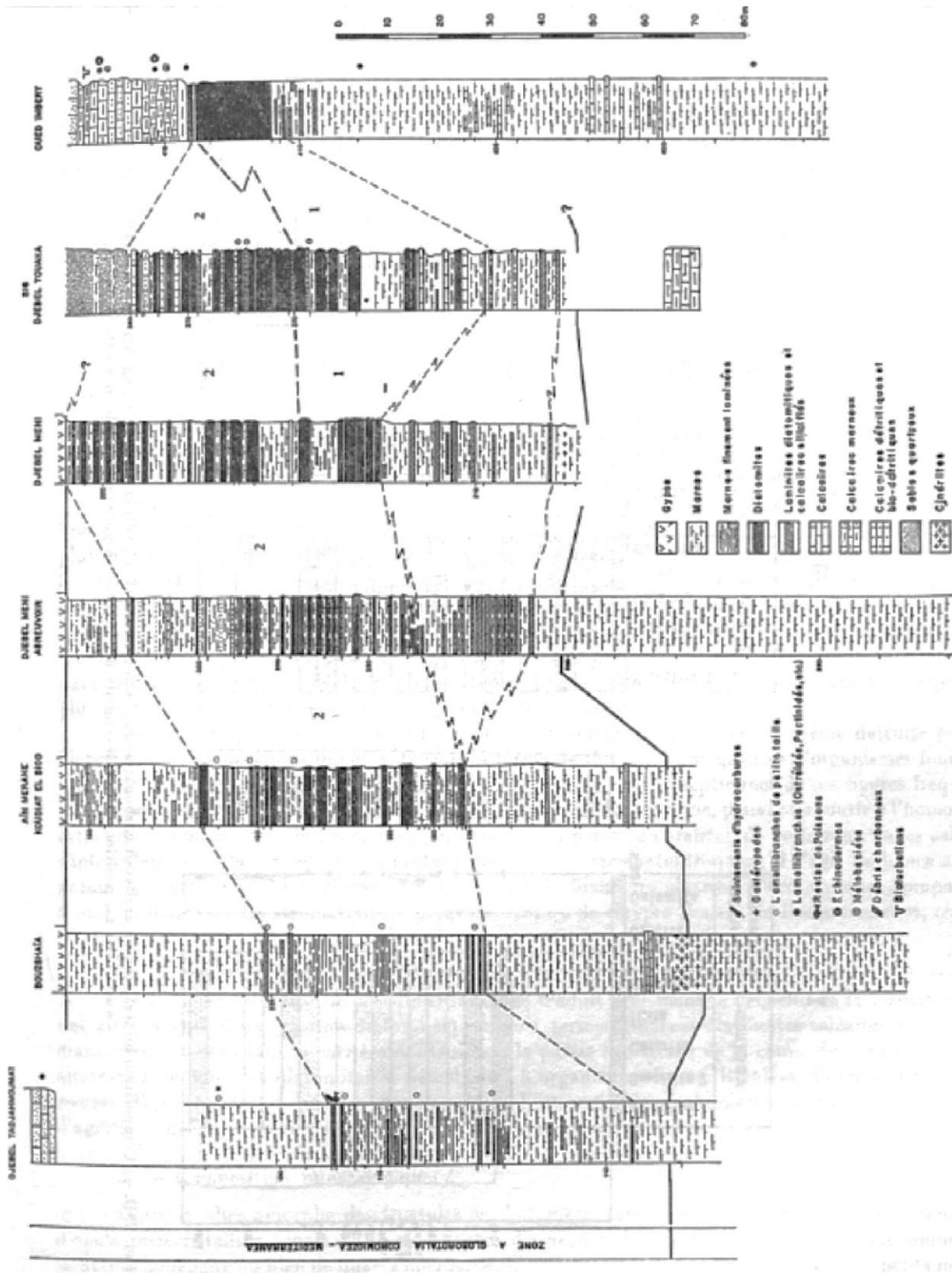


Fig.15 : Répartition des deux types de diatomites (I et II) dans les différentes coupes de formations préévaporitiques (Bassin du Chélif, Algérie) (ROUCHY 1982)

III - Répartition géographique des diatomites

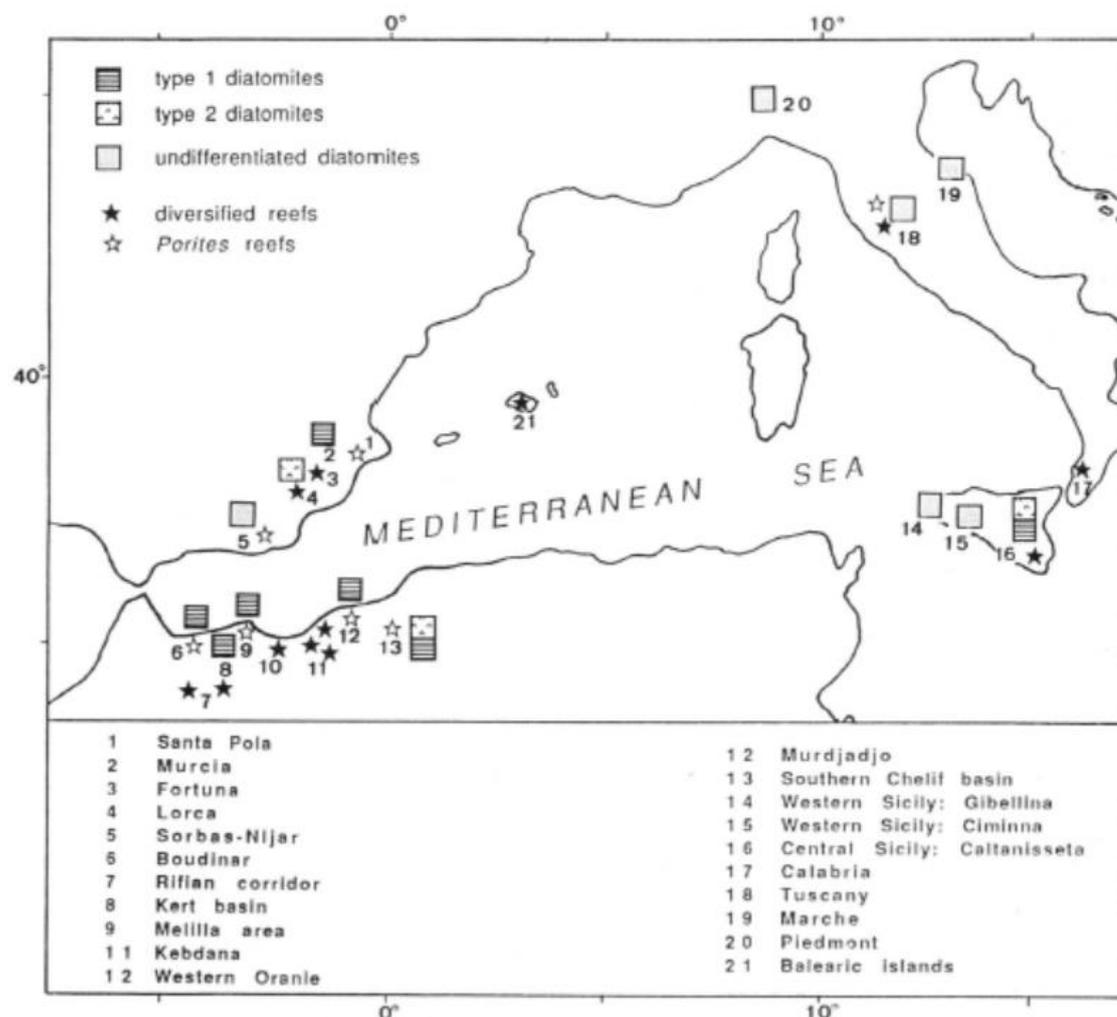


Fig.16 : Répartition des formations diatomitiques (MOISSETTE ET SAINT-MARTIN 1992)

1 – Type I

Dans les bassins périphériques Néogène de la méditerranée les Type I sont caractérisés par trois particularités d'après ROUCHY 1982 :

- Une situation géographique dans les marges des bassins Messinien (comme mentionnée au-dessus) ;
- Une extension latérale limitée de quelques Km, à l'exception du bassin de Chélif et Sicile ;
- Homogénéité relative des bancs diatomitiques généralement épais, qu'ils soient massifs ou en intercalation dans les marnes.

En se basant sur ces caractéristiques, différentes situations paléogéographiques ont été observées par ROUCHY 1982:

- Formations diatomitiques situées en marge des bassins : ces diatomites sont généralement recouvertes par des calcaires littoraux, en Algérie dans le bassin de Chélif ils sont recouverts par des calcaires à Lithothamniées et en Espagne par le calcaire de la Virgen ;
- Formation diatomitique situées à la périphérie des bassins dépourvus d'évaporites : cas de Sidi Hadj Youssef (à Maroc) et de la formation de Izarorene dans le Bassin de Melilla ;
- Formation diatomitique située à la base des évaporites : pour le cas du Chélif ils se trouvent en position marginale (coupe de Sig par ROUCHY 1982) et du Dahra ou ils se trouvent à proximité des hauts fonds. En générale, cette formation elle est absente dans la partie centrale des bassins.

En règle générale, elles sont absentes dans les parties centrales des bassins dans lesquelles apparaissent des laminites diatomitiques du type II ou d'autres sédiments.

ROUCHY 1982

2 - Type II

Pour le Type II, il est généralement caractérisé par une extension homogène plus localisée dans le centre du bassin et ne dépassant que faiblement celle des évaporites sus-jacentes. (Rouchy 1982) Ces diatomites se rencontrent avec des épaisseurs très variables dans plusieurs bassins, tel que les Bassin de Lorca, Bassin de Melilla, Bassin de Sorbas-Tabernas-Caarboneras et le Bassin du Chélif en Algérie. (Rouchy 1982)

IV - Caractéristiques sédimentologiques et Paléontologiques

1 - Type I

Ils sont caractérisés par des alternances rythmiques de 2 à 3 unités (marne-laminite ou marne-laminite-calcaire) (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992), ils présentent une tendance à lamination ou même parfois une lamination relativement marquée d'autre part. (ROUCHY 1982) Leur composition est de (<50% de silice amorphe) pour les marnes diatomitiques et (90% de silice amorphe) pour les diatomites pures. (ROUCHY 1982) En outre, ils sont caractérisés par une lamination plus affirmée du sédiment, une richesse plus grande en matière organique (teinte sombre) et une extension supérieure dans le bassin. (ROUCHY 1982)

1.1- Contenu organique

Les diatomites sont presque stériles de faune benthique (à l'exception de quelques spicules d'éponges et foraminifères), par contre qui les marnes renfermant nombreux restes d'invertébrés. (MOISSETTE 1988) La présence d'éponges est généralement due à sa résistance aux milieux à faible taux d'oxygène. (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992) Les foraminifères benthiques, eux aussi sont représentés principalement par des genres considérés résistants à la carence d'oxygène, comme c'est le cas de (*Bolivina*, *Bulimina*, *Uvigerina*), et sont généralement de petite taille. (STURANI & SAMPO, 1973; BIZON et al. 1979; GARDETTE, 1979)

2 - Type II

Les bancs de diatomites de cette formation sont généralement plus fins (quelques millimètres à 1 m environ) et s'alternent avec des sédiments variés. (ROUCHY 1982) Ils sont généralement marqués par la répétition d'un doublet (200 μ m-1m) : lamine claire de nature organogène (siliceuse ou rarement calcaire) et lamine sombre plus argileuse. (ROUCHY 1982) Les diatomites peuvent s'alterner de façon cyclique (Chélif, coupe de Sig, séquences comprenant : calcaires, argiles, diatomites, argiles, calcaires) et même admettre, dans la partie sommitale, des bancs de gypse ou bien de calcaire résultant de la réduction de sulfates. (ROUCHY 1982) Ils sont aussi caractérisés par une richesse en matière organique qui se traduit par la teinte noire dans le sédiment. (ROUCHY 1982)

2.1 - Contenu organique

ROUCHY 1982 a remarqué l'aggravation de quelques phénomènes déjà observés dans le type I et la manifestation des nouveaux phénomènes, ainsi il a décrit quelques-uns :

- Prolifération des bolivinidés ;
- Disparition de la faune benthique (à l'exception de formes adaptées aux milieux défavorables) ;
- Raréfaction et puis disparition verticale progressive des foraminifères planctoniques, donc on observe des rares niveaux sous forme de prolifération oligo à monospécifique ;
- la prolifération des quelques organismes adaptés aux fluctuations de salinité (*Ammonia beccarii*, *Cardiaceae*)

V - Phénomènes liées à leur formation

1 - Type I

Les diatomites du type I sont généralement liées à des phénomènes d'upwelling, un mécanisme de résurgence d'eaux plus profondes, plus froides et riches en éléments nutritifs. Ce mécanisme nous permet d'expliquer les différents faits observables dans les bassins méditerranéens, tels que la localisation dans la marge, forte productivité biosilicieuse, fluctuations de la température des eaux superficielles, variations de la composition de la faune et de la microfaune benthique et la tendance à lamination. (ROUCHY 1982) Le contenu biologique de ces diatomites (diatomées, silicoflagellés, nannofossiles calcaires et foraminifères) indique généralement un environnement de haute mer avec des associations appartenant aux formes tropicales chaudes et atlantiques froides. (BAUDRIMONT & DEGIOVANNI 1974 a, b; GARDETTE, 1979; BIZON & MÜLLER, 1979; BIZON *et al.* 1979; GERSONDE 1978, 1980)

Plusieurs évidences ont été signalées pour supporter l'existence de ce phénomène, tels que :

- Une sédimentation cyclique caractérisée par l'alternance des périodes marines normales (dépôt de marnes) et périodes anoxiques (dépôt de diatomites) ; (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992)
- La présence de différentes associations de foraminifères planctoniques dans les diatomites et marnes intercalés en fonction de la température d'eau de surface; (BIZON *et al.* 1979; ROUCHY, 1988)
- Variations de température montrée par la mesure des isotopes stables dans les foraminifères. (BIZON *et al.* 1979)
- La sédimentation laminée et sa préservation ne peuvent évidemment se produire que dans des parties en marge des zones de circulations ascendantes qui entraînent inévitablement une redistribution du matériel organique et un brassage localisé des eaux de fond. (ROUCHY 1982)

Les upwellings expliquent les variations des températures, l'aspect cyclique du phénomène, la répartition de la Flore et de la Faune entre les dépôts de diatomites et sédiments intercalés, la mise en place de conditions anoxiques sur le fond, la bonne conservation de la matière organique dans un certain nombre de formations diatomites. (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992)

La méditerranée actuelle n'est pas favorable au développement des upwellings puissants et permanents, ce qui fait que la productivité soit relativement réduite. Mais, il convient d'expliquer que la morphologie du domaine marin à la fin du Miocène diffère de l'actuelle par l'existence de dépendances périphériques séparées du domaine central par des barrières, hauts fonds ou seuils, plus ou moins développées. (ROUCHY 1982) Donc, une morphologie favorable du domaine marin d'une part et un régime particulier de vents d'autre part a engendré des remontées localisées d'eaux profondes issues du domaine central algero-baleare en communication aisée avec le domaine océanique. (ROUCHY 1982) De plus, la circulation des eaux océaniques était encore facile à cette époque et les voies maritimes permettaient des échanges entre l'Atlantique et la Méditerranée à travers les détroits du Bétique et du Rifian. (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992) En résumé, l'upwelling d'eaux froides et intermédiaires de l'Atlantique, avec des teneurs en nutriments plus élevées auraient stimulé la productivité lors de la pénétration en Méditerranée et contribué à la formation d'énormes dépôts de diatomites. (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992)

2 - Type II

Ces diatomites caractérisent la rupture de la stabilité du milieu marin franc vers les conditions évaporitiques. (ROUCHY 1982) Cette évolution se traduit par deux phénomènes principaux : réduction de la bathymétrie et les indices d'un isolement croissant. (ROUCHY 1982) Ces derniers sont marqués par détérioration des conditions superficielles dues à des fluctuations de salinité de forte amplitude et une stagnation plus sévère de la tranche de fond qui se traduit par le développement d'un corps euxinique dans lequel sont piégés des masses importantes de matière organique. (ROUCHY 1982). Les influences marines toujours prédominantes n'arrivent plus à maintenir l'équilibre, alors les conditions superficielles sont réglées par trois facteurs principaux (ROUCHY 1982) :

- Alimentation en eaux marines ;
- Apports continentaux (dilution) ;
- Evaporation (conditions de sursalure).

La productivité biosilicieuse n'est plus contrôlée par des phénomènes localisés "d'upwelling", sauf dans des conditions très particuliers. (ROUCHY 1982)

ROUCHY 1982 a remarqué que les bassins confinés sont généralement d'une production élevée de diatomées, donc il a énuméré les facteurs qui peuvent intervenir dans ce phénomène :

- La limitation de la concurrence écologique (prédominance des organismes oligospécifiques)
- Concentration des éléments minéraux et organiques en rapport avec le confinement
- Augmentation de la masse d'éléments nutritifs (Nitrates, Phosphates) qui par conséquent réduit l'épaisseur de la tranche d'eau.

Plusieurs études de diatomites ont été effectués dans les bassins de Chypre, Sicile et Crète, par conséquent nombreux auteurs considèrent ce dépôt comme le début de l'évolution vers les conditions hypersalines qui se généralisent dans la Méditerranée et marquent le début de la crise de salinité (BIZON *et al.* 1979 ; MCKENZIE *et al.* 1979 ; VAN DER ZWAAN 1979 ; ROUCHY 1979, 1982, 1988 ; MTILLER & HSÜ 1987) in MANSOUR *et al.* 1995.

VI - Tableau comparative

Critères	Diatomites de type I	Diatomites de type II
Caractéristiques Sédimentologiques	<ul style="list-style-type: none"> - Lamination fruste (ROUCHY 1982) - Caractérisé par alternances rythmiques (marne-laminite ou marne-laminite-calcaire) (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992) - Riche en matière organique (ROUCHY 1982) - 	<ul style="list-style-type: none"> - Lamination - Riche en matière organique (ROUCHY 1982) - Indices de milieux réducteurs (Soufre natif) ; (ROUCHY 1982) - Caractérisé par la répétition de lamines sombre et clairs ; (ROUCHY 1982) - Les bancs de diatomites de cette formation sont généralement plus fins ; (ROUCHY 1982)
Répartition géographique	<ul style="list-style-type: none"> - Marge des bassins méditerranéens occidentaux (ROUCHY 1982) - rare en Méditerranée orientale (ROUCHY 1982) - Bassin évaporitiques (ROUCHY 1982) - Bassin dépourvus d'évaporites (ROUCHY 1982) 	<ul style="list-style-type: none"> - Présent dans la partie centrale de tous les bassins méditerranéens (oriental ou occidental) ; - Parfois présent dans la partie marginale (ex : coupe de Sig par ROUCHY 1982) ; - Bassin évaporitiques ; (ROUCHY 1982)
Indice organique	<ul style="list-style-type: none"> - La présence d'éponges résistantes aux milieux à faible taux d'oxygène ; (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992) - Présence de foraminifères résistants à la carence d'oxygène (Bulimina, Bolivina) ; (STURANI & SAMPO, 1973; BIZON et al. 1979; GARDETTE, 1979) - La prédominance des diatomées d'eaux froides du type boréal ; (MANSOUR et al. 1995) 	<ul style="list-style-type: none"> - Raréfaction et puis disparition verticale progressive des foraminifères planctoniques ; (ROUCHY 1982) - Prolifération de bolivinidés ; (ROUCHY 1982) - la richesse des bancs calcaires en macrofaunes benthiques, notamment bivalves (ROUCHY & FRENEIX 1979 ; FRENEIX et al. 1987a, b, 1988) in MANSOUR et al. 1995 ; - la prolifération de (<i>Ammonia beccarii</i>, <i>Cardiaceae</i> en Espagne, etc.). (ROUCHY 1982)
Phénomènes liés à leur formation	<ul style="list-style-type: none"> - Résurgence d'eaux plus profondes ; (ROUCHY 1982) - Développent d'une tranche de fond appauvrie en oxygène ; (ROUCHY 1982) 	<ul style="list-style-type: none"> - Stratification du corps d'eau ; (ROUCHY 1982) - Réduction bathymétrique ; (ROUCHY 1982) - Réduction de l'épaisseur du corps d'eau ; (ROUCHY 1982)

VII - Détermination du type de diatomites dans la Coupe de Djebel Touaka

Hammar Semmoumet ouest

En se basant sur des critères déterminés par ROUCHY 1982, on peut déterminer le type de diatomites matérialisée dans la coupe de Djebel Touaka et par corrélation la coupe de Djebel Touaka.

MANSOUR et *al.* 1995 ont fait l'interprétation des associations de diatomées dans la coupe de Djebel Touaka pour déterminer leur milieu de sédimentation, donc, à partir de cette interprétation nous essayerons de mettre en évidence le type de diatomites qui se sont déposés dans cette coupe.

Le dépôt du membre I et membre II ont été interprété comme des dépôts de milieu franc, relativement profond et leur forte productivité planctonique est liée à des phénomènes de résurgences d'eaux froides d'origine profonde (phénomène d'upwelling). (MANSOUR et *al.* 1995) plusieurs facteurs ont mené à cette conclusion, à citer :

- La Présence de *Coccolithus pelagius* (espèce froide d'origine atlantique) ; (MANSOUR et *al.* 1995)
- La Présence de *Thalassionema nitzschioides* (espèce considéré comme un indicateur d'upwelling de faible intensité ; (SCHRADER & SORKNESS 1990) *in* MANSOUR et *al.* 1995)
- La prédominance des diatomées appartenant au plancton néritico-océanique et d'eaux froides du type boréal indiquerait une sédimentation dans des eaux relativement froides. (MANSOUR et *al.* 1995)

Donc, l'ensemble de ces facteurs indiquent la stimulation de la productivité biosilicieuse par l'upwelling d'eaux froides et intermédiaires de l'Atlantique lors de la pénétration en Méditerranée. (MOISSETTE & SAINT-MARTIN 1992) De plus, la position de ce dépôt en marge du bassin, nous amène à conclure qu'il peut s'agir des diatomites du type I décrite par (ROUCHY 1982 ; SAINT-MARTIN 1987, 1990)

Pour le dépôt du membre III, les données obtenues sur le bassin de Chélif comme sur les autres bassins méditerranéens montrent qu'au sommet des séries la production diatomitique n'est plus liée uniquement au fonctionnement de systèmes d'upwelling (GERSONDE 1980 ; ROUCHY 1982, 1988) *in* MANSOUR et *al.* 1995 ; Dans la coupe de Djebel Touaka (MANSOUR et *al.* 1995) cette interprétation est supporté par les facteurs suivants :

- l'apparition dans les diatomites des diatomées benthiques d'eaux chaudes, d'eaux marines-saumâtres, d'eaux saumâtres et accessoirement d'eaux douces ; (MANSOUR et *al.* 1995)
- la raréfaction des foraminifères planctoniques et même leur disparition au sommet de ce membre; (MANSOUR et *al.* 1995)
- la richesse des bancs calcaires en macrofaunes benthiques, notamment bivalves (ROUCHY & FRENEIX 1979 ; FRENEIX et *al.* 1987a, b, 1988) *in* MANSOUR et *al.* 1995 ;

Ces facteurs indiquent un changement des conditions du milieu, qui se traduit par la réduction de bathymétrie (enregistré par l'augmentation des diatomées benthiques littorales d'eaux chaudes), la fluctuation de salinité (enregistré par l'accroissement de la proportion de formes marines-saumâtres et saumâtres ainsi que l'apparition d'espèces saumâtres-eaux douces) qui est liée à des apports d'eau douce. (MANSOUR et *al.* 1995) Donc, d'autres facteurs peuvent passer à contrôler la production diatomitique, tels que les apports de nutriments par les eaux continentales et le confinement. (MANSOUR et *al.* 1995) En définitive, l'ensemble de ces facteurs vont en accord avec ce qui a été décrit comme dépôt diatomitique du type II par ROUCHY 1982.

VIII – Conclusion générale

La coupe de Hammar Semmoumet montre une sédimentation messinienne formée en grande partie par des diatomites.

Le découpage lithostratigraphique de cette coupe montre la présence de trois membres : Marnes grisâtres, alternance diatomites-marnes et alternance calcaires-diatomites.

La corrélation de cette coupe avec celle de Djebel Touaka (MANSOUR et *al.* 1995) a permis de détecter une analogie très importante mais avec toutefois plusieurs variations dans les épaisseurs et la stratonomie.

- Le membre I a sensiblement la même épaisseur dans les deux coupes (19 m dans Hammar Semmoumet et 21 m du côté de Djebel Touaka);
- Le Membre II est plus développé dans Hammar Semmoumet (30 m) que dans Djebel Touaka (20 m). Les bancs de la coupe Hammar Semmoumet sont plus épais et sont concentrés dans la partie supérieure du membre, alors que ceux de la coupe de Djebel Touaka sont moins épais et présente une répartition assez homogène ;

En se basant sur des recherches bibliographiques, on a effectué une comparaison entre les diatomites marginales (type I) et les diatomites profondes (type II) afin de comprendre les facteurs qui distinguent ces deux épisodes dans les formations diatomitiques messiniennes des bassins méditerranéen. Donc, les facteurs qui peuvent intervenir dans la formation de ces épisodes diatomitiques sont :

- Pour les diatomites marginales (type I) c'est les indices d'intervention du phénomène d'upwelling dans la sédimentation de ce dépôt et d'une pénétration ou circulation des eaux océaniques dans méditerranée qui la caractérisent. Ces deux phénomènes sont confortés par la présence des organismes d'eaux froides de type boréal, la présence des formes Atlantiques et la position en marge de bassin.
- Pour les diatomites profondes (type II) c'est les indices du confinement et la réduction de bathymétrie qui la caractérisent. Ces phénomènes sont confortés par la stratification de l'eau qui caractérise une période de communication réduite avec l'Atlantique, par les indices de milieu réducteurs (soufre natif) et par la

raréfaction et puis disparition verticale progressive des foraminifères planctoniques.

Ainsi, ces facteurs furent utilisés pour déduire les types de diatomites présents dans la Formation diatomitique Messinienne de la coupe de Djebel Touaka et par corrélation la coupe de Hammar Semmoumet. Pour les deux coupes, les membres I et II sont caractérisés par les diatomites du type I, en raison des indices d'upwelling (ex : La présence de *Thalassionema nitzschioides*) et des circulations ou pénétration d'eaux atlantiques (ex : La Présence de *Coccolithus pelagius*) retrouvés dans ces membres. Le membre III de la coupe de Djebel Touaka est caractérisé par les diatomites du type II, en raison des indices de confinement et de réduction de bathymétrie (présence des diatomées benthiques littorales d'eaux chaudes). Les diatomites du membre III de la coupe de Hammar Semmoumet n'ont pas été déterminé, par l'impossibilité de corrélérer avec la coupe de Djebel Touaka, en raison de son incomplètement.

Table des illustrations

Figures

Fig. 1 : Situation géographique du bassin de Chelif	1
Fig. 2 : Structure générale du bassin de Bas Chelif	3
Fig. 3 : Bassin du Chelif au mio-pliocène	4
Fig. 4 : Répartition des diatomites messiniennes en méditerranée	6
Fig. 5 : Localisation géographique de la coupe (images google earth).....	9
Fig. 6 : Carte d'Hammar Semmoumet (SAINT-MARTIN 1987 ; modifiée)	10
Fig. 7 : Extrémité sud occidentale de Hammar Semmoumet ouest	10
Fig. 8 : Panorama de la coupe d'Hammar Semmoumet ouest.....	10
Fig. 9 : Coupe Hammar Semmoumet ouest.....	11
Fig. 10 : Faune à bivalves rencontrées dans la formation diatomitique de Hammar Semmoumet ouest	12
Fig. 11 : Facies des membres ii et iii	12
Fig. 12 : Colonne lithostratigraphique de Hammar Semmoumet ouest	13
Fig. 13 : Corrélation entre la coupe de Hammar Semmoumet ouest et la coupe de Djebel Touaka (MANSOUR et al. 1995).....	14
Fig. 14 : Légende de la coupe de Djebel Touaka d'après MANSOUR et al. 1995.....	14
Fig. 15 : Répartition des deux types de diatomites (i et ii) dans les différentes coupes de formations préevaporitiques (bassin du Chelif, Algérie)	17
Fig. 16 : Répartition des formations diatomitiques (MOISSETTE et SAINT-MARTIN 1992)	18

Tableaux

Tabl. 1 : Tableau comparative	24
-------------------------------------	----

Références Bibliographiques

BAUDRIMONT, R. & DEGIOVANNI, C. (1974): Les Diatomées marines du Miocène supérieur de l'Oranais (Algérie) et leur contexte géologique. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, Alger, 65, 1-2: 35-66.

BELKEBIR, L., BESSIDIK, M., AMEUR-CHEHBEUER, A. et ANGLADA R., (1996). Le Miocène des bassins nord-occidentaux d'Algérie: biostratigraphie et eustatisme. Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud: Actes Colloques Angers 1994. *Elf Aquitaine Edition*, Pau. 16, pp. 553-561.

BELKEBIR L., BESSIDIK M., MANSOUR B. (2002) : le miocène supérieur du bassin du bas Chélif (Algérie) : attribution biostratigraphie à partir des foraminifères planctoniques. *Mém. Ser. géol. Algérie*, n 11, pp. 187-194.

BESSEDIK M., BENAMMI M., JAEGER J.J., AMEUR-CHEHBEUR A., BELKEBIR L. et MANSOUR B. (1997) : Gisements à rongeurs d'âge Tortonien dans des dépôts lagunaires et marins de transition en Oranie : corrélation marin continental. Actes Congrès Biochro M'97, J.-P. AGUILAR, S. LEGENDRE et J. MICHAUX (Eds), *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst.*, Montpellier, 21, pp. 293-300.

BESSEDIK M., BELKEBIR L. & MANSOUR B. (2002) : Révision de l'âge miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du bassin du Bas Chélif (Oran, Algérie) : conséquences biostratigraphique et géodynamique. *Mém. Ser. géol. Algérie*, 11, p. 167-186.

BIZON, G. & MÜLLER, C. (1979): Report of the working group on Micropaleontology. *Ann. Géol. Pays. Hellén.*, t.h.s., 3: 1350-1364.

BIZON, G., MÜLLER, C. & VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1979): Palaeoenvironmental conditions during the deposition of late Miocene diatomaceous sediments in Morocco and Cyprus. *Ann. Géol. Pays Hellén.* , t.h.s., 1:113-128.

DELTEIL J. (1974) - Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oriental (Monts de la Mina, Béni Chougrane, Dahra). *Thèse Doct. Etat, Univ. Nice*, 249 p.

GARDETTE, D. (1979): Apport de l'étude des diatomées et des silicoflagellés à la biostratigraphie et à la reconstitution du Messinien de Méditerranée: analyse de quelques tripolis du passage mio-pliocène à Chypre, en Crète et au Maroc. *Thèse 3ème Cycle, Orsay*, inédit, 274 p.

GERSONDE, R. (1978): Diatom paleoecology in the Mediterranean Messinian. *Messinian Seminar 4*, Roma, Abstracts, 2 p.

GERSONDE, R. (1980): Palaeoökologische und biostratigraphische Auswertung von Diatomeenassoziationen aus dem Messinium des Caltanissetta-Beckens (Sizilien) und einiger vergleichsprofile in SO-Spanien, NW-Algerien und auf Kreta. *Diss. Doktorgrades*, Univ. Kiel, inédit, 393 p.

KRIJGSMAN W., BLANC-VALL ERON M.-M., FLECKER R., HILGEN F. J., KOUWENHOVEN T. J., MERLE D., ORSZAG-SPERBER F & ROUCHY J.-M.(

- 2002**): The onset of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean (Pissouri Basin, Cyprus). *Earth and Planetary Science Letters* 194: 299-310.
- MANSOUR B., MOISSETTE P., NOËL D. & ROUCHY J. M. (1995)**: L'enregistrement par les associations de diatomées des environnements messiniens : l'exemple de la coupe de Sig (bassin du Chéelif-Algérie). *Geobios* 28 (3): 261-279.
- MOISSETTE, P. (1988)**: Faunes de Bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 102, 351 p.
- POIGNANT A. & MOISSETTE P (1992)** : Foraminifères benthiques des intercalations marneuses d'une série diatomitique du messinien d'Algérie. *Neues Jahrb. Géol. Paleontol. Monatsh.* 11, 657-674.
- MOISSETTE P. & SAINT-MARTIN J.P. (1992)**: Upwelling and benthic communities in the Messinian of western Mediterranean. *Paleont. Evo.*, t. 24-25, 245-254 p.
- MONTENAT, C. (1977)**: Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 69, 345 p.
- NEURDIN-TRESCARTES J. (1995)** : Paléogéographie du bassin du Chéelif (Algérie) au miocène. Causes et conséquences. In : *Géol., Med.*, t 2, n 22, pp. 61-71.
- PERRODON, A. (1957)**: Etude géologique des bassins néogènes littoraux de l'Algérie occidentale. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 12, 323 p.
- PERRODON A. (1971)** : Essai de classification des bassins sédimentaires. *Sciences de la Terre*, XVI, 2 :195-227.
- ROUCHY, J. M. (1982)**: La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. natn. Hist. nat., Paris*, 50, 267 p.
- ROUCHY, J. M. (1986)**: Les évaporites miocènes de la Méditerranée et de la mer Rouge et leurs enseignements pour l'interprétation des grandes accumulations évaporitiques d'origine marine. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 2, 3: 511-520.
- ROUCHY, J. M. (1988)**: ROUCHY, J. M. (1988): Relations évaporites-hydrocarbures: l'association laminites-évaporites dans le Messinien de Méditerranée et ses enseignements. *Mem. Mus.natn. Hist. nat.* Paris, 55: 43-68.
- SAINT MARTIN, J. P. (1987)**: Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. Aspects paléoécologiques et paléogéographiques. *Thèse Sciences*, Aix-Marseille 1, inédit, 499 p.
- STURANI, C. & SAMPO, M. (1973)**: Il Messiniano inferiore in facies diatomitica nel bacino terziario piemontese. *Mem.Soc. Geol. It.* , 12: 335-358.