

SOMMAIRE

	<i>Pages</i>
<i>Avant-propos</i>	
<i>Résumé</i>	1
<i>Abstract</i>	2
<i>Sommaire</i>	3

CHAPITRE I : GENERALITES

INTRODUCTION.....	06
I- CADRE GEOGRAPHIQUE.....	06
A- Situation générale de la région étudiée.....	06
B- Situation du secteur d'étude.....	06
II- CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL.....	07
III- ETAT DE CONNAISSANCE SUR LE PLIOCENE DU BASSIN DU BAS CHELIF.....	10
IV- CONTEXTE PALEO GEOGRAPHIQUE ET BIOSTRATIGRAPHIQUE DU MIO-PLIOCENE EN MEDITERRANEE.....	11
V- HISTORIQUE.....	14
VI- BUT & METHODE DE TRAVAIL.....	18
A- Prélèvement des échantillons.....	18
B- Traitement des échantillons.....	18
C- Analyse et comptage.....	20
D- Représentation graphique et interprétation.....	20

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

INTRODUCTION.....	23
I- COUPE DU TELEGRAPHE DE SIDI BRAHIM.....	23
A- Localisation.....	23
B- Description lithostratigraphique.....	23
II- BIOSTRATIGRAPHIE.....	29

CHAPITRE III : S Y S T E M A T I Q U E

INTRODUCTION.....	34
I- GENERALITES SUR LES DINOFLAGELLES.....	34
A- Définition.....	34
B- Historique sur les dinoflagellés.....	34
C- Morphologie des dinoflagellés.....	35
D- Le cycle de vie.....	36
E- Ecologie de dinokystes.....	37
F- Le rôle biostratigraphique des dinoflagellés.....	38
G- Intérêt des dinoflagellés.....	38
II- LES DINOFLAGELLES FOSSILES.....	39
A- Morphologie générale.....	39
B- Critères de détermination.....	39
C- Glossaire des principaux termes morphologiques utilisés dans la description des dinokystes.....	42
III- ETUDES SYSTEMATIQUE.....	46
A- Méthodologie.....	46
B- Classification.....	46
C- Description des espèces.....	48
IV- CONCLUSION.....	61

CHAPITRE IV : PALEOECOLOGIE & PALEOENVIRONNEMENTS

INTRODUCTION.....	64
I- CARACTERISTIQUES BIOTIQUES & ABIOTIQUES DES DINOKYSTES.....	64
II - ANALYSE PALEOECOLOGIQUE.....	65
A- Biodiversité.....	65

B- Les paramètres environnementaux et leur influence sur les dinokystes.....	69
C- Essai de reconstitution des paléoenvironnements.....	75
III- DISCUSSION & CONCLUSION.....	76
CONCLUSION GENERALE.....	80
<i>Références bibliographiques.....</i>	<i>84</i>
<i>Liste des figures.....</i>	<i>100</i>
<i>Table de matières.....</i>	<i>101</i>
<i>PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....</i>	<i>104</i>

CHAPITRE I : GENERALITES

INTRODUCTION

Dès la fin du 18^{ème} siècle, le Bassin du Bas de Chélif a fait l'objet de plusieurs travaux de synthèse (POMEL, 1892 ; ANDERSON, 1936 ; PERRODON, 1957) dans lesquels ont été exposés les résultats des premières reconnaissances géologiques et les grands traits de sa paléogéographie. Par la suite, d'autres recherches ont abordé son évolution géodynamique, sédimentologique et paléogéographique (DELTEIL 1974 ; FENET ; 1975 ; GUARDIA, 1975 ; THOMAS ,1985 ; NEURDIN-TRESCARTES, 1992).

Plus récemment, d'autre travaux, plus spécialisés, ont été entrepris dans cette partie de l'Algérie pour affiner le cadre biostratigraphique et paléoécologique, à partir des foraminifères (BELKEBIR, 1986), des diatomées (MANSOUR, 1991, 2004), des pollens (CHIKHI, 1992a, 1992b) et des nannofossiles (MANSOURI, 2001).

Le travail présenté ici constitue une contribution à la connaissance d'un autre groupe d'organisme encore mal connu dans ce bassin sédimentaire. Il s'agit d'une étude systématique et paléoécologique des dinokystes.

I- CADRE GEOGRAPHIQUE

A- Situation générale de la région étudiée

La région d'étude concerne la marge septentrionale du Bassin du Bas Chélif qui se présente comme une gouttière orientée ENE-WEW, longue de 300 km et 100 km de large (THOMAS, 1985). Il est limité, d'Ouest en Est, par deux grandes lignes de reliefs (Fig. 1) :

- au Nord, les massifs du Murdjajo, d'Arzew et du Dahra ;
- au Sud, les Monts de Tessala, de Ouled Ali, des Beni Chougrane et de l'Ouarsenis.

B- Situation du secteur d'étude

Le secteur du Télégraphe de Sidi Brahim, objet de notre étude, se situe dans la partie sud-occidentale du massif du Dahra. Ce massif forme une chaîne de montagne d'orientation parallèle (NE-SW) à la côte (Fig. 1). Il est distant de 40 km à l'Est de la ville de Mostaganem et caractérisé à son sommet par la présence de vestiges d'un télégraphe turc.

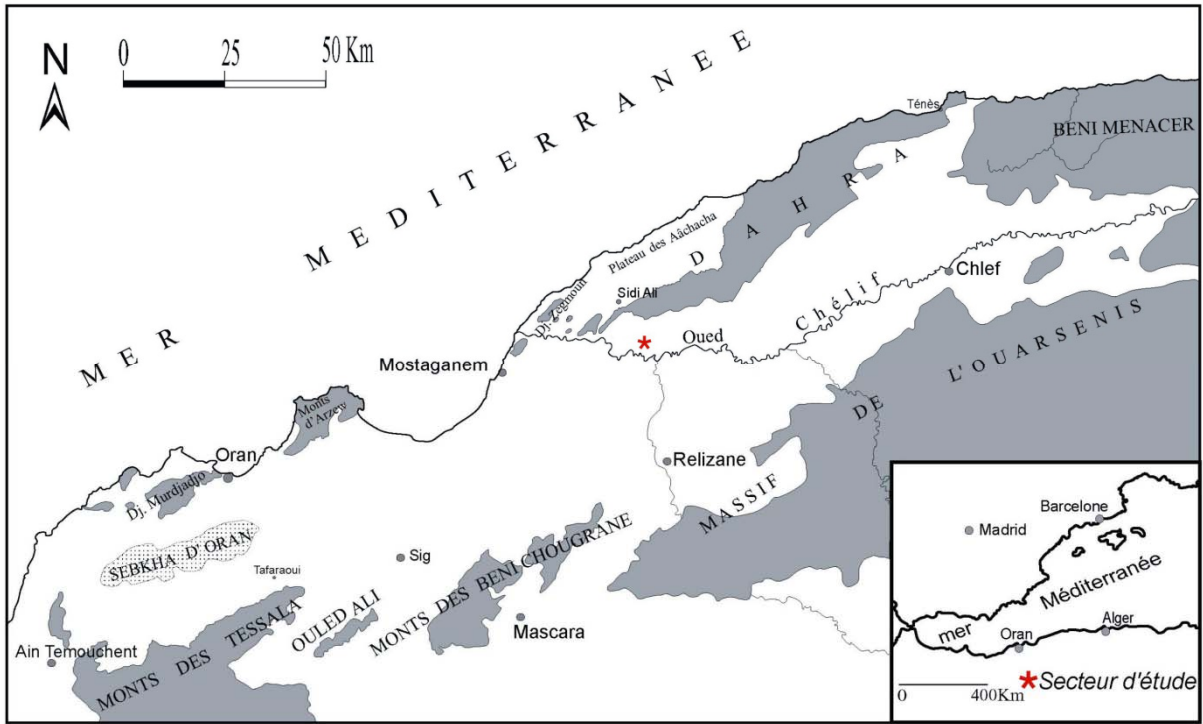


Fig. 1 - Situation géographique générale du Bassin du Bas Chélif (d'après BELKEBIR *et al.*, 2008).

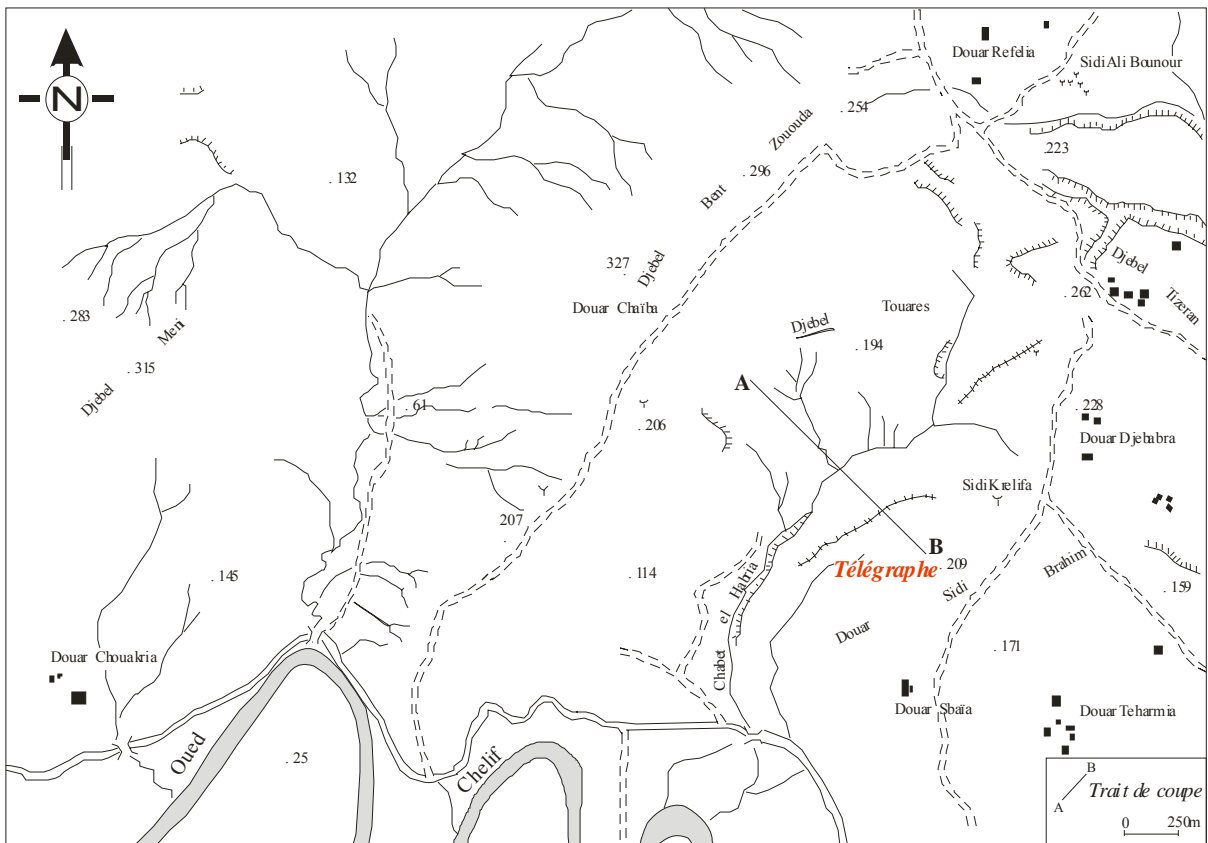


Fig. 2- Situation géographique du secteur du Télégraphe de Sidi Brahim (d'après la carte de Hadjadj au 1/25 000).

II- CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Le Bassin du Bas Chélif correspond au sillon médian de DELFAUD *et al.* (1973) (Fig. 3).

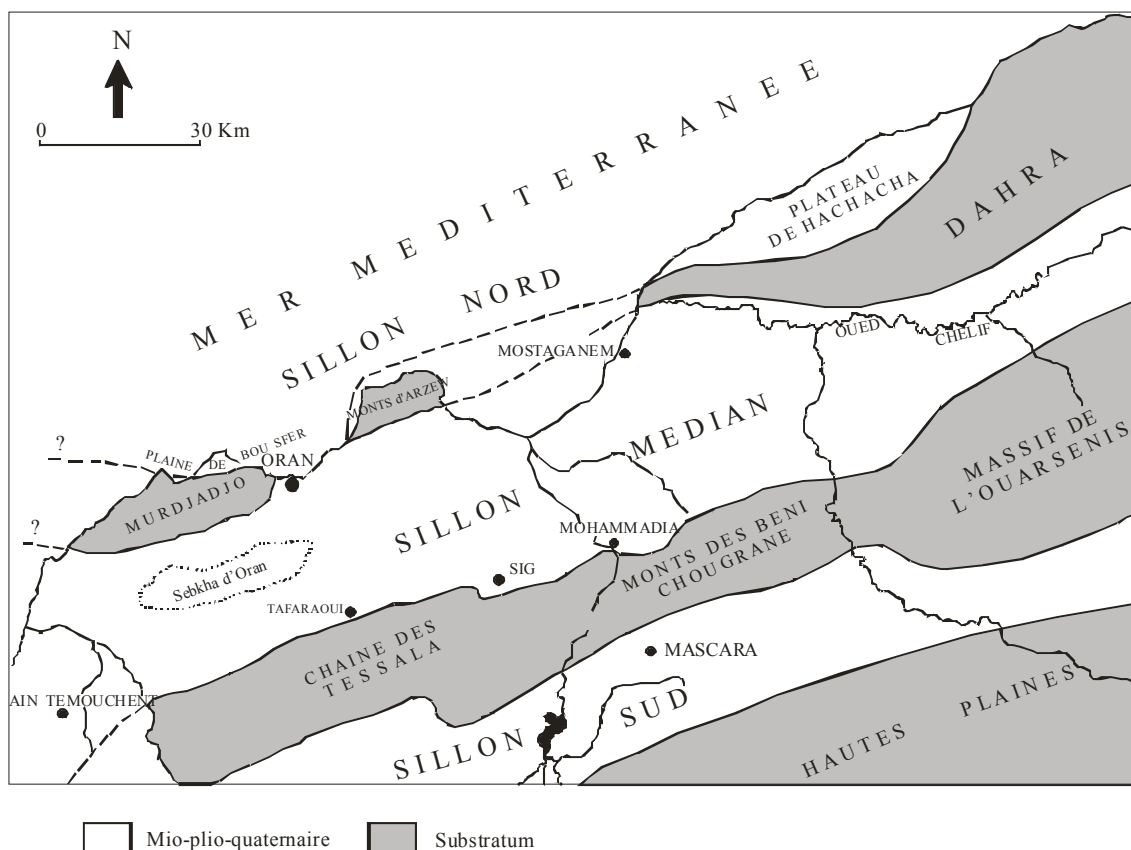


Fig. 3 - Position du Bassin du Bas Chélif dans la structure générale de l'Oranie (d'après DELFAUD *et al.*, 1973)

Il s'insère dans le vaste bassin synorogénique, intramontagneux du Chélif (THOMAS, 1985), partie intégrante des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie nord-occidentale. Il est occupé par une importante sédimentation néogène remarquable par sa diversité sédimentaire, ses passages latéraux de faciès et ses variations d'épaisseur (ANDERSON, 1933 ; SN Repal, 1952 ; GOURINARD, 1958 ; PERRODON, 1957 ; ROUCHY, 1982 ; THOMAS, 1985 ; NEURDIN-TRESCART, 1992 ; BELKEBIR *et al.*, 1996 ; BESSEDIK *et al.*, 2002 ; BELKEBIR *et al.*, 2008).

Ce bassin est issu des dernières étapes de l'orogénèse alpine (PERRODON, 1957). Il est généralement subdivisé en deux cycles sédimentaires (PERRODON, 1957): un cycle miocène et un cycle pliocène. Le premier cycle est lui même subdivisé en deux étages :

- Un Miocène inférieur (Burdigalien) transgressif et discontinu sur le substratum créacé, matérialisé par des conglomérats, des grès et des marnes bleues. Il correspond à la Mégaséquence I de DELFAUD *et al.* (1973).

- Un Miocène supérieur (Vindobonien) marqué par une nouvelle transgression, correspondant au deuxième cycle post nappes (DELTEIL, 1974; FENET, 1975; GUARDIA, 1975; BELKEBIR *et al.*, 1991). Ce cycle est représenté par la Mégaséquence II de DELFAUD *et al.* (1973).

Le Miocène supérieur occupe presque tout le Bassin du Bas Chéelif. Les dépôts y sont transgressifs et discordants sur les terrains antérieurs (BELKEBIR *et al.*, 1996). Il est cadré par deux importantes discontinuités, bien observées sur les marges nord et sud du bassin. La première correspond à une transgression progressive d'âge tortonien, la seconde coïncide avec la base de la transgression du cycle pliocène (BELKEBIR *et al.*, 2002).

Ce cycle débute par une sédimentation détritique (conglomérats et grès) qui passe vers le centre du bassin à des marnes bleues *s.s.* 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).

Au Messinien, se manifeste une sédimentation diatomitique prenant place au centre du bassin (milieu profond) ; sur les marges et hauts-fonds, s'installent des plates formes carbonatées à algues et coraux (PERRODON, 1957 ; GOURINARD, 1958 ; ROUCHY, 1982 ; SAINT MARTIN, 1987, 1990 ; SAINT MARTIN *et al.*, 1992 ; CORNEE *et al.*, 1994). Les formations coralliennes connaissent leur maximum de développement et tendent à isoler le bassin de la mer ouverte en le conduisant à des conditions de plus en plus difficiles et l'installation d'une sédimentation évaporitique et gypsifère (ROUCHY, 1982 ; ROUCHY *et al.*, 2007).

La formation gypseuse est constituée par des couches de gypses bien développés à la base et des marnes gypseuses au sommet. Son épaisseur peut atteindre 300 m au centre du bassin (PERRODON, 1957). En direction des marges, ces dépôts peuvent disparaître en biseau laissant la place à des calcaires récifaux, bien développés dans les Monts de Béni-Chougrane, des Tessala et du Murdjadjo (SAINT MARTIN, 1987, 1990 ; MOISSETTE, 1988).

Postérieurement à ces dépôts, se met en place une sédimentation dite "post-gypseuse" ou "post-évaporitique" (ROUCHY, 1982 ; ROUCHY *et al.*, 2007) encore mal connue. Celle-ci est représentée dans la partie orientale du bassin par une épaisse formation marneuse (ROUCHY, 1982), qui semble correspondre à l'épisode *Lago Mare* de ROUCHY *et al.* (2007).

Le Pliocène représente dans le Bassin du Bas Chéelif un cycle sédimentaire complet. Il débute par une transgression sur la série fini-Miocène et se termine par la régression "astienne". Il est formé par la succession des dépôts suivants (PERRODON, 1957 ; p. 207 ; BELKEBIR, 1986) :

- niveaux détritiques de base ;
- marnes bleues et calcaires construits ("Plaisancien") ;

- grès marins ("Astien") ;
- grès continentaux.

Nous y distinguons, un Pliocène marin et un Pliocène continental.

Le Pliocène marin englobe deux faciès qui se superposent assez fréquemment :

- les marnes bleues dites "plaisanciennes", dans la partie inférieure ;
- les grès dits "astiens", dans la partie supérieure.

Ces faciès correspondent respectivement aux formations "Tahria" et "Slama" d'ANDERSON (1936). Le passage des marnes aux grès se fait très progressivement, par l'intermédiaire des marnes sableuses, grisâtres ou jaunâtres.

Le Pliocène marin est bien représenté dans le Bassin du Bas Chélif où il affleure largement sur toute la bordure sud orientale du Massif du Dahra et dans la région du Plateau de Mostaganem et de Gdyell (ex. Saint-Louis). En revanche, il apparaît sporadiquement sur la marge méridionale (Monts des Béni-Chougrane) où il passe à des formations continentales (PERRODON, 1957).

Le Pliocène continental est représenté par des sables, des grès et des argiles à nodules carbonatés. Ces faciès correspondent à la formation "Hamri" d'ANDERSON (1936) qui affleure sur toute la bordure SE du Massif du Dahra et, à un degré moindre, sur le plateau de Mostaganem et la partie occidentale du bassin (PERRODON, 1957, p. 219).

III- ETAT DE CONNAISSANCE SUR LE PLIOCENE DU BASSIN DU BAS CHELIF

Etant donné que notre travail s'inscrit en grande partie dans des formations pliocènes situées dans la partie centrale du Bassin du Bas Chélif, il nous semble nécessaire de présenter l'état des connaissances géologiques sur cet étage.

Les terrains du Pliocène inférieur s'étendent sur une grande aire du bassin du Bas Chélif. Leur mise en place sur les terrains antérieurs s'effectue selon diverses modalités (ROUCHY, 1982 ; ATIF, 2001 ; ROUCHY *et al.*, 2007 ; ATIF *et al.*, 2008).

Ces dépôts sont transgressifs et discordants. Ils sont représentés par des marnes bleues au centre du bassin, débutant parfois par des marnes blanches comparables au faciès Trubi (ROUCHY, 1982). Ils ont tendance à se réduire sur les marges pour passer à des marnes sableuses ou gréseuses (ROUCHY, 1982).

Au centre du bassin, ces marnes blanches (faciès Trubi) sont à caractère bathyal dans le secteur du Télégraphe de Sidi Brahim et caractéristique d'un milieu infralittoral sur les marges. De plus, le biofaciès révèle un changement lithologique et paléoenvironnemental brutal attesté par la présence d'une microfaune riche et diversifiée, différente de celle du Messinien, marqué par la première apparition du foraminifère *Globorotalia margaritae* (ATIF, 2001 ; ATIF *et al.*, 2008). Ce changement environnemental est aussi marqué par la disparition des formations récifales coralliennes.

Dans la région du Télégraphe de Sidi Brahim, le Pliocène offre une épaisse série de marnes bleues qui se chargent en sables vers le sommet, pour passer finalement à des niveaux sableux, souvent glauconieux (PERRODON, 1957, p. 210) attribués à l' "Astien". Il s'agit de sables plus au moins consolidés, de couleur fauve et à intercalations marneuses.

Pour PERRODON (1957, p. 210), le Pliocène débute ici par des conglomérats à galets de gypse, ou par des grès peu consolidés et de sables grossiers glauconieux (reposant en transgression sur les couches à tripolis). Ces grès de base sont surmontés par des marnes glauconieuses.

IV-CONTEXTE PALEO GEOGRAPHIQUE ET BIOSTRATIGRAPHIQUE DU MIO-PLIOCENE EN MEDITERRANEE

A l'échelle de la Méditerranée, un événement de dimension exceptionnelle a marqué le passage Mio-Pliocène. Il s'agit de la crise de salinite messinienne (dessiccation soudaine et brève de la mer : HSÜ *et al.*, 1973 ; CLAUZON *et al.*, 1996). Cet événement est caractérisé par une gigantesque érosion modelant les marges de la Méditerranée (entaillement de canyons) pendant qu'une épaisse séquence évaporitique se met en place dans le bassin (CLAUZON *et al.*, 1996). Durant cette crise messinienne, les connexions entre les différents sous-bassins de la Méditerranée ont été perturbées. La réduction des communications entre ces sous-bassins est une conséquence de l'interaction complexe entre la tectonique, la topographie et les variations du niveau marin. Cette réduction des échanges a été enregistrée par les évaporites qui sont des dépôts massifs et spectaculaires et qui s'étendent sur presque la totalité de la Méditerranée (ROUCHY, 1982).

Après cet assèchement, le détroit de Gibraltar s'ouvre pour alimenter la Méditerranée marquant ainsi le début du Pliocène. La transgression marine du Pliocène (ROUCHY, 1982 ; BEAUDOUIN *et al.*, 1997) s'opère dans des bassins ayant subi une réorganisation structurale (Espagne, Algérie, Chypre), selon des modalités différentes d'un bassin à un autre, et même au sein du même bassin. Cette transgression pliocène se manifeste de différentes manières : ravinement, emboîtement de dépôt dans une paléogéographie d'érosion, simple horizon bioturbé, et parfois

même un paléosol (Pissouri-Chypre : ROUCHY et ORSZAG-SPERBER, 1980 ; Chélif : ROUCHY, 1982 ; ROUCHY *et al.*, 2007).

Dans le Bassin du Bas Chélif, les premiers dépôts de cet étage correspondent à des marnes bleues pélagiques à caractère bathyal (ROUCHY, 1982 ; THOMAS, 1985 ; BELKEBIR, 1986).

Le Pliocène se subdivise chronostratigraphiquement en trois parties (POPESCU, 2006) : le Zancéen (Pliocène inférieur : de 5,32 à 3,6 Ma), le Piacenzien (Pliocène moyen de 3,6 à 2,6 Ma) et le Gelasien (Pliocène supérieur : de 2,6 à 1,95). Ce découpage correspond parfaitement aux phases climatiques majeures décrites par ZAGWIJIN (1960) au Pays-Bas, puis par SUC (1984).

En Méditerranée nord-occidentale, ces phases ont pu être corrélées sur de longues distances (SUC et ZAGWIJIN, 1983 ; SUC *et al.*, 1995) :

- de 5,32 à 3,60 Ma, une période très chaude interrompue par un faible refroidissement de 4,7 à 4,0 Ma (Brunssumien de ZAGWIJIN, phase PI de SUC) ;
- de 3,6 à 2,6 Ma, une période de transition marquée par des fluctuations assez importantes (Reuvérien de ZAGWIJIN, phase PII de SUC) ;
- de 2,60 à 1,95 Ma, début des cycles glaciaire-interglaciaire forcés par l'obliquité 41 Ka (Praetiglien de ZAGWIJIN, phase PIII de SUC).

Du point de vue biostratigraphique, la limite Messinien-Zancéen, établie à partir des biozones à foraminifères planctoniques, correspond en Méditerranée à la zone à *Globorotalia conomiozea* (D'ONOFRIO *et al.*, 1975) ou celle à *G. plesiotumida* (BLOW, 1969) du Messinien ainsi que la zone d'acmé à *Sphaeroidinellopsis* (CITA, 1975, in ATIF, 2008) du Zancéen (Pliocène). Concernant les nannofossiles, la base du Pliocène coïncide avec la première apparition de *Ceratolithus acutus*.

En Italie, la subdivision du Pliocène inférieur (Zancéen) correspond aux biozones à *Sphaeroidinellopsis s.l.*, *G. margaritae* et *G. puncticulata* (IACCARINO, 1982). Celle du domaine rifain atlantique se résume à *G. margaritae* et *G. puncticulata* (WERNLI, 1988).

Dans le bassin du Bas Chélif, le Messinien est le plus souvent reconnu par le marqueur de zone à *Globorotalia mediterranea* (BELKEBIR, 1986), alors que la zone d'acmé à *Sphaeroidinellopsis*, correspondant à l'extrême base du Zancéen, n'est qu'occasionnellement rencontrée (MAZZOLA, 1971 ; YASSINI, 1975). De ce fait, comme le montre BELKEBIR, (1986), il est plus fréquent de reconnaître le Zancéen par la zone à *G. margaritae*. Cet auteur

subdivise le Pliocène en trois biozones : *G. margaritae*, *G. puncticulata* et *G. bononiensis*, (Fig. 3), bien que la biozone à *G. dehiscens* ait été mentionnée dans le Bassin de Chélif par Mazzola (1971).

Concernant le Pliocène moyen et supérieur, le cadre biostratigraphique est bien identifié à partir toujours des biozones à foraminifères. Ainsi, la limite inférieure du Pliocène moyen est marquée par l'apparition du groupe *G. hirsuta aemiliana* (DONDI & PAPETTI, 1968), *G. crassacrottonensis*, *G. crotonensis* (MAZZOLA, 1971) et *G. cassiformis* (BIZON & BIZON, 1972 ; YASSINI, 1973, 1975 ; AGIP, 1982 ; WERNLI, 1988). Le Pliocène supérieur est caractérisé par la zone à *G. inflata* (Fig. 3). Celle-ci est également signalée par WERNLI (1988) dans le domaine rifain atlantique. Selon IACCARINO (1982), le Pliocène supérieur, dont le stratotype Plaisancien a été défini dans le Nord de l'Italie, est subdivisé en trois biozones : *G. puncticulata*, *G. aemiliana* et *G. inflata*.

En Algérie, et ultérieurement aux travaux de YASSINI (1975), la biozone à *Globorotalia inflata* a été identifiée dans le Sahel d'Alger (SAOUDI, 1982). Elle a été également signalée dans le Plateau des Hachacha (Coupe de l'Oued Khramis), au sein de dépôts marneux (BELKEBIR, 1986) (Fig. 4).

Zonation de BLOW (1969)	MAZZOLA (1971)	BIZON <i>et al.</i> (1972-1975)	YASSINI (1973 - 1975)	IACCARINO (1982)	BELKEBIR (1986)	Etages
N21		<i>Gl. inflata</i>		<i>Gl. inflata</i> <i>Gl. aemiliana</i> <i>Gl. puncticulata</i>	<i>Gl. inflata</i>	Pliocène supérieur
N20	<i>Gl. crotonensis</i>	<i>Gl. crassaformis</i>	<i>Gl. crassaformis</i>		<i>Gl. crassaformis</i> <i>Gl. crassula viola</i>	Pliocène moyen
	<i>Gl. puncticulata</i>	<i>Gl. puncticulata</i>	<i>Gl. puncticulata puncticulata</i>	<i>Gl. puncticulata</i>	<i>Gl. bononiensis</i>	Pliocène inférieur
N19	<i>Sphaeroidinellopsis dehiscens f. Immatura</i>	<i>Gl. margaritae</i>	<i>Gl. margaritae</i> <i>Gl. subdehiscens</i>	<i>Gl. margaritae</i> <i>Sphaeroidinellopsis s.l.</i>	<i>Gl. puncticulata</i> <i>Gl. margaritae</i>	
N18						

Fig. 4 - Corrélation entre les principales biozones utilisées en Méditerranée (d'après BELKEBIR, 1986, simplifié).

V- HISTORIQUE

Le Bassin du Bas Chélif a fait l'objet de nombreux travaux géologiques depuis la seconde moitié du 19^{ème} siècle. Il s'agit notamment de ceux de BLEICHER (1875), de POMEL (1892), de REPELIN (1895) et de BRIVES 1897 qui ont abouti aux premières reconnaissances et attributions stratigraphiques des terrains néogènes.

Par la suite, GENTIL (1903) fournira la première étude géologique relativement détaillée de l'Oranie occidentale.

La période 1900-1936 a vu la réalisation de levés cartographiques et de cartes géologiques au 1/50 000 par BRIVES, DOUMERGUE et DALLONI. Cette période a suscité également l'installation d'entreprises pétrolières, à l'exemple du groupe anglais Pearson qui effectue plusieurs forages entre 1913 et 1923. Cette période aboutit, en 1936, à la première synthèse d'ensemble sur le Bassin du Chélif, accompagnée également de la première carte géologique 1/200 000. Il s'agit du remarquable travail d'ANDERSON qui propose un découpage de la série Miocène : un Groupe inférieur "Carténien" et un Groupe supérieur "Tellien".

En 1952, se crée la Société Nouvelle de recherche et d'exploitation des pétroles en Algérie (S.N. Repal). Cette dernière entreprend des levés à grande échelle, des études stratigraphiques et structurales de détail et des travaux de forages. Les synthèses de ces travaux verront le jour lors du XIX^e Congrès International de Géologie tenu à Alger en 1952. Une monographie régionale est également présentée par DALLONI au cours de cette manifestation.

C'est en 1957 qu'une seconde synthèse sur les bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale, notamment le Bassin du Chélif, est réalisée par PERRODON. Cet auteur subdivise la série miocène du Bas Chélif en 2 cycles sédimentaires :

- Un premier cycle sédimentaire d'âge Miocène inférieur (Burdigalien), transgressif et discordant sur un substratum crétacé. Ce cycle est représenté par des conglomérats, des grès et des marnes bleues.
- Un deuxième cycle sédimentaire d'âge Miocène supérieur (Vindobonien), transgressif, représenté par des faciès variés : conglomérats, grès, marnes, tripolis, calcaires et gypses.

Dans le secteur du Télégraphe de Sidi Brahim, cet auteur décrit une épaisse formation de marnes bleues (700 m) attribuées au Plaisancien, passant vers le sommet à des marnes sableuses et des marnes lumachellique. L'ensemble est surmonté par des grès marins de l'« Astien » (p. 215).

En 1958, GOURINARD présente un travail sur la géologie du massif littoral oranais.

En 1971, MAZZOLA publie la zonation des terrains mio-pliocènes de l'Algérie nord-occidentale, à partir de l'étude des associations de foraminifères planctoniques. Dans le secteur du Télégraphe de Sidi Brahim (p. 796-797), cet auteur reconnaît 4 zones qui lui ont permis d'attribuer cette coupe au Messinien supérieur - Pliocène moyen. Par ailleurs, il estime l'épaisseur des affleurements à 750 m. Ces derniers sont subdivisés en 5 parties qui sont, de bas en haut :

- Grès de base du Pliocène (10 m) ;
- "Marnes bleues" (426 m) ;
- "Marnes sableuses" grises (90 m) ;
- "Marnes lumachelles" (114 m) ;
- "Sables marins" (110 m).

Par la suite DELTEIL (1974), GUARDIA (1975) et FENET (1975) s'intéresseront à la géodynamique du Bassin du Chéelif. Les terrains étudiés correspondent respectivement au Massif du Dahra, à l'Oranais occidental et aux massifs littoraux et les Monts des Tessala. Par rapport à la mise en place des nappes de charriage, ces auteurs distinguent au Miocène, plusieurs cycles sédimentaires :

- un cycle anté- ou synchronappes ;
- un premier cycle post-nappes daté du Miocène moyen (Serravallien) ;
- un deuxième cycle post-nappes généralement transgressif d'âge Miocène supérieur (Vindobonien).

En 1982, ROUCHY présente sa thèse sur la genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. Il note que les terrains du Pliocène inférieur (Zancléen) s'étendent sur une grande partie du Bassin du Bas Chéelif et qu'ils sont représentés par des marnes bleues au centre du bassin débutant parfois par des marnes blanches comparables au faciès Trubi. Ces dépôts ont tendance à se réduire sur les marges pour passer à des marnes sableuses ou gréseuses.

En 1985, THOMAS s'intéresse à l'évolution géodynamique de la partie occidentale du Bassin du Bas Chéelif. Il distingue deux cycles post-nappes. Le premier cycle est d'âge Burdigalien dans la bordure nord-orientale du Dahra et, le second, débute dans le Tortonien et s'achève dans le Messinien.

BESSEDIK et BELKEBIR (1985-1986) s'intéressent à l'étude du Miocène moyen et supérieur de la Pointe de Canastel (Oran). Ils mettent en évidence la présence de quatre formations : (1) Marnes à gypse, (2) Marnes et grès roux, (3) Argiles et conglomérats rubéfiés et (4) Marnes sableuses. Ils définissent deux cycles miocènes post-nappes, un premier cycle régressif englobant les 3 premières formations et un second cycle transgressif, concernant la dernière formation. Ces deux cycles sont séparés par une discordance majeure qui serait plus précoce (serravallo-tortonienne : N15) dans le Sillon Nord (*sensu* DELFAUD *et al.*, 1973) qu'elle ne l'est dans le Sillon Médian (intra-tortonienne : limite N16-N17).

Le travail de BELKEBIR (1986) sur les terrains néogènes de la bordure nord-occidentale du Massif du Dahra apporte des précisions sur l'âge des formations, à partir de l'utilisation des foraminifères. Il subdivise ces terrains en 12 formations et autant de biozones de foraminifères planctoniques, correspondant à une fourchette de temps comprise entre le Burdigalien terminal (sommet de la Zone à *G. sicanus*) et le Pliocène supérieur (Zone à *G. inflata*).

En 1987, SAINT MARTIN aborde l'étude du phénomène récifal du Miocène supérieur de l'Algérie et du Maroc. Il analyse sa morphologie et recense le contenu paléontologique, à partir d'un inventaire détaillé des édifices coralliens. Ce travail sera publié trois ans plus SAINT MARTIN (1990).

Un an plus tard, MOISSETTE (1988) s'intéresse à l'étude des bryozoaires du Messinien de l'Algérie occidentale.

En 1991, BELKEBIR et BESSEDIK corrèlent les cycles tectonique avec les cycles eustatiques et distinguent :

- un premier cycle eustatique négatif, assimilé au Miocène moyen (N8-N15 inférieur) ;
- un deuxième cycle eustatique positif, attribué au Miocène supérieur (N15-supérieure-N17)

En 1992, NEURDIN-TRESCARTES aborde l'étude sédimentologique et la paléogéographie des terrains néogènes du Bassin du Chélif en définissant des séquences-types.

Quatre ans plus tard, BELKEBIR *et al.* (1996) proposent une corrélation des dépôts marins du Miocène post-nappes avec les dépôts continentaux et distinguent plusieurs phases eustatiques au cours du Miocène.

La même année, DELLALOU-HACHEMI aborde l'étude des assemblages à bryozoaires du Miocène supérieur et du Pliocène des régions d'Oran et de Mostaganem. Une étude paléoécologique concernant le substrat, la profondeur des dépôts, la salinité et le climat a été réalisée. L'étude comparative des bryozoaires a permis d'établir des affinités avec les espèces de bassins néogènes d'Europe et d'Afrique du Nord. Un des secteurs étudiés est celui de "Télégraphe de Sidi Brahim". Cet auteur note que cette partie du Bassin du Bas Chélif est pauvre en faune de bryozoaire, aussi bien du point de vue spécifique que quantitatif.

ATIF, en 2001, s'intéresse à l'étude de la limite Mio-Pliocène dans le Bassin du Bas Chélif. Cette étude est basée sur une synthèse des données recueillies à partir des travaux antérieurs et à partir d'un travail de terrain. Une partie de son mémoire est consacrée au secteur du Télégraphe de Sidi Brahim où il considère que les «dépôts messiniens post-gypseux attestent d'une pulsation marine inachevée et qu'ils sont suivis des dépôts discordants issus d'une transgression zancléenne».

En 2005, BELHADJI, présente un mémoire de Magister portant sur une étude de la série miocène supérieure et pliocène du Bassin du Bas Chélif, notamment, au niveau de Djebel Diss (Est de Mostaganem). A l'aide des foraminifères planctoniques, il apporte de nouvelles données relatives à l'évolution stratigraphique et identifie 6 biozones qui couvrent un laps de temps allant du Tortonien inférieur au Plaisancien inférieur.

En 2006, HAULI présente un mémoire d'ingénieur où elle aborde une étude sédimentologique et biostratigraphique de la série moi-pliocène du "Télégraphe de Sidi Brahim". Elle dresse un cadre biostratigraphique à partir des nannofossiles calcaires.

Un an plus tard, ROUCHY *et al.* (2007) relatent les événements fini-Messiniens dans plusieurs secteurs du Bassin du Bas Chélif, à partir d'une étude sédimentologique et biostratigraphique. Dans la région du Djebel Méni (coupe Djebel Méni - Abreuvoir), ils décrivent les 30 derniers mètres de la sédimentation post-évaporitique messinienne et une partie des dépôts zancléens en s'intéressant au mode de transition entre ces deux étages.

Enfin, en 2008, ATIF *et al.* étudient le passage mio-pliocène dans le bassin du Bas Chélif, à partir des foraminifères planctoniques. Ils notent, dans le secteur du Télégraphe de Sidi Brahim (centre du bassin), un régime de confinement correspondant à la « crise de salinité » du Messinien, suivi par une pulsation marine intra-messinienne.

VI- BUT & METHODE DE TRAVAIL

L'objectif de notre travail est de réaliser une étude lithostratigraphique et palynologique (étude des dinoflagellés fossiles) de la série mio-pliocène du Télégraphe de Sidi Brahim.

La palynologie est une discipline qui a pour objectif l'étude des grains de **pollens**, des **spores** et des **dinokystes**. L'outil principal de cette discipline est l'analyse palynologique. Elle nécessite beaucoup de rigueur, des techniques délicates et des méthodes adaptées pour résoudre des problèmes posés au pollenanalyste. En même temps, elle représente un excellent outil pour la reconstitution de la végétation et du climat du passé.

A- Prélèvement des échantillons

Le présent travail a pour but d'étudier le groupe des dinoflagellés fossiles (dinokystes). L'établissement d'un inventaire le plus complet possible de ces dinokystes permettra la reconstitution du paléoclimat.

Avant de commencer cette étape, nous avons procédé à un levé de coupe géologique détaillé dans la région du Télégraphe de Sidi Brahim. Cette région semble offrir la coupe la plus représentative de l'époque considérée (Mio-Pliocène) et celle susceptible de montrer des niveaux favorables à la conservation des dinokystes ainsi qu'une certaine continuité stratigraphique.

Simultanément au levé de coupe, un échantillonnage systématique des dépôts susceptibles de fournir des dinokystes a été réalisé. Ce prélèvement est fait après avoir nettoyé la surface du sédiment afin d'éviter toute contamination.

Dans cette méthodologie, le positionnement précis des échantillons sur la coupe ainsi que la numérotation et l'étiquetage sont essentiels. L'échantillon est enfermé dans un sachet en plastique hermétique sur lequel sont notés des renseignements indispensables (site, numéro de l'échantillon).

B- Traitement des échantillons

Les échantillons de dinokystes ont été préparés en collaboration avec le Dr. POPESCU selon la méthode palynologique employée au Laboratoire de palynologie de l'Université Claude Bernard - Lyon1. C'est une méthode classique (COUR, 1974). Le but du traitement consiste à éliminer progressivement tous les constituants minéraux et organiques en concentrant les palynomorphes à l'aide de produits chimiques divers pour une meilleure observation microscopique.

La technique employée est la suivante :

- Une quantité mesurée (20 grammes) de sédiment sec est fractionnée en petits morceaux pour favoriser l'attaque chimique.
- Une première attaque se fait avec HCl à 35 % pour détruire les carbonates. Quand l'effervescence est terminée, les béchers sont remplis avec de l'eau distillée et, après une décantation pendant 24 heures, l'eau est éliminée en faisant bien attention de ne pas perdre le sédiment résiduel.
- Deux attaques successives à l'acide fluorhydrique (HF) à 70 % sont réalisées pour éliminer des silicates. Chaque attaque est suivie par une décantation de 24 heures et de plusieurs rinçages.
- Une nouvelle attaque au HCl (35 %) intervient pour éliminer les fluosilicates formés pendant l'attaque avec HF ; elle est suivie de trois rinçages à l'eau.
- Le sédiment dilué est récupéré dans de petits tubes à fond coniques, rincé et centrifugé pendant 10 mn à la vitesse de 2000 t/mn pour éliminer les résidus de HF.
- Le culot de centrifugation ainsi obtenu est mélangé à une solution de ZnCl₂ (densité = 2) jusqu'à l'obtention d'un liquide homogène. La quantité ZnCl₂ mise dans le tube est égale au volume de sédiment resté après la centrifugation. Ce mélange est encore centrifugé pendant 10 mn à la vitesse de 1000 tr/mn.
- Le liquide surnageant recueilli est ensuite dilué dans le HCl à 20 %, centrifugé et puis rincé plusieurs fois.
- Tamisage et filtrage à 10 µm, puis une dernière centrifugation vont achever le traitement physico-chimique.
- Le culot de centrifugation est alors mis à sécher pendant une heure environ avant d'être dilué dans de la glycérine phénolée dans le rapport volumétrique 1/10 ; le volume est alors mesuré à l'aide d'une micropipette à l'occasion du transfert dans un pilulier étiqueté et numéroté.
- Après avoir récupéré le résidu sporopollinique, une prise homogène de 50 µl est montée entre lame et lamelle (Le lutage est effectué avec l'histolaque L.M.R.).

Remarque : La méthode de montage dans la glycérine phénolée permet la mobilité des dinokystes entre lame et lamelle et facilite l'observation de leurs caractères morphologiques.

C- Analyse et comptage

La méthode d'identification des dinokystes, à l'instar de celle des pollens, consiste en une analyse morphologique complète selon la "L. O. analyse" (ERDTMAN, 1966), méthode qui permet d'effectuer une série de mises au point au microscope photonique, depuis la surface extérieure du kyste jusqu'aux parties internes.

L'analyse commence par reconnaître le kyste de dinoflagellés et ces différentes ornements et enveloppes successives.

Pour obtenir une bonne mise au point, il faut tourner très légèrement la vis micrométrique du microscope et, dans le même temps, suivre l'évolution de l'image. Le but étant d'avoir plusieurs mises au point en différentes étapes afin d'observer les différents caractères morphologiques (taille, forme, processus, ornementation, etc.) du kyste, à l'extérieur et même à l'intérieur.

Toutes les analyses ont été faites au microscope photonique. Le repérage des dinokystes a été effectué avec des objectifs différents (X10, X100), en fonction de la richesse de l'échantillon, sur des lignes parallèles à la longueur de la lamelle. L'analyse de chaque lame est arrêtée lorsque les balayages successifs ne font apparaître aucun taxon nouveau.

Le nombre de dinokystes comptés pour chaque échantillon est spécifique pour chaque lame. Il est au minimum de 200 individus pour les échantillons contenant beaucoup de dinokystes. Il faut noter que même les formes indéterminables ont été comptabilisées.

L'enregistrement des taxons sur la feuille de comptage s'effectue selon leur ordre d'apparition dans la lame.

D- Représentation graphique et interprétation

L'ensemble des données quantitatives et qualitatives des dinokystes est représenté sous forme de digrammes et de graphes :






- un diagramme détaillé des principaux dinokystes où les pourcentages sont calculés sur leur total ;
- des graphes exprimant des indices de distalité et de température et la fréquence de dinokystes en fonction de la salinité.

Les interprétations de ces graphes permettront de tenter une reconstitution paléoenvironnementale.






CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

Clicours.COM

Lithologie

-  Grès ou sables
-  Marnes
-  Marnes sableuses
-  Calcaires gréseux
-  Calcaires

Structures sédimentaires et divers

-  Ravinement
-  Surface durcie
-  Litages horizontaux
-  Stratifications obliques
-  Déformations synsédimentaires

Eléments biologiques










-  Huîtres
-  Autres bivalves
-  Gastéropodes
-  Scaphopodes
-  Traces de terriers
-  Polypiers solitaires
-  Cirripèdes
-  Bioclastes
-  Concentration de coquilles

Fig. 5- Figurés utilisés dans les figures.

INTRODUCTION

Cette étude est basée sur une analyse lithologique et microfaunistique de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim. Une subdivision de la série en formation et membres, une description des phénomènes géologiques ainsi qu'un inventaire des macro- et microfossiles seront présentés.

Le choix de cette coupe est lié aux affleurements les plus significatifs où les dinoflagellés fossiles semblent le mieux représentés.

I- COUPE DU TELEGRAPHE DE SIDI BRAHIM

A- Localisation

Située sur la bordure occidentale du Massif du Dahra, cette coupe, d'orientation NW-SE, souvent dénommée coupe du "Télégraphe Sidi Brahim", notamment par MAZZOLA (1971), a été levée depuis la plaine jusqu'au sommet de l'ancien télégraphe surplombant le relief le plus élevé du secteur (209 m). Ce dernier est situé entre Douar Sbaïa et le marabout de Sidi Khélifa (Fig. 2, p. 7).

Les coordonnées Lambert de cette coupe sur la carte de Hadjadj au 1/25 000 sont :

$$X_1 = 272,50$$

$$X_2 = 273,50$$

$$Y_1 = 398,80$$

$$Y_2 = 398,68$$

B- Description lithostratigraphique (Fig. 6)

Deux formations ont été définies dans cette coupe : une formation marneuse surmontée par une autre gréseuse (Fig. 6).

1- Formation marneuse (235 m)

La formation marneuse repose dans notre secteur d'étude sur des calcaires vacuolaires, faciès issu de la transformation de gypses. Elle est formée essentiellement par des marnes. Cependant, selon la couleur de celles-ci et la présence, ou non, de sable, elle peut être subdivisée en quatre membres distincts (Fig. 6) : marnes jaunâtres inférieures (membre 1), marnes blanchâtres (membre 2), marnes bleues (membre 3) et marnes jaunâtres supérieures (membre 4).

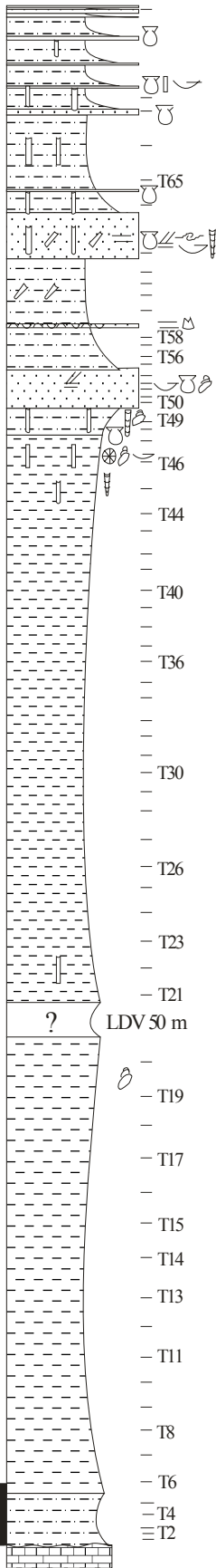
Formations Membres		Colonne lithologique	Échantillons	Description sommaires
<i>Formation gréseuse</i>	5			Barre gréseuse à intercalations de grès et de marnes sableuses.
	4		T65	Marnes sableuses jaunâtres, intercalées par un niveaux gréseux.
	3			Barre à intercalations de grès fins, de sables et de marnes sableuses.
	2		T58 T56	Marnes sableuses bioturbées, intercalées par un banc de grès moyen à fin.
	1		T50	Barre à intercalations de grès moyens ou fins, de sables et de marnes sableuses.
<i>Formation marneuse</i>	4	T49	Marnes gréseuses bioturbées jaunâtres	
		T46		
		T44		
		T40		
	3	T36	Marnes grises, passant vers le haut à des marnes sombres riches en restes de bivalves, de gastéropodes, de scaphopodes, de polypiers et en traces fossiles.	
		T30		
		T26		
		T23		
		T21		
		LDV 50 m		
2	T19	Marnes blanchâtres à tests fins de bivalves (faciès "Trubi").		
	T17			
	T15			
	T14			
	T13			
	T11			
	T8			
	T6			
1	T4	Marnes grisâtres		
<i>Formation gypseuse</i>	0	T2	Marnes sableuses jaunâtres à galets de gypse, de diatomite et de calcaire Calcaire vacuolaire issu de la transformation du gypse.	

Fig. 6 - Colonne lithostratigraphique de la coupe du "Télégraphe de Sidi Brahim" (figurés : voir légende fig. 5).

1.1- Membre 1 : Marnes jaunâtres inférieures (8,2 m - Fig. 6)

Ce membre repose sur des galets centimétriques de gypse, de calcaires et de diatomites. Il est formé par des marnes sableuses (3,2 m), jaunâtres à la patine et grisâtres en profondeur, qui deviennent moins sableuses, de teinte gris-bleu, indurées, homogènes et monotones vers le haut (5,0 m).

La fréquence de la macrofaune est moyenne, voire rare ; elle n'est représentée que par des tests fins blanchâtres de bivalves.

Quant à la microflore de dinokystes, le traitement des échantillons T2 et T4 n'a révélé aucun taxon.

1.2- Membre 2 : Marnes blanchâtres ou faciès "Trubi" (124 m - Fig. 6)

Ce membre est visible sur une épaisseur d'environ 75 m. En effet, au-delà de cet puissance, les affleurements sont mal exposés (50 m d'épaisseur) et sont cachés par les alluvions récentes et traversées par un oued (Pl. I, fig. 1).

Ce membre est matérialisé par des marnes blanchâtres à la patine, souvent grisâtres à la cassure, indurées et homogènes. Celles-ci montrent une variété considérable de macrofaune. Il s'agit généralement de restes de pectinidés, d'huîtres, de radioles d'oursins, de pinces de crabes, de gastéropodes (*Turritella subangulata* et autres formes non déterminées) et enfin de bivalves (*Myrtea spinifera*).

Le traitement chimique de l'échantillon T6 n'a révélé aucun dinokyste. Cependant, les échantillons T8, T11, T13, T14, T17 et T19 ont livré les taxons suivants : *Achomosphaera andalousiensis*, *A. ramulifera*, *Pentapharsodinium dalei*, *Hystochokolpoma sp.*, *Melitasphaeridium sp.*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Operculodinium centrocarpum*, *Impagidinium aculeatum*, *I. patulum*, *I. sp.*, *I. sphaericum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites mirabilis*, *S. sp.*, *S. bulloideus*, *S. ramosus*, *S. membranacueus*, *S. hyperacanthus*, *S. bentorii*, *S. cf. rubinus*, *S. cf. falcipediis*, *Xandarodinium xanthum* et *Polysphaeridium zoharyi*.

Notons aussi la présence de pollens et de spores dans certains échantillons.

1.3- Membre 3 : Marnes grisâtres (92 m - Fig. 6 ; Pl. I, fig. 2 I-1)

Ce membre commence par une dizaine de mètres de marnes grises, montrant souvent des traces blanchâtres dues à la dissolution de tests de gastéropodes et de bivalves et contenant quelques fragments de gypse. Il passe ensuite, vers le haut, à des marnes grisâtres à brunâtres, riches en tests de bivalves (*Anadara diluvii*, *Myrtea spinifera* et *Anadara pectinata*), de gastéropodes (*Turritella*

subangulata), de scaphopodes (*Dentalium passeriniaanum covvoni* et *Antalis interrupta*), de polypiers solitaires (à la fin du membre) et de traces d'activités biologiques simples (*Skolithos linearis*).

Les échantillons T21, T23, T26, T30, T36, T40, T44 et T46 ont livré les dinokystes suivants: *Achomosphaera andalusiensis*, *A. ramulifera*, *Pentapharsodinium dalei*, *Hystochokolpoma sp.*, *Melitasphaeridium sp.*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Operculodinium centrocarpum*, *Impagidinium patulum*, *I. sp.*, *I. sphaericum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites mirabilis*, *S. sp.*, *S. bulloideus*, *S. ramosus*, *S. membranacueus* et *S. hyperacanthus*.

Il y a lieu de noter que l'échantillon T26 comporte beaucoup de pollens et de spores.

1.4- Membre 4 : Marnes jaunâtres supérieures (5 m - Fig. 6, p. 24 ; Pl. I, fig. 2 I-2)

Ce dernier membre de la formation marneuse est représenté par des marnes sableuses (Pl. I, fig. 2 I-2), jaunâtres à la patine, grisâtres à la cassure, bioturbées et contenant des tests de bivalves (*Myrtea spinifira*, *Ostrea lamellosa offreti*), de gastéropodes (*Turritella subangulata*), de scaphopodes (*Dentalium passeriniaanum covvoni* et *Antalis interrupta*), de cirripèdes (*Balanus sp.*) et de polypiers solitaires (dans la partie inférieure du membre).

L'échantillon T49 a livré la microflore de dinokystes suivantes: *Achomosphaera andalusiensis*, *A. ramulifera*, *Pentapharsodinium dalei*, *Hystochokolpoma sp.*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Spiniferites sp.*, *S. mirabilis*, *S. bulloideus*, *S. ramosus*, *S. membranacueus*, *S. hyperacanthus*, *S. bentorii*, *S. cf. rubinus* et *Lingulodinium machaerophorum*.

2. Formation gréseuse (76 m - Fig. 6, p. 24 ; Pl. I, fig. 2-II et fig. 3)

La formation gréseuse est visible sur une épaisseur de 76 m. Elle est constituée par trois barres à dominante gréseuse et sableuse avec des intercalations de marnes à passées gréseuses (Pl. I, fig. 2-II et fig. 3). Elle peut être subdivisée en 5 membres, notés de 1 à 5 (Fig. 6, p. 24).

2.1- Membre 1 : Membre gréso-marneux inférieur (7 m - Fig. 6, p. 24 ; Pl. I, fig. 2-IIa et fig. 3a)

Il s'agit d'une barre métrique sortante, bien visible en affleurement, représentée par une intercalation serrée de deux bancs de grès et de marnes sableuses (Pl. I, fig. 2-IIa et fig. 3a). Les deux bancs gréseux sont séparés par un niveau décimétrique de marnes bioturbées, riches en tests d'huîtres. Ils sont jaunâtres à la patine, jaunâtres à rougeâtres à la cassure, d'épaisseur décimétrique et montrent des traces d'activité organique (remplissage de terriers horizontaux et verticaux). Ces bancs sont surmontés par 3 m de marnes sableuses bioturbées, jaunes à grises à la patine, grises à la

cassure, s'enrichissant vers le haut en concrétions sableuses et en coquilles de bivalves et de gastéropodes.

Ces marnes sont à leur tour surmontées par une intercalation marno-gréseuse occupée à sa base par un banc de calcaire biodétritique sableux, de 20 cm d'épaisseur. Les bancs sont constitués de grès fins à moyens, de couleur jaunâtre, bioclastiques, d'aspect induré. Ils présentent une multitude de figures sédimentaires primaires tels que des litages horizontaux et des stratifications entrecroisées. Les niveaux marneux sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique, rarement métriques et de teinte jaunâtre.

La barre se termine par une alternance de grès et de sables argileux de 1,70 m d'épaisseur, riches en concrétions de même nature. Les grès sont à ciment carbonaté, bioclastique, de couleur blanchâtre à jaunâtre et montrent des litages horizontaux et subhorizontaux. Il y a lieu de signaler également la présence de tests de bivalves (*Ostrea lamellosa offreti*, *Chlamys scabrella*, *Lucinoma borealis*), de gastéropodes (*Turritella subangulata* et autres formes indéterminées) et de scaphopodes (*Dentalium passeriniaanum covvoni*, *Antalis interrupta*), ainsi que des traces d'activités biologiques (*Skolithos*).

L'échantillon T50 n'a pas livré de dinokystes.

2.2- Membre 2 : Membre marno-gréseux inférieur (20 m - Fig. 6, p. 24 ; Pl. I fig. 2-II b et fig. 3b)

Il s'agit d'une inter-barre marno-sableuse, de couleur jaunâtre, bioturbée vers sa partie sommitale. Les marnes sableuses contiennent un niveau lumachellique de 50 cm d'épaisseur et sont surmontées par un banc de grès.

La macrofaune y est représentée par des bivalves (*Ostrea lamellosa offreti* et *Chlamys scabrella*) et des gastéropodes (*Turritella subangulata*).

Deux échantillons, T56 et T58, ont été traités dans cet intervalle. Seul le premier a révélé la présence d'une microflore constituée de *Achomosphaera ramulifera*, *Hystochokolpoma sp.*, *Impagidinium sp.*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites sp.*, *S. bulloideus* et *S. hyperacanthus*.

2.3- Membre 3 : Membre gréso-marneux médian (8 m - Fig. 6, p. 24 ; Pl. I, fig. 2c et fig. 3c)

Ce membre est représenté par une intercalation serrée de grès et de marnes sableuses. Il correspond à la deuxième barre métrique sortante de la formation gréseuse. Les marnes sableuses, jaunâtres à la patine, bleuâtres à la cassure, sont d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Nous y notons la présence de traces d'activité biologique simples et complexes.

Les grès sont à grains moyens, d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Ils s'organisent parfois en plaquettes millimétriques. Les figures sédimentaires sont matérialisées par des litages horizontaux ou obliques et parfois des stratifications entrecroisées. Nous notons également la présence de traces d'activité biologique simples et complexes et des tests de bivalves.

Ce membre montre vers le sommet deux niveaux de sables argileux, séparés par deux bancs gréseux, de 12 cm et de 90 cm d'épaisseur. Le niveau sableux supérieur montre la présence de tests de bivalves plus ou moins bien conservés.

Il y a lieu de signaler l'existence de déformations synsédimentaires de type *slumps* qui affectent latéralement toute cette partie supérieure de ce membre.

En général, la macrofaune y est représentée par des bivalves (*Ostrea lamellosa offreti* et *Flaabellipecten planosulcatus*).

L'échantillon T63 a livré la microflore suivante : *Achomospaera ramulifera*, *Lingulodinium machaerophorum* et *Operculodinium centrocarpum*.

2-4- Membre 4 : Membre marno-gréseux supérieur (18 m - Fig. 6, p. 24 ; Pl. I, fig. 2 II d et fig. 3 d)

Il est matérialisé par des marnes sableuses jaunâtres qui montrent des traces d'activité biologique simples (remplissage de terriers verticaux) dans lesquelles s'intercale un banc de grès de 25 cm d'épaisseur, riche en tests de bivalves (huîtres, péctinidés).

La macrofaune est surtout représentée par des bivalves (*Ostrea lamellosa offreti*, *Chlamys scabrella*).

Le dernier échantillon traité dans cette coupe (T65) n'a pas livré de dinokystes.

2-5- Membre 5 : Membre grés-marneux supérieur (22 m - Fig. 6, p. 24 ; Pl. I, fig. 2-II e et fig. 3 e)

Ce dernier membre de la formation gréseuse constitue la partie sommitale de la colline sur laquelle se trouvent les vestiges de l'ancien Télégraphe de Sidi Brahim. Il s'agit d'intercalations assez espacées de grès et de marnes ou d'argiles sableuses. Les marnes sableuses, décimétriques à métriques, sont de couleur jaunâtre et contiennent quelques tests de bivalves (huîtres) et des traces d'activité biologique simples (remplissages de terriers verticaux) dans les premiers niveaux.

Les niveaux gréseux sont d'épaisseur décimétrique, rarement centimétrique, de granulométrie fine à moyenne, de teinte jaunâtre à la patine et grisâtre à la cassure. Ils s'effritent parfois en plaquettes millimétriques à centimétriques ou pouvant prendre un aspect concrétionné. Nous notons enfin la présence de traces d'activité biologique simples (remplissages de terriers), de tests de

bivalves (*Ostrea lamellosa offreti*, *Flabellipecten planosulcatus*, *Lucinoma borealis*) et de gastéropodes.

II- BIOSTRATIGRAPHIE

Cette étude biostratigraphique est basée sur des données bibliographiques et sur l'utilisation et la détermination des nannofossiles calcaires issus de plusieurs échantillons récoltés dans notre coupe. Ce travail a été réalisé par M. MANSOURI, enseignant au Département des Sciences de la Terre (Université d'Oran).

MAZZOLA (1971) fut le premier à proposer une attribution biostratigraphique aux affleurements de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim. Il date cette coupe du "Messinien" supérieur - Pliocène moyen. En effet, il reconnaît 4 biozones à foraminifères qui sont, de la base au sommet :

- zone à *Sphaeroidinellopsis subdehiscens paenedehiscens* datée du "Messinien" supérieur et Pliocène inférieur ;
- zone à *Globorotalia hirsuta praehirsuta* – *Globorotalia margaritae* datée du Pliocène inférieur ;
- zone à *Globorotalia puncticulata* ;
- zone à *Globorotalia crotonensis* datée du Pliocène moyen.

Par la suite, ROUCHY (1982) note que dans le Bassin du Chéelif, le passage mio-pliocène marque une réapparition brutale de la microfaune marine, abondante et diversifiée. Ce passage s'opère en concordance géométrique, mais selon des modalités très différentes au toit du Miocène. Ainsi, dans la coupe du Djebel Méni, partie intégrante de notre région d'étude, ce contact est marqué par une intense bioturbation de marnes silteuses rougeâtres et azoïques que l'auteur suppose être toujours d'âge Miocène. Dans cette région, la base du Pliocène est caractérisée par la biozone à *Globorotalia margaritae* (notée MPL2 par l'auteur) (p. 108-109).

Quelques années plus tard, ROUCHY *et al.* (2007) présentent une étude détaillée sur les événements fini-Messiniens dans le Bassin du Bas Chéelif. Dans la région de Djebel Méni (coupe de Djebel Méni-Abreuvoir, p. 405), ils confirment les datations déjà avancées par ROUCHY en 1982. C'est ainsi qu'ils définissent la base du Zancéen à partir d'une abondante microfaune de foraminifères planctoniques bien conservés (*Globogerinoides obliquus*, *G. quadrilobatus*, *G. bulloides*, *Globigerinella siphoniphera*, *Neogloboquadrina acostaensis*) avec de très rares

spécimens de *Sphaeroidinellopsis spp.* et de rares à abondants spécimens de *Globorotalia margaritae*.

En 2001, ATIF reprend l'étude biostratigraphiques de la série d'étude, en s'intéressant aux modalités du passage mio-pliocène. C'est ainsi que la partie basale de la formation marneuse (membre 1) a été attribuée au Messinien, sur la base de la présence de *Globorotalia mediterranea*, caractérisant la biozone du même nom définie par BELKEBIR (1986), correspondant à la zone N17 de BLOW (1969). Les marnes blanches (membre 2 ou faciès trubi) ont été attribuées par cet auteur au Pliocène inférieur (Zancléen), à partir de la présence du marqueur *Globorotalia margaritae*, correspondant, respectivement, au sommet et à la base des biozones N18 et N19 de BLOW (1969) et la biozone à *Globorotalia margaritae* de BELKEBIR (1986).

Concernant l'étude biostratigraphique réalisée à partir des nannofossiles calcaires, celle-ci a permis de mettre en évidence sept (7) zones et sous-zones : NN11d, NN12-NN13, NN14-NN15a, NN15b et NN16. Les limites entre les zones NN12 et NN13 et NN14 et NN15a n'ayant pas été bien définies.

L'établissement des biozones basées sur ces nannofossiles calcaires s'appuie sur les disparitions et apparitions d'espèces, selon l'auteur (MANSOURI), en accord avec les travaux de MARTINI (1971) et BERGGREN *et al.* (1995 - Fig. 7).

La présence de *Discoaster quinqueramus* et l'absence d'*Amaurolithus amplificus* dans les échantillons T1 à T5 ont permis d'établir la sous-zone NN11d.

Entre l'échantillon T6 et T18, l'extinction de *Discoaster quinqueramus* et la première apparition de *Discoaster asymmetricus* au niveau de l'échantillon T19, permettent à MANSOURI de situer cet intervalle au sein des zones NN12 et NN13. La limite entre ces deux biozones n'a pas pu être mise en évidence vu l'absence de *Ceratolithus acutus* et *Ceratolithus rugosus*.

La première apparition (FO) de *Discoaster asymmetricus* limite la base de la zone NN14, associée à la présence de *Reticulofenestra pseudumbilica* et l'absence de *Discoaster tamalis* entre l'échantillon T19 et T23, permet de proposer la zone NN14 et la sous-zone NN15a.

La présence de *Discoaster tamalis* à partir de T24 conforté par l'existence de *Reticulofenestra pseudumbilica* permet de définir la sous-zone NN15b.

Time (Ma)	Epoch	Age		Calcareous Nannoplankton		
				Martini (1971)	Bukry (1973, 1975)	
2 3 4 5	PLIOCENE	LATE	GELASIAN			a
				NN18	CN12	d
				NN17		c
		NN16	b			
			a			
		EARLY	ZANCLEAN	NN15	CN11	b
	NN14			a		
	NN13			CN10	c	
	NN12	b				
	MIOCENE	LATE	Messinien		CN9	a
				NN11b		d
						c

Fig. 7 - Echelle de temps du Pliocène (d'après BERGGREN *et al.*, 1995).

A partir de l'échantillon T56, l'extinction totale de *Reticulofenestra pseudumbilica* suggère l'attribution de ces dépôts à la biozone NN16.

Il ressort, à partir de cette répartition des nannofossiles, que (Fig. 8) :

- le membre 1 de la formation marneuse est daté du Messinien ;
- les membres 2,3 et 4 de la formation marneuse ainsi que le membre 1 de la formation gréseuse sont attribués au Zancéen (Pliocène inférieur) ;
- enfin, le reste de la formation gréseuse est daté du Piacenzien (Pliocène moyen).

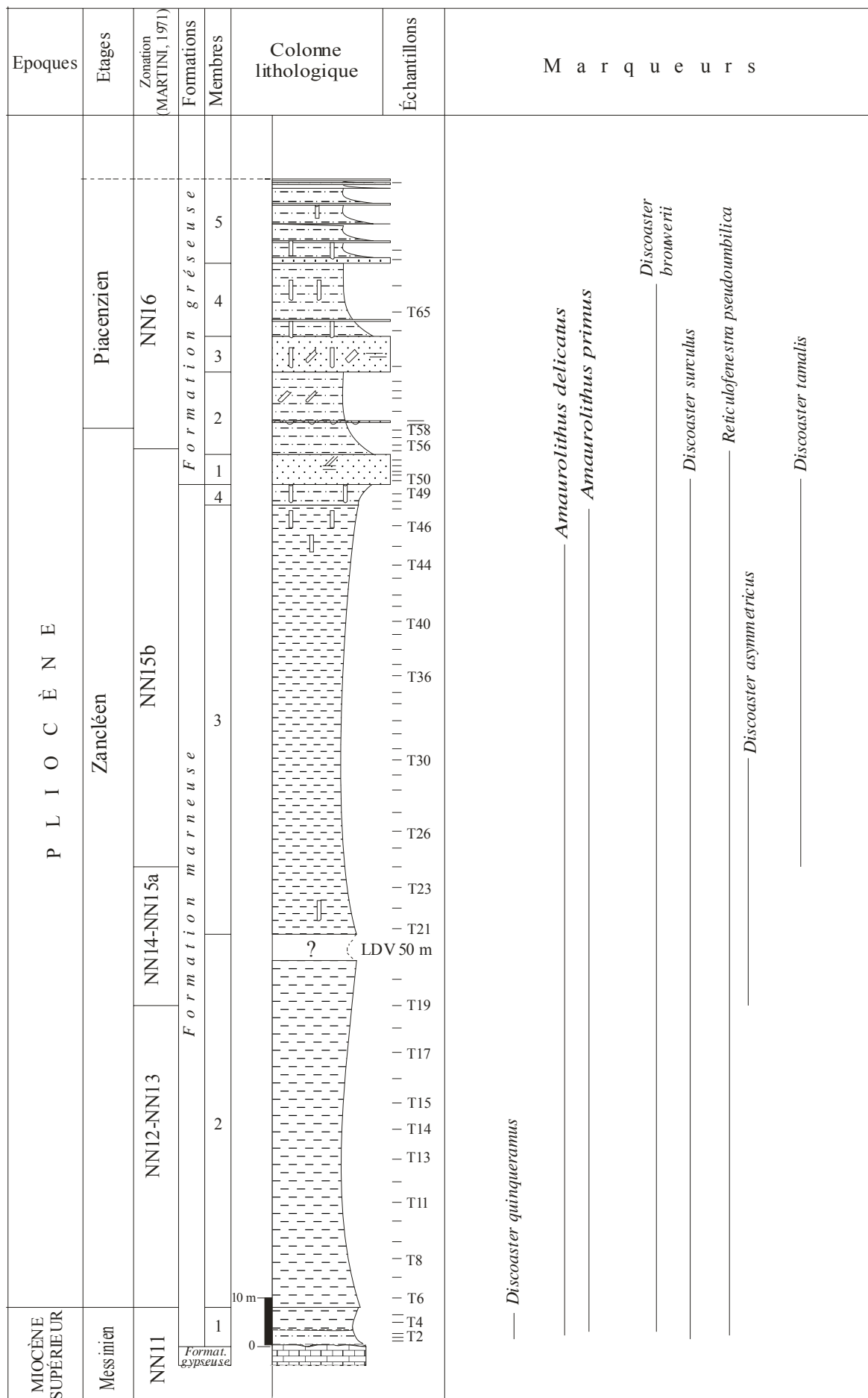


Fig. 8 - Distribution des principaux marqueurs de nanfossiles calcaires de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (d'après HAULI, 2006 et MANSOURI, *in verbis*).

CHAPITRE III : SYSTEMATIQUE

INTRODUCTION

Les dinoflagellés forment le groupe de protistes le plus important. Ce mot vient du grec: dinos qui veut dire "flagelle tourbillonnant". Il existe environ 2000 espèces de dinoflagellés. C'est également un important groupe fossile dont les plus anciennes formes sont connues dès le Permien. L'épanouissement maximum se situe au Crétacé supérieur ; depuis, ils sont en déclin.

I- GENERALITES SUR LES DINOFLAGELLES

A- Définition

Les dinoflagellés sont des protistes algaires, de la division des dinoflagellata (FENSOME *et al.*, 1993). Ils sont également appelés dinophycées ou péridiniens. Phylum des Pyrrophyta. Ce sont des eucaryotes unicellulaires, microscopiques, morphologiquement et biologiquement variés, essentiellement aquatiques, vivant en milieu marin, lagunaire ou lacustre. Ils sont planctoniques pour la plupart, parfois parasites, libres ou vivant en symbiose. Ayant en commun un noyau très gros et deux flagelles ventraux inégaux. Ils sont souvent protégés par une thèque de nature cellulosique, dans la dimension varie de 2 μm à 5 mm. Ils peuvent se présenter, cuirassés, c'est-à-dire munis de plaque ou nus.

Comme de nombreux organismes unicellulaires complexes, les dinoflagellés présentent des caractères à la fois animaux et végétaux. Ils sont classés parmi les protozoaires par les zoologistes et parmi les algues par les botanistes.

B- Historique sur les dinoflagellés

EHRENBERG (1838) fut le premier à reconnaître l'identité des dinoflagellés fossiles dans des sections minces de silex crétacé d'Allemagne. La nature organique de la paroi de ces fossiles a été établie dès le milieu du XIX^e siècle. Mais, il a fallu attendre jusqu'au milieu du siècle suivant pour que les techniques permettant de les extraire de la roche deviennent des pratiques courantes.

En fait, la nature véritable de la plupart des dinoflagellés a été découverte il y a à peine 35 ans (EVITT, 1961, *in* FENSOME *et al.*, 1993). Il s'agit de kystes dormants à paroi organique.

Des avancées dans la compréhension de la morphologie du kyste de dinoflagellés sont réalisées par la suite par plusieurs auteurs pour une meilleure connaissance de ce groupe.

C- Morphologie des dinoflagellés

Les dinoflagellés sont constitués par une grosse cellule à gros noyau. Cette cellule est entourée le plus souvent par une structure membranaire complexe, comprenant une thèque cellulosique formée de deux valves séparées transversalement par un sillon (Fig. 9).

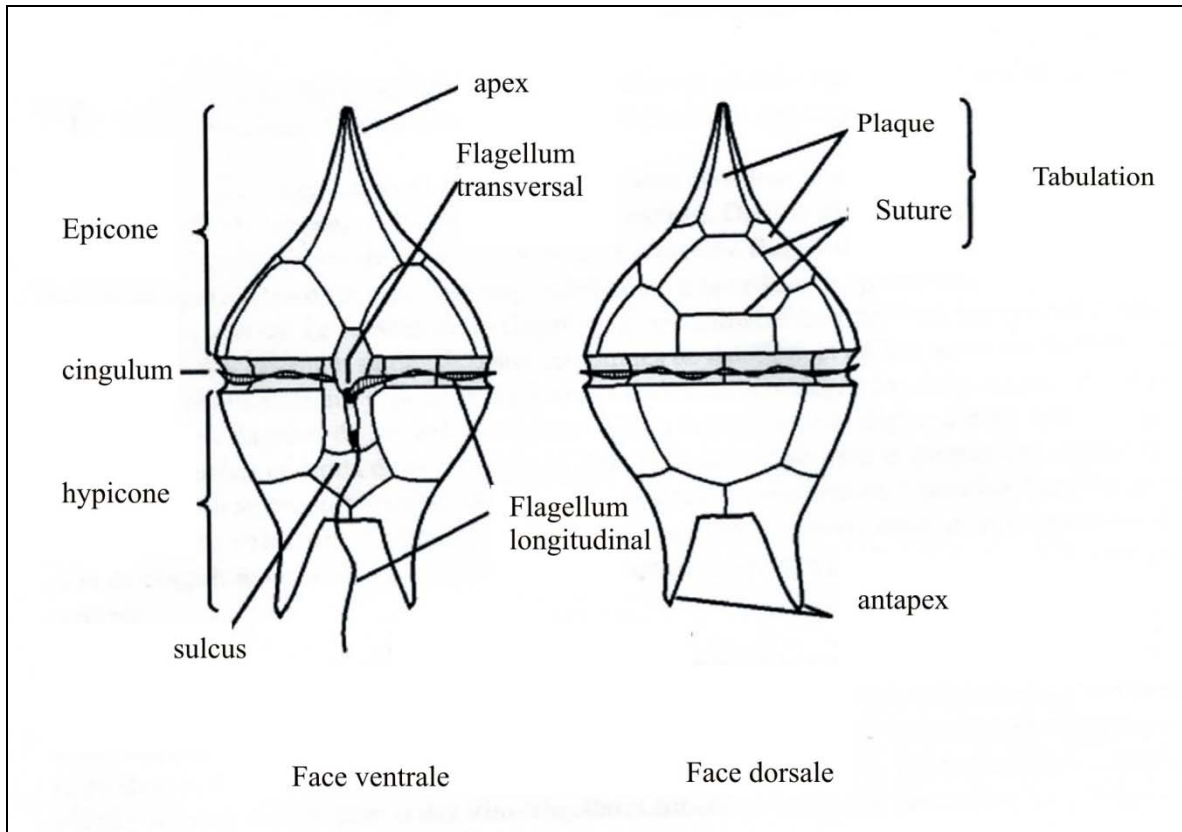


Fig. 9 - Principaux caractères morphologiques du stade mobile d'un dinoflagellé.

Chaque dinoflagellé possède deux flagelles de composition et de fonctionnalité différentes qui assurent le mouvement (Fig. 9) : un flagellum longitudinal et un autre flagellum équatorial ou transversal. Le flagellum longitudinal se prolonge tangentiellement à la cellule et perpendiculairement au plan du flagellum transversal. Il se situe dans une cannelure appelée la sulcature (sulcus) qui fonctionne entre les plaques thécales du centre, à l'extrémité postérieure de la cellule.

Le flagellum équatorial ou transversal est orienté autour de la cellule (Fig. 9). Il est situé dans une cannelure appelée le cingulum, qui encercle la cellule, la divisant en ses deux régions primaires. Ce flagellum permet aux dinoflagellés de tourner et de fournir le mouvement vers l'avant.

La thèque constitue un squelette siliceux composé de deux parties, la partie supérieure ou *épicone* et la partie inférieure ou *hypocone*. Ces deux parties sont séparées par le sillon équatorial et formées de plaques polygonales perforées. Le nombre et l'arrangement en séries latitudinales de ces plaques (tabulation) est constant pour chaque espèce et constitue le moyen principal pour leur classification.

La plupart des espèces est asexuée. Celles-ci se multiplient par scissiparité et certaines peuvent former des kystes qui restent dormants jusqu'à l'apparition de conditions favorable.

D- Le cycle de vie des dinoflagellés

Au cours de leur cycle de vie, environ 10 à 20 % des dinoflagellés forment un kyste protégeant la cellule pendant une période de dormance plus au moins longue (WALL & DALE, 1968). Ces kystes, appelés dinokystes, ont une paroi composée d'une matière organique extrêmement résistante, la dinosporine (De VERNAL & MARRE, 2007), qui leur permet d'être préservés dans les sédiments marins lorsque la cellule meurt. Ce sont ces fossiles qui sont utilisés comme traceur paléocéanographique. Tous ces changements se résument à trois stades : un stade végétatif (Fig. 10A), un stade de reproduction (Fig. 10B) et un stade d'enkystement (Fig. 10C).

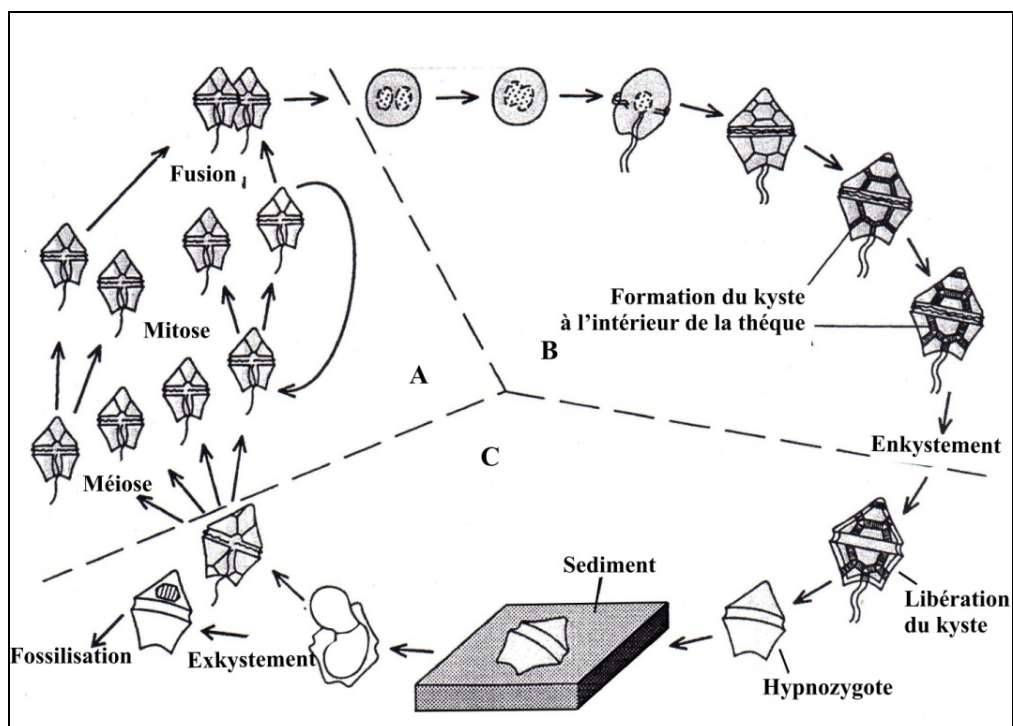


Fig. 10 - Cycle biologique simplifié et schématique des dinoflagellés (WILLIAMS *et al.*, 2000).

1- Stade végétatif

C'est le stade le plus fréquent avec reproduction asexuée par scissiparité.

2- Stade de reproduction

C'est un stade sexué, où deux cellules végétatives (nCH) fusionnent (comportement des gamètes) et donnent un zygote ($2nCH$) mobile qui lui-même va se multiplier par mitose et donne des individus à n chromosomes.

3- Stade d'enkystement

L'enkystement intervient à n'importe quel moment de l'année, mais après une période de croissance exponentielle. Pendant cette étape de repos, les dinoflagellés peuvent vivre dans une capsule très durable appelée **dinokyste**. La cellule se contracte à l'intérieur de la thèque et forme une enveloppe interne de nature chitineuse qui sera fossilisée. La thèque se désintègre en quelques jours. Le kyste reste quelques mois au repos. Puis très rapidement, en un jour, le kyste s'ouvre par l'archéopyle. Il en sort une forme gymnodiniode à un seul flagelle qui va rapidement se transformer en forme motile à deux flagelles et thèque (cuirassée ou non). La proportion d'individus enkystés est variable. La division cellulaire peut intervenir au moment du dékystement.

Le kyste possède, tout comme les kystes fossiles :

- une symétrie bilatérale ;
- un cingulum et un sulcus ;
- une paroi chitinoïde à 2 couches ;
- des projections de surface rappelant la tabulation de la thèque ;
- un archéopyle à position bien précise ;
- des contours et des dimensions constants, propres à chaque espèce.

E- Ecologie de dinokystes

Les dinokystes, du moins les autotrophes, évoluent dans la zone photique des océans afin de pouvoir réaliser la photosynthèse. Ils sont ainsi exposés à différents paramètres environnementaux, telles que la température, la salinité, la durée du couvert de glace, l'abondance en nutriment ou l'intensité lumineuse, qui déterminent la distribution spatiale des différentes espèces (EIDE, 1990 ; SANTLEBEN & SHRODER, 1992 ; BRAND, 1994).

Quelques espèces, appelées zooxanthelles, sont des endosymbiontes avec des protistes ou invertébrés marins et jouent un rôle important dans la biologie des récifs de corail. D'autres dinoflagellés sont des prédateurs sans couleur sur d'autres protozoaires, et quelques formes sont parasites.

Ils constituent des microorganismes à mode de nutrition le plus souvent autotrophes, mais un grand nombre d'entre eux peut être hétérotrophe et certains mixotrophes, parasites ou symbiotiques (De VERNAL & MARRET, 2007).

Certaines espèces sont capables de bioluminescence ; leur prolifération (jusqu'à plusieurs millions d'individus par litre d'eau) peut provoquer des phénomènes d'eaux colorées et les rendent toxiques (mer rouge).

Ils constituent également l'un des trois groupes majeurs du phytoplancton marin (avec les coccolithophores et les diatomées), responsable de la production primaire océanique.

F- Le rôle biostratigraphique des dinoflagellés

Les dinoflagellés peuvent constituer de bons outils de datation et leur emploi est de plus en plus courant mais, les études étant récentes, des biozonations de valeur générale ne sont pas encore parfaites.

G- Intérêt des dinoflagellés

Les dinoflagellés sont constitués d'une membrane organique (sporo-pollénine) extrêmement résistante et fossilisable d'où leur intérêt particulier en micropaléontologie. Ils ne sont pas affectés par la dissolution comme les microfossiles à test minéral. Depuis l'essor de la paléocéanographie moderne, une attention particulière a été accordée aux kystes de dinoflagellés comme traceurs paléocéanographiques dans tous les domaines océaniques, depuis les zones tropicales, jusqu'aux zones polaires. Leur utilisation permet de s'affranchir des problèmes de dégradation de la matière organique durant les processus de sédimentation et de la dissolution du CaCO_3 et de la silice biogénique dans la colonne d'eau.

La distribution des dinokystes dans les sédiments de surface a permis de démontrer que ces microfossiles constituent d'excellents traceurs des paramètres hydrographiques de surface, en particulier la température, la salinité et la durée saisonnière du couvert de glace des mers, et ce dans les moyennes et hautes latitudes. Certaines études ont montré que les dinokystes peuvent également donner une estimation de l'intensité des upwelling côtiers (POWELL *et*

al., 1990 ; LEWIS *et al.*, 1990 ; DALE,1996 ; ZONNEVELD, 1997 ; ZONNEVELD *et al.*, 2001) et être de bons traceurs de productivité primaire.

II- LES DINOFLAGELLES FOSSILES

Les dinoflagellés fossiles sont presque exclusivement marins. Les dinoflagellés d'eau douce sont connus à partir du Miocène et sont identiques aux formes lacustres actuelles.

A- Morphologie générale

Ils se présentent pour la plupart sous deux formes distinctes : des individus à tabulation visible, rattachés depuis toujours aux Péridiniens et des individus porteurs d'expansions plus ou moins importantes, qui reflètent la structure de la thèque (Hystrichosphères).

La morphologie est très variée. Le kyste ou test est composé d'une substance proche de la chitine ou de la sporo-pollenine. Il possède toujours un archéopyle et des expansions ou projections en relief, "reflétant" la structure de la thèque qui lui a donné naissance. Ce kyste étant considéré comme formé par condensation avec rétraction par rapport à la thèque, les principaux caractères morphologiques seront interprétés comme résultant des relations spatiales entre kyste et thèque au moment de l'enkystement (Fig. 11).

- Si le contact est étroit, le kyste a la même forme et peut conserver les traces des lignes de suture, l'impression des pores, les bandes de croissance de la surface interne des plaques de l'individu mobile.

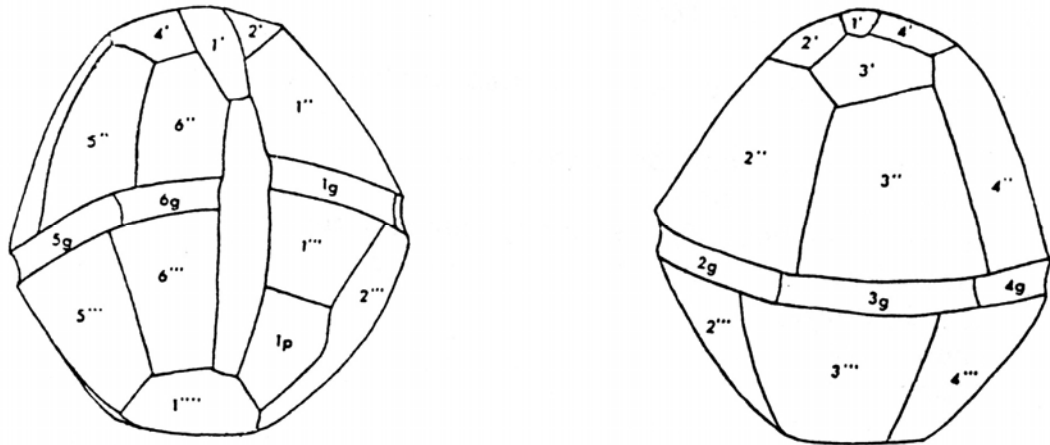
- Si le contact est moins étroit, il se formera des projections, destinées à soutenir le kyste dans la thèque, suivant les lignes de sutures ou à l'intérieur des plaques.

- Parfois, nous ne voyons pas de trace de tabulation.

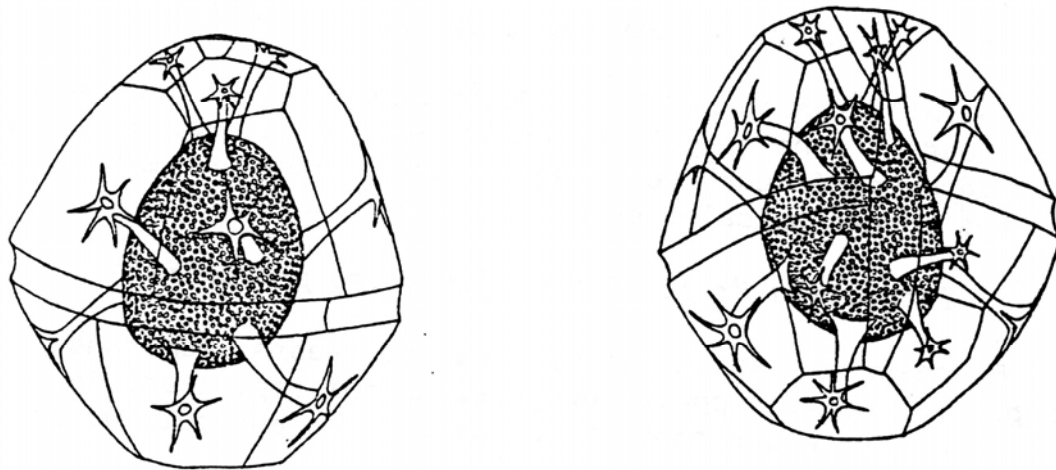
B- Critères de détermination

Ils sont basés sur les éléments morphologiques suivants :

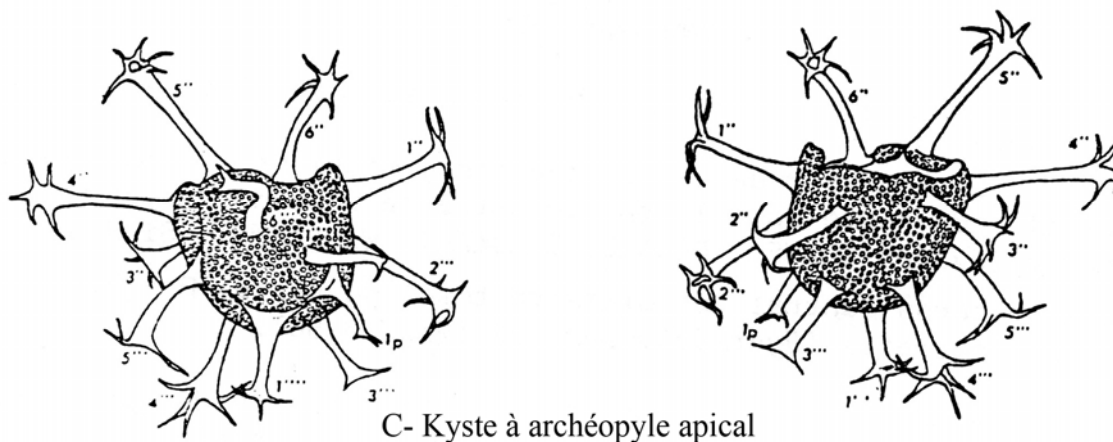
- contour (présence de cornes) et symétrie ;
- cingulum et sulcus ;
- paroi (couche, épaisseurs, décollement) ;
- caractères de surface (projections) ;



A- Tabulation probable de la forme motile



B- Mode de formation du kyste



C- Kyste à archéopyle apical

Fig. 11 - Schéma montrant la formation du kyste par condensation à partir de la forme motile (Extrait de SARJEANT, 1965, in CHÂTEAUNEUF & REYRE, 1974).

- tabulations ;
- archéopyle ;
- dimensions ;

Les variations intraspécifiques sont souvent importantes, surtout au niveau de la forme générale et de la taille. Les caractères les plus importants sont la nature des projections, leur répartition (tabulation), l'archéopyle et la paroi.

1- Forme générale, cingulum, sulcus, dimensions

La taille varie de 15 à 100µm en moyenne. La position des flagelles est marquée par la zone cingulaire et la zone du sulcus, qui délimitent une position antéro-postérieure ou dorso-ventrale, une zone apicale ou épithèque (avec ou sans cornes apicales ou antapicales). La symétrie est bilatérale.

2- Tabulation "reflétée" et forme des projections

Processus et septa sont des caractères propres au kyste, appelés projections qui rappellent la tabulation de la thèque. Leur position par rapport aux plaques ou aux sutures de plaques permet de les scinder en :

- Position tabulaires (intratabulaires et suturales) ou non tabulaires. La tabulation ainsi reconstituée est dite "reflétée" (Fig. 12).

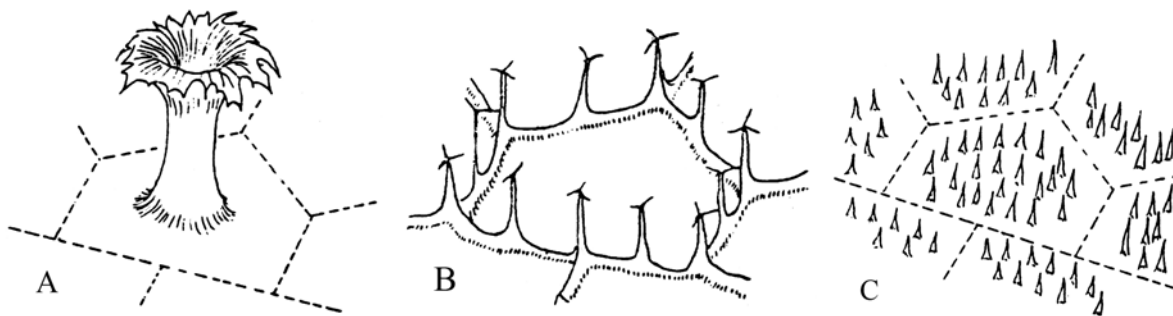


Fig. 12- Ornementation de surface ou projections, disposition et forme des processus chez les Peridiniens (in CHÂTEAUNEUF & REYRE, 1974).

A- Processus intratabulaire ; B- Processus tabulaire sutural ; C- Processus non tabulaire.

- La longueur de ces projections, considérée comme résultant du mode de formation du kyste dans la thèque est à la base d'un système de classification morphologique (DAVEY *et al.*, 1966). Si R est le rapport : diamètre du corps central sur diamètre total du kyste, $R > 0,8$: les kystes sont dits proximates.

- Les autres groupes sont basés sur la nature des projections : la présence de corps interne (Endocoele) permettant de les classer en cavates ou bicavates.

- La nature des projections peut servir de critère secondaire de détermination utilisant : la forme générale ou la forme de l'extrémité distale, la nature interne de la projection, basale ou distale.

3- L'archéopyle

C'est une ouverture formée par déhiscence (ouverture spontanée) du kyste au niveau de la suture, qui libère l'opercule. Celui-ci peut rester partiellement attaché au kyste.

L'archéopyle est un caractère important du point de vue phylogénétique, car il est en rapport avec la tabulation. Il est connu chez le kyste actuel et fossile. Il se voit facilement et est polygonal. Les critères de différenciation les plus importants sont :

- la morphologie qui est en relation avec le nombre et la forme des plaques sur le kyste ;
- la structure qui est en rapport avec le nombre de couches du kyste ;
- la position ; celle-ci est apicale, intercalaire, précingulaire, combinée ou quelconque.

4- Structure de la paroi

Elle est hyaline, fibreuse ou granuleuse. La majorité des kystes a une paroi à 2 couches (souvent accolées) mais il en existe à un, trois ou quatre couches. La terminologie employée (DAVEY *et al.*, 1966) est la suivante :

- blaste pour le corps entier ;
- phragme pour la paroi ;
- coele pour la cavité.

C- Glossaire des principaux termes morphologiques utilisés dans la description des dinokystes

- Acavate : Kyste dont le périphragme et l'endophragme sont accolés l'un à l'autre, ou accolés entre les bases des processus.

- Antapex : Aire située à l'extrémité postérieure de l'hypokyste.

- Antapical : Situé à l'antapex.

- Aperture : Ouverture, peut être employée comme synonyme d'archéopyle.
- Apex : Aire située à l'extrémité antérieure de l'épikyste.
- Apicale : Situé à l'apex.
- Appendice: Employé comme synonyme de processus.
- Archéopyle : Ouverture germinative des kystes de dinoflagellés.
- Archéopyle antapical : Archéopyle dont l'opercule comprend une ou plusieurs paraplaques antapicales.
- Bicavate : Qualifie un kyste possédant un péricoele apical et un péricoele antapical. Le périphragme et l'endophragme restent accolés dans la région cingulaire.
- Camocavate : Qualifie un kyste dont le périphragme et l'endophragme sont séparés dans la région non polaire. Le péricoele formé est nettement plus prononcé sur une face. Il peut n'être présent que sur une face.
- Cavate : Qualifie un kyste dont le périphragme et l'endophragme sont partiellement ou complètement séparés, délimitant un péricoele entre le périkyste et l'endokyste. Les kystes montrant un décollement du périphragme et de l'endophragme restreint à la base des processus ne sont pas considérés comme cavates.
- Chorate : kyste possédant des processus ou projections dont la longueur est supérieure à 30% du diamètre du corps central.
- Corps central : Terme utilisé pour désigner la partie du kyste supportant les processus.
- Corne apicale : C'est la bosse apicale (Fig. 13).
- Cingulum : C'est la ceinture d'un kyste (Fig. 13).
- Crêtes : C'est le sommet des septes.
- Ectophragme : Couche la plus externe d'un kyste ; elle est supportée par les processus émergents du périphragme ou de l'autophragme.
- Endoarchéopyle : Archéopyle de l'endokyste.

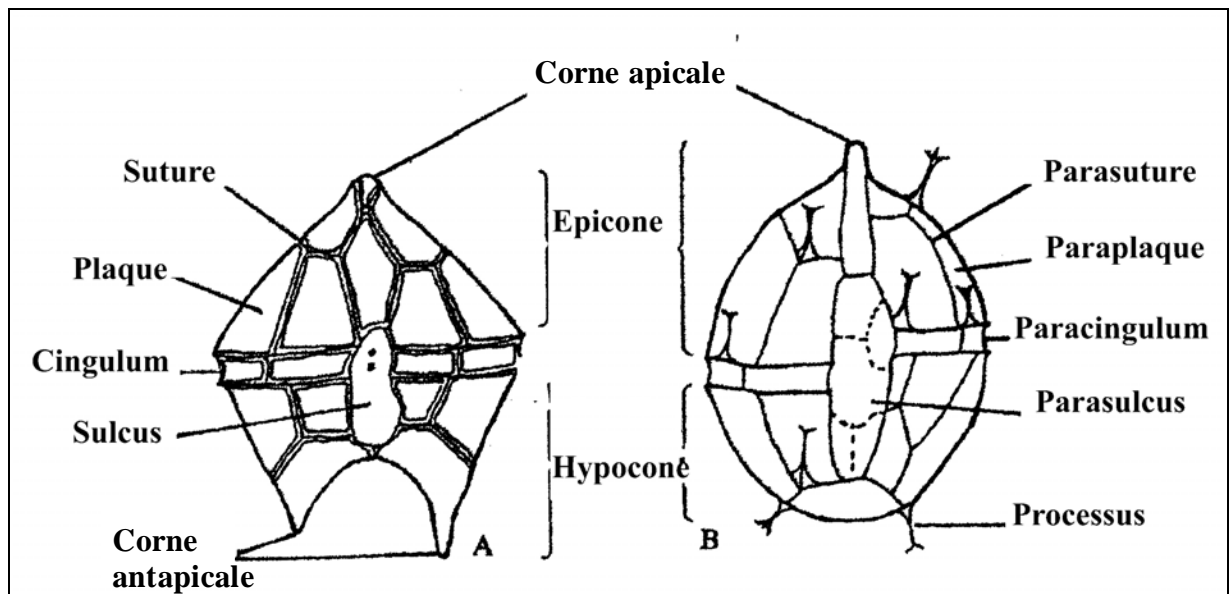


Fig. 13- Critères morphologiques de deux kystes.

- Endoblaste : Synonyme de corps interne.
- Endocoèle : Cavité délimitée par l'endophragme.
- Endokyste : Synonyme de corps interne.
- Endophragme : Couche la plus interne d'un kyste, délimitant l'endokyste.
- Epicavate : Qualifie un kyste dont le périphragme et l'endophragme sont séparés dans sa partie antérieure.
- Gonale : Situé au point d'intersection des parasutures.
- Hampe : Corps d'un processus.
- Intratabulé : Qualifie un kyste dont la paratabulation est exprimée par des processus ou une ornementation intratabulaires
- Monocavate : Qualifie un kyste dont le périphragme et l'endophragme sont totalement séparés.
- Opercule : Paraplaque ou groupe de paraplaques se détachant complètement ou partiellement du kyste lors de la formation de l'archéopyle.
- Opercule libre : Opercule sans connexion avec le kyste après la germination de celui-ci.

- Para : Préfixe utilisé pour désigner les éléments et structures d'un kyste par opposition à ceux de la forme végétative.

- Parasuture : Jonction entre deux paraplaques adjacentes d'un kyste (Fig. 13).

- Paratabulation : Arrangement des paraplaques formant un kyste.

- Paratabulation réfléchie : Tabulation ou paratabulation suggérée par diverses structures ou ornements sur la thèque ou sur le kyste d'un dinoflagellé (septes, épine, processus etc.).

- Parasulcus : C'est le sillon longitudinal du kyste (Fig. 13).

- Péri : Préfixe utilisé pour définir les éléments et structure du périkyste.

- Périphragme : La couche la plus extérieure du kyste, délimitant le périkyste.

- Précingulaire : La paraplaque du cingulum.

- Protrusion : C'est l'expansion apicale.

- Proximate : Qualifie un kyste sans ornementation ou avec une ornementation dont la hauteur ne dépasse pas 10% du diamètre du corps central.

- Proximochorate : Qualifie un kyste ornementé dont la hauteur des éléments ornementaux varie entre 10% et 30% du diamètre du corps central.

- Septe : Projection, plus ou moins membraneuse, à la surface d'un kyste. La crête d'un septe peut être diversement ornementée.

- Spiniférate : Qualifie un kyste portant des processus parasuturaires, reliés ou non proximement par des septes parasuturaires, ou distalement, le long de leur hampe, par des trabécules.

- Suturale : Se rapportant aux sutures, situées sur les sutures.

- Suture : Ligne de jonction entre deux plaques de la thèque d'un dinoflagellé cuirassé (Fig. 13).

- Trabécule : Connexion reliant les processus par leur extrémité distale ou le long de leur hampe.

III- ETUDES SYSTEMATIQUE

A- Méthodologie

L'inventaire des dinokystes est à la base de l'approche paléoécologique et paléoenvironnementale dans notre étude.

Cet inventaire a été établi grâce à l'utilisation d'un microscope photonique doté de deux oculaires (x10) et objectifs (x10 et x100). Cet outil a permis de procéder à une description des taxons rencontrés, en utilisant une nomenclature binominale (genre et espèce), suivie d'un renvoi à la planche et à la figure correspondantes, une synonymie et la répartition stratigraphique et paléobiogéographique de chaque espèce trouvée.

B- Classification

Les différents taxons de dinokystes ont été déterminés (au niveau du genre et/ou de l'espèce) en se référant à plusieurs ouvrages (STOVER & EVITT, 1978 ; JAN Du CHENE *et al.*, 1986 ; FENSOME *et al.*, 1993 ; HEAD, 1996 ; WILLIAMS *et al.*, 1998 ; ROCHON *et al.*, 1999).

L'analyse de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim a permis d'identifier deux (2) ordres, 3 (trois) familles, 12 (douze) genres et 23 (vingt-trois) espèces de dinokystes. Ceux-ci constituent tous des formes méditerranéennes.

Embranchement DINOFLAGELLATA (Bütschli, 1885) Fensome *et al.* 1993

Sous-embranchement DINOKARYOTA Fensome *et al.* 1993

Classe DINOPHYCEAE Pascher, 1914

Sous-classe PERIDINIPHYCIDAE Fensome *et al.* 1993

Ordre GONYAULACALES Taylor 1980

Sous-ordre GONYAULACINEAE (autonym)

Famille Gonyaulacaceae Lindemann 1928

Sous-famille Cribroperidiniodeae Fensome *et al.* 1993

Genre *Lingulodinium* Wall 1967 emend. Dodge 1989

Lingulodinium machaerophorum (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967

Genre *Operculodinium* Wall, 1967 emend. Matsuoka *et al.* 1997

Operculodinium centrocarpum sensu Wall & Dale 1966

Sous-famille Gonyaulacoideae (autonym)

Genre *Impagidinium* Stover & Evitt 1978

Impagidinium aculeatum (Wall, 1967) Lentin & Williams 1981 (p. 153)

Impagidinium patulum (Wall, 1967) Stover & Evitt 1978 (p. 166)

Impagidinium sphaericum (Wall, 1967) Lentin & Williams 1981 (p. 154)

Genre *Nematosphaeropsis* Deflandre & Cookson 1955 emend. Wrenn 1988

Nematosphaeropsis labyrinthus (Ostenfeld 1903) Reid 1974

Genre *Polysphaeridium* Davey & Williams.1966 emend. Bujak *et al.* 1980

Polysphaeridium zoharyi(Rossignol 1962) Bujak *et al.* 1980

Genre *Spiniferites* Mantell, 1850 emend. Sarjeant 1970

Spiniferites bentorii (Rossignol 1964) Wall & Dall 1970

Spiniferites bulloideus (Deflandre & Cookson 1955) Sarjeant 1970

Spiniferites hyperacanthus (Deflandre & Cookson 1955) Cookson & Eisenack 1974

Spiniferites membranaceus (Rossignol 1964) Sarjeant 1970

Spiniferites mirabilis (Rossignol 1964) Sarjeant 1970

Spiniferites ramosus (Ehrenberg 1838) Mantell 1854

Spiniferites cf. rubinus (Rossignol 1964) Sarjeant 1970

Spiniferites cf. falcipediis Warny & Wrenn 1997

Genre *Achomosphaera* Evitt 1963

Achomosphaera andalouisiensis (Jan du Chêne 1977) Jan du Chêne & Londeix 1988

Achomosphaera ramulifera (Deflandre 1937) Evitt 1963. Matsuoka 1983

Genre *Hystrickokolpoma* Klump 1953

Hystrickokolpoma sp.

Genre *Melitasphaerdium* Harland & Hill 1979

Melitasphaerdium sp.

Ordre PERIDINIALES Haeckel 1894

Sous-ordre PERIDININEAE (autonym)

Famille Peridiniaceae Ehrenberg 1831

Sous-famille Cribroperidiniodeae Fensome *et al.* 1993

Genre *Pentapharsodinium* Indelicato & Loeblich III 1986 emend. Montresor *et al.* 1993

Pentapharsodinium dalei Indelicato & Loeblich III 1986

Famille Congruentidiaceae Schiller 1935

Genre *Xandarodinium* Reid 1977

Xandarodinium xanthum Reid 1977

Genre *Selenopemphix* Benedek 1972 emend. Head 1993

Selenopemphix sp.

C- Description des espèces

Ordre GONYAULACALES Taylor, 1980

Sous ordre GONYAULACINEAE (autonym)

Famille Gonyaulacaceae Lindemann 1928

Sous Famille Cribroperidiniodeae Fensome *et al.*, 1993a

Genre *Lingulodinium* Wall 1967 emend. Dodge 1989

Lingulodinium machaerophorum (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967

(Pl. II, fig. 1 et 2)

1955 - *Hystrichosphaeridium machaerophorum* Deflandre & Cookson.

1967 - *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson 1955); Wall.

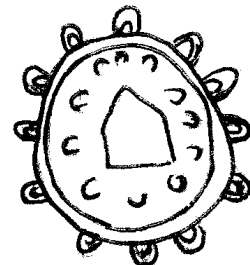
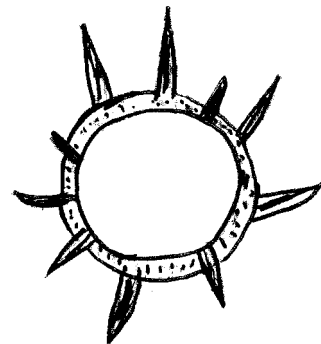
1968 - *Baltisphaeridium machaerophorum* (Deflandre & Cookson 1955); Gruas-Gavagnetto.

1968 - *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson 1955) ; De Coninck.

Description : C'est un kyste chorate, de forme sphérique. La paroi de la surface est nettement granulée avec des processus creux, non tabulés et à extrémité fermée. L'endophragme est plus épais que le périphragme. Les processus apparaissent d'une base circulaire en forme de point lorsqu'ils sont longs et aplatis et en forme de boules lorsqu'ils sont courts.

Les processus ont généralement une surface lisse et de petites épines dans la partie distale. L'archéopyle est précingulaire.

Répartition stratigraphique : Paléocène moyen (EDWARDS *et al.*, 1984).



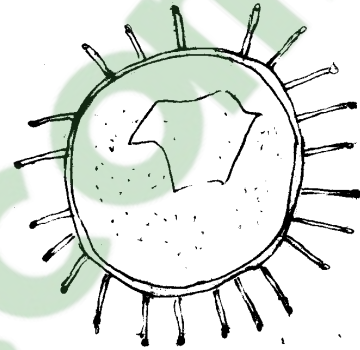
Genre *Operculodinium* Wall 1967 emend. Matsuoka *et al.* 1997

***Operculodinium centrocarpum* sensu Wall & Dale 1966**
(Pl. II, fig. 3)

1955 - *Baltisphaeridium centrocarpum* auct Deflandre & Cookson.

1966 - *Operculodinium centrocarpum* Wall & Dale.

Description: C'est un kyste chorate avec un corps sphérique et un nombre faible de processus dont la distribution de tabulation n'est pas clairement reflétée. Le corps central est mince (moins que 1,0 µm). La surface est parsemée de granules ou de columelles, souvent délicates et légèrement visibles, avec des connections fibrilles et parfois perceptibles.



Les processus sont creux, circulaires avec une ouverture dans l'extrémité. Ils ont une surface lisse et peuvent être élargis légèrement dans leur base, et expansés au bout. L'archéopyle a un angle arrondi. Il est formé par la perte d'une seule précingulaire, de type plaque 3''. Quelques rares espèces du *Operculodinium centrocarpum* ont des processus courts.

Répartition stratigraphique : cette espèce est commune dans les sédiments quaternaires (MATSUOKA *et al.*, 1997).

Sous famille Gonyaulacoideae (autonym)

Genre *Impagidinium* Stover & Evitt 1978

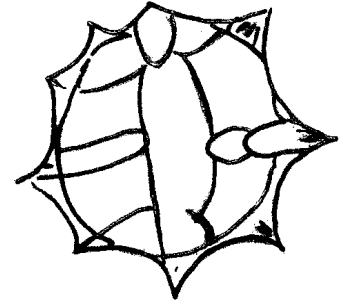
***Impagidinium aculeatum* (Wall 1967) Lentin & Williams 1981 (p. 153)**

(Pl. II, fig. 4)

1967 - *Leptodinium aculeatum* Wall.

1981- *Impagidinium aculeatum* (Wall 1967) Lentin & Williams.

Description: C'est un petit kyste proximate, de forme ovoïde avec une petite protrusion apicale. La surface de la paroi est finement granuleuse. La paratabulation est complètement exprimée par des septes parasuturales sauf au niveau de l'aire sulcale. Les crêtes des septes parasuturales sont très déprimées et le centre parasulcus n'est pas subdivisé.



L'archéopyle est précingulaire, de type plaque 3'' ; l'opercule est libre.

Répartition stratigraphique: Elle est connue dans l'Oligocène exactement dans la mer de Norvège (Manum *et al.*, 1989) et en Italie (Brinkhuis *et al.*, 1992).

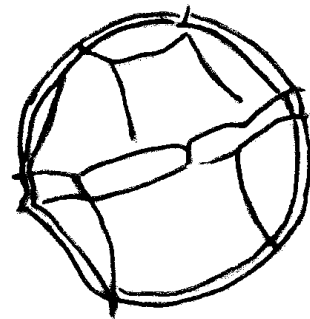
Impagidinium patulum (Wall 1967) Stover & Evitt 1978 (p.166)

(P II, fig. 5)

1967- *Leptodinium patulum* Wall.

1978 - *Impagidinium patulum* (Wall 1967) Stover & Evitt.

Description: C'est un kyste proximate assez large et de forme ovoïde. La surface de la paroi est finement granuleuse. La paratabulation est incomplètement exprimée dans les aires précingulaires. Nous notons l'absence de septes parasuturales entre la paraplaque et le parasulcus. La taille des crêtes est constante dans toute la surface du kyste. L'archéopyle est précingulaire, de type plaque 3'' ; l'opercule est libre.



Répartition stratigraphique: Cette espèce est connue dans le Miocène moyen de dans la mer de Norvège (MANUM *et al.*, 1989) et au Miocène moyen dans le Golf du Mexique (HEAD *et al.*, 1989c) et dans la plate-forme de New Jersey (De VERTEUIL, 1996).

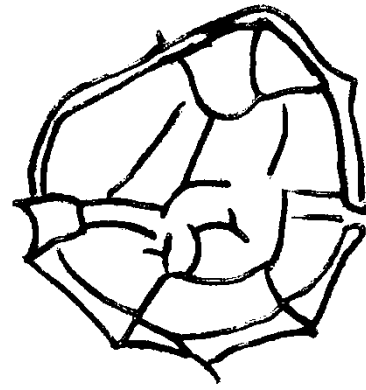
Impagidinium sphaericum (Wall 1967) Lentin & Williams 1981 (p. 154)

(Pl. II, fig. 6)

1967 - *Leptodinium sphaericum* Wall.

1981 - *Impagidinium sphaericum* (Wall 1967) Lentin & Williams.

Description: C'est un kyste proximate de forme sphérique à polyédrique, avec une petite bosse apicale. La surface de la paroi est finement granuleuse. La paratabulation est complètement exprimée par des septes parasuturales bas, sauf au niveau de l'aire sulcale. Les crêtes des septes parasuturales ne sont pas déprimées et le centre parasulcus est entièrement trabéculé. L'archéopyle est précingulaire, de type plaque 3'' ; l'opercule est libre.



Répartition stratigraphique: Cette espèce est connue dans le Miocène supérieur, exactement dans la mer de Norvège (MUDIE, 1989).

Genre *Nematosphaeropsis* Deflandre et Cookson 1955 emend. Wrenn 1988

Nematosphaeropsis labyrinthus (Ostenfeld 1903) Reid 1974

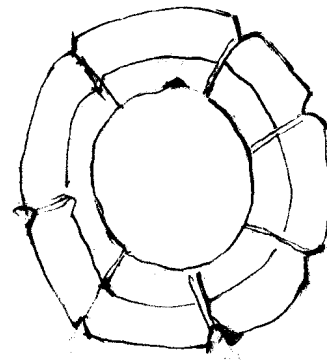
(Pl. II, fig. 7)

1903 - *Pterosperma labyrinthus* Ostenfeld.

1955 - *Nematosphaeropsis balcombiana* Deflander & Cookson.

1974 - *Nematosphaeropsis labyrinthus* (Ostenfeld 1903) Reid.

Description: c'est un kyste chorate trabéculé, de forme ovoïde, avec parfois une mince portrusion apicale. Les processus sont reliés distalement par un trabécule. La surface du corps centrale et les processus sont lisses. Il y a des processus gonaux fins et creux avec une extrémité distale de type trifurqué et secondement de type bifurqué dans le périphragme.



L'extrémité bifurquée est toujours connectée au processus adjacent par des trabécules parallèles. Ces trabécules reproduisent les parasutures en reliant les processus par leurs bases. L'archéopyle est précingulaire, de type plaque 3''.

Répartition stratigraphique: Cette espèce est provisoirement attribuée à l'Oligocène inférieur dans la Mer du Labrador (comme *N. lamniscata*, in HEAD & NORRIS, 1989).

Genre *Polysphaeridium* Davey & Williams 1966 emend. Bujak *et al.*, 1980

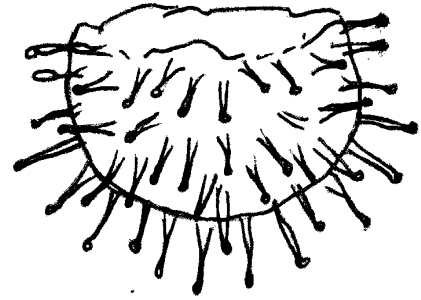
Polysphaeridium zoharyi (Rossignol 1962) Bujak *et al.*, 1980

(Pl. II, fig. 8)

1962 - *Hystrichosphaeridium zoharyi* Rossignol.

1963 - *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak *et al.*, 1980.

Description: c'est un kyste proximochorate, de forme ovoïde. La surface du corps centrale varie de lisse à faiblement microgrenue. Les processus sont relativement longs, creux et à extrémité ouverte. Ils peuvent être fusionnés à leur base ou distalement bifurqué. L'archéopyle est à plaque épithéciale.



Répartition stratigraphique: *Polysphaeridium zoharyi* est connue en subsurface dans le Pléistocène inférieur d'Israël (ROSSIGNOL, 1962, 1964).

Genre *Spiniferites* Mantell, 1850 emend. Sarjeant, 1970

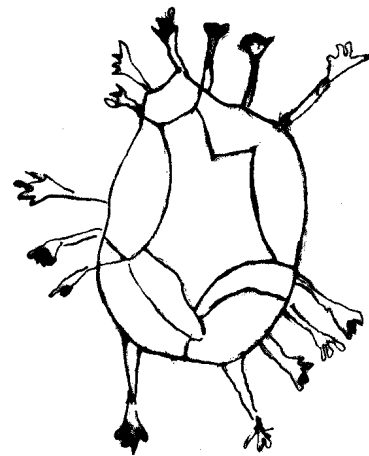
Spiniferites bentorii (Rossignol 1964) Wall & Dall 1970

(Pl. III, fig. 1)

1964 - *Hystrichosphaera bentorii* Rossignol.

1970 - *Spiniferites bentorii* (Rossignol 1964) Wall & Dall.

Description: C'est un kyste proximochorate de forme ovoïde avec une protrusion (bosse apicale) prononcée. La paroi de la surface est grossièrement granuleuse. Les processus sont goniaux, occasionnellement intergoniaux et même fenestrés. Ils y apparaissent aussi autour du cingulum. Les processus peuvent être coniques, en pointe de base arrondie, droits, plus larges en haut, à extrémité distale digitée et fermée.



Les processus sont presque nodulaires et généralement courts et épais (HARLAND, 1977). Les septes parasuturaires sont à crête basse. L'archéopyle est formé par la perte de la plaque 3''.

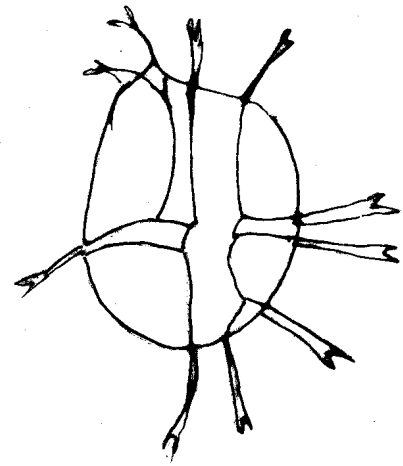
Répartition stratigraphique: Cette espèce est connue dans le Miocène supérieur de la Mer de Norvège (MUDIE, 1989 ; MANUM *et al.*, 1989).

Spiniferites bulloideus (Deflandre et Cookson 1955) Sarjeant 1970
(Pl. III, fig. 2)

1955 - *Hystrichosphaera bulloidea* Deflandre & Cookson.

1970 - *Spiniferites bulloideus* (Deflandre & Cookson 1955) Sarjeant.

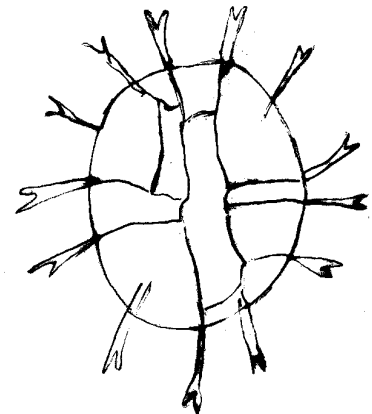
Description: C'est un kyste proximochorate, de forme ovoïde, de petite taille, sans protrusion apicale. La paroi de la surface intérieure et extérieure est lisse. Les processus sont exclusivement gonaux, longs et creux. Ils ont une extrémité distale bifurquée. La paratabulation est exprimée par les septes parasuturaires bas pouvant être joints distalement par des processus gonaux.



Les processus se développent parfois comme un fil entre deux paraplaques proches de leur extrémité. L'archéopyle est précingulaire de type plaque 3'' ; l'opercule est libre.

Spiniferites hyperacanthus (Deflandre & Cookson 1955) Cookson & Eisenack 1974
(Pl. III, fig. 3)

Description: C'est un kyste proximochorate de forme légèrement ovoïde à sphérique. La surface de la paroi est microgrenue. Les processus sont gonaux et intergonaux et ont une extrémité distale de type furquée, recourbée à bifurquée. Les septes parasuturaires sont principalement à crête basse ou absente et à peine visible dans l'aire antapicale. L'archéopyle est précingulaire de type plaque 3'' ; l'opercule est libre



Répartition stratigraphique: Cette espèce est décrite dans le Miocène de l'Australie (DEFLANDRE & COOKSON, 1955) et se trouve plus bas que l'Oligocène en Norvège puisqu'elle est connue dans le Crétacé (MANUM *et al.*, 1989).

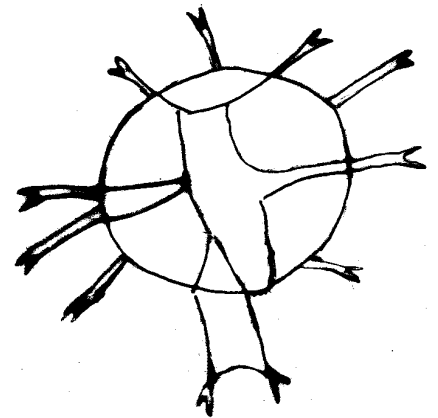
Spiniferites membranaceus (Rossignol 1964) Sarjeant 1970

(Pl. III, fig. 4)

1964 - *Hytrichosphaera membranacea* Rossignol.

1970 - *Spiniferites membranaceus* (Rossignol 1964) Sarjeant.

Description: C'est un kyste proximochorate, de forme légèrement sphérique à ovoïde, sans bosse apicale. La paroi de la surface extérieure est microgrenue. Le corps central est lisse. Les processus sont gonaux et occasionnellement intergonaux. Ils ont une extrémité distale de type bifurquée à recourbée. La tabulation typique de cette espèce possède une membrane bien développée, surtout dans la région cingulaire et polaire. L'archéopyle est précingulaire de type plaque 3'' ; l'opercule est libre.



Répartition stratigraphique: *Spiniferites membranaceus* est connue dans le Miocène inférieur du Golf du Mexique (HEAD *et al.*, 1989c) et de la plaine abyssale ibérique (Mc CARTHY & MUDIE, 1996) ainsi que dans le Pléistocène de la Méditerranée orientale.

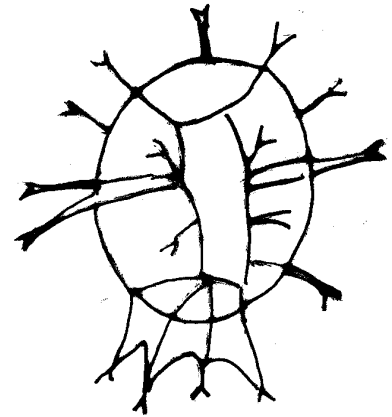
Spiniferites mirabilis (Rossignol 1964) Sarjeant 1970

(Pl. III, fig. 5)

1964 - *Hytrichosphaera mirabilis* Rossignol.

1970 - *Spiniferites mirabilis* (Rossignol 1964) Sarjeant.

Description: C'est un kyste proximochorate, de forme ovale, légèrement allongé et circulaire en vue polaire. La paroi de la surface extérieure est microgrenue. Les processus sont gonaux et intergonaux, longs et creux et ont une extrémité distale bifurquée. Les septes parasuturaires sont à crête basse ou parfois absente sauf dans l'aire antapicale où ils sont ornés de processus qui se croisent avec un impressionnant grand voile. L'archéopyle est précingulaire de type plaque 3'' ; l'opercule est libre.



Répartition stratigraphique: Cette forme est connue dans l'Oligocène inférieur de la Mer de Norvège (POULSEN *et al.*, 1996) et dans l'Oligocène supérieur du NW de l'Italie (POWELL, 1986a).

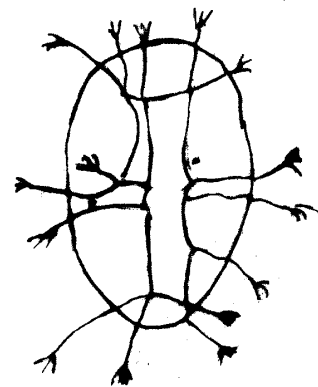
Spiniferites ramosus (Ehrenberg, 1838) Mantell 1854

(Pl. III, fig. 6)

1838 - *Xanthidium ramosum* Ehrenberg.

1854 - *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg 1838) Mantell.

Description: Il s'agit d'un kyste proximochorate, de forme ovale à subsphérique, sans protrusion apicale. La paroi de la surface intérieure et extérieure est lisse. Les processus sont exclusivement gonaux, longs et creux et ont une extrémité distale trifurquée. La paratabulation est exprimée par les septes parasuturaires bas pouvant être joints distalement par des processus gonaux.



Les processus gonaux se développent occasionnellement entre deux paraplaques proches de l'extrémité du processus. L'archéopyle est précingulaire de type plaque 3'' ; l'opercule est libre.

Répartition stratigraphique: Cette espèce est connue dans le Crétacé supérieur d'Allemagne (MUDIE, 1989 ; MANUM *et al.*, 1989).

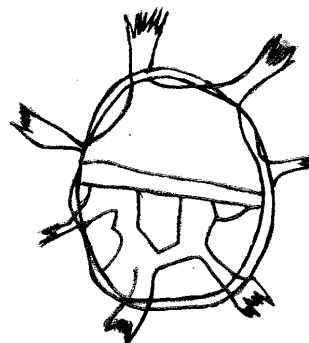
Spiniferites cf. rubinus (Rossignol 1964) Sarjeant 1970

(Pl. III, fig. 7)

1964 - *Hystrichosphaera rubinus* Rossignol.

1970 - *Spiniferites rubinus* (Rossignol 1964) Sarjeant.

Description: C'est un kyste spiniférate, avec un corps de forme ovale à sphériques. La surface du tectum est mince et la surface de la paroi est finement grenue. Les septes parasuturales bas sont parfois lisses ou irrégulièrement denticulés.

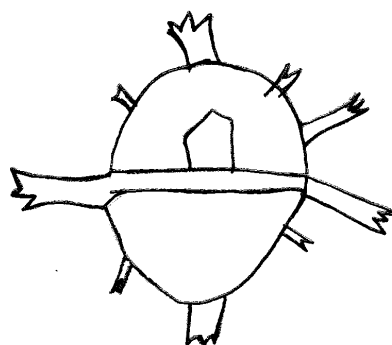


Répartition stratigraphique: C'est une espèce connue dans le Miocène inférieur à moyen du NW de l'Italie (POWEL, 1986b), dans le Miocène supérieur à Pléistocène supérieur basal de la Baie de Biscay (HARLAND, 1979) et dans le Quaternaire méditerranéen (ROSSIGOL, 1964, *in* HEAD, 1996).

Spiniferites cf. falcipedi Warny & Wrenn 1997

(Pl. III, fig. 8)

Description: C'est un kyste proximochorate, avec un corps sphériques légèrement allongé. Il est caractérisé par deux grands creux et longs processus antapicaux gonaux, articulés par une membrane suturocavate. D'autres processus plus petits peuvent résulter de la membrane suturocavate reliant ainsi les deux grands processus antapicaux.



Tous les processus sont creux, avec une extrémité distale fermée et trifurquée, mais ceux qui bordent le parasulcus et le préapical sont beaucoup plus minces et peuvent être à extrémité bifurquée distalement. L'archéopyle est précingulaire de type plaque 3''.

Répartition stratigraphique: Cette espèce est rangée dans le Miocène et Pliocène de la Méditerranée, notamment dans la région de Bou Regreg, dans le corridor marocain (WARNY & WRENN, 1997).

Genre *Achomosphaera* Evitt 1963

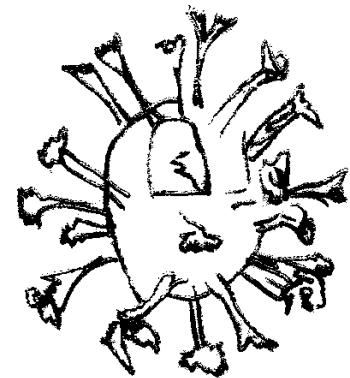
Achomosphaera andalusiensis (Jan du Chêne 1977) Jan du Chêne & Londeix 1988

(Pl. IV, fig. 1)

1977 - *Spinifirites andalusiensis* Jan du Chêne.

1988 - *Achomosphaera andalusiensis* (Jan du Chêne 1977) Jan du Chêne & Londeix.

Description: C'est un kyste spiniférate, avec un corps ovale. Les processus sont pleins. La surface de l'endokyste est lisse et celle du périkyste est lisse à presque lisse. Les processus sont le plus souvent à extrémité trifurquée, à base fenestrée à perforée. Les processus ont de petites perforations, circulaires, ovales ou elliptiques. Leur hampe est généralement circulaire à la base de la structure. La paratabulation n'est indiquée que par une seule plaque archéopyle précingulaire.



Répartition stratigraphique: *Achomosphaera Andalusiensis* est rangée dans le Miocène moyen de la région méditerranéenne (POWELL, 1986b ; ZEVENBOON, 1995) et le Quaternaire ancien de la Mer du Nord (HARLAND, 1988a, 1988b).

Achomosphaera ramulifera (Deflandre 1937) Evitt 1963. Matsuoka 1983

(Pl. IV, fig. 2)

1937 - *Hystriosphæridium ramuliferum* Deflandre.

1963 - *Achomosphaera ramulifera* (Deflandre 1937) Evitt.

1983 - *Achomosphaera ramulifera* Matsuoka.

Description: C'est un kyste spiniférate, avec un corps ovale ; la paroi inférieure a une épaisseur d'environ 0,5 µm, entre les processus et les deux couches, l'endokyste et le périkyste. Ces couches sont pleines et de même épaisseur et de fermeture accolée entre les processus. Il y a à noter l'absence de trabécule entre les processus. La surface du périkyste est lisse, presque finement granulée sous LP. La surface de l'endokyste apparaît lisse.



Les processus sont creux, distalement ouverts et évasés, avec des extrémités distales essentiellement trifurquées et largement fourchues. Un grand péricole singulier est toujours développé à l'antapex et peu de petits péricoles se développent méridionalement et au niveau du sulcus. L'archéopyle est précingulaire de type plaques 3''; l'opercule est libre.

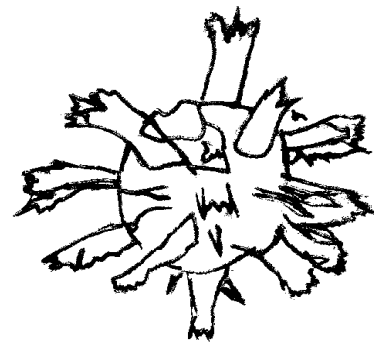
Répartition stratigraphique: Cette espèce est généralement utilisée comme dernière apparition à la fin du Pliocène mais elle est rarement présente, ou bien représentant le Pléistocène inférieur dans l'Atlantique Nord (MUDIE, 1987, 1989 ; De VERNAL & MUDIE, 1989).

Genre *Hystrickokolpoma* Klump 1953

***Hystrickokolpoma* sp.**

(Pl. IV, fig. 3)

Description: C'est un kyste chorate avec un corps central granuleux, finement lisse, et de nombreux processus intratabulaires creux et à extrémités distales fermées. Certains processus montrent parfois une extrémité distale ramifiée. L'archéopyle apparaît à l'aire apicale de type TA. La paratabulation est indiquée par les processus, avec un processus par paraplaque. Quelques processus minces semblent indiquer le parasulcus.

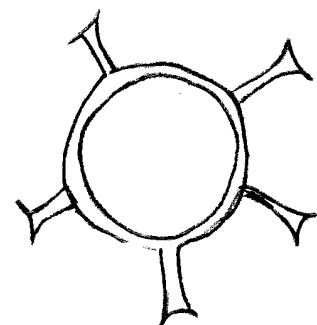


Genre *Melitasphaerdium* Harland & Hill 1979

***Melitasphaerdium* sp.**

(Pl. IV, fig. 4)

Description: C'est un kyste proximochorate, de forme ovale. La surface de la paroi est grenue et les processus sont minces et creux. Ils sont de forme tronconique à extrémité distale bifurquée.



Ordre PERIDINIALES Haeckel 1894

Sous ordre PERIDININEAE (autonym)

Famille Peridiniaceae Ehrenberg, 1831

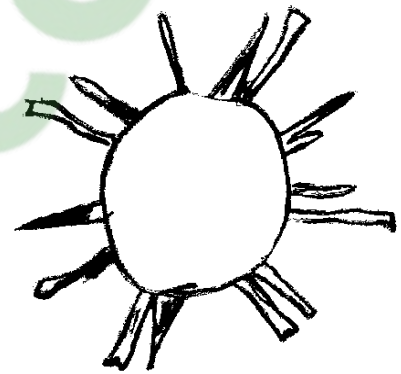
Sous-famille Calciodinelloideae Fensome *et al.* 1993a

Genre *Pentapharsodinium* Indelicato & Loeblich III 1986 emend. Montresor *et al.* 1993

Pentapharsodinium dalei Indelicato & Loeblich III 1986

(Pl. IV, fig. 5)

Description: C'est un petit kyste incolore, avec un corps sphérique et des processus pleins, branchus ou non. Les deux types existent généralement dans le même spécimen. Les processus peuvent être branchus au niveau de leurs longueurs et sont souvent branchus à leurs bouts et proximalelement élargis.



Les processus larges et plus minces peuvent être rencontrés sur un seul kyste. Le corps central est fin (moins que 0,5 μm) et a une surface lisse. L'excystement consiste en une simple division du mur. Il n'y a pas d'indication de la paratabulation.

Répartition stratigraphique: Cette espèce est rencontrée dans le Pléistocène de la Mer du Labrador (De VERNAL *et al.*, 1992). *Pentapharsodinium dalei* est enregistrée au Pliocène supérieur dans l'Océan Arctique (MATTHIESSEN & BRENNER, 1996).

Famille: Congruentidiaceae Schiller 1935

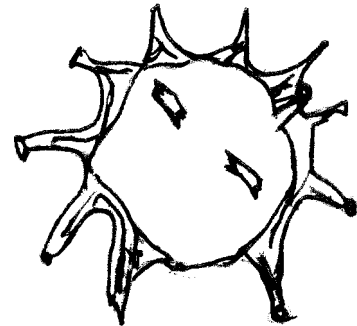
Sous-famille Congruentidioideae (Autonym)

Genre *Xandarodinium* Reid 1977

Xandarodinium xanthum Reid 1977

(Pl. IV, fig. 6)

Description: Le kyste ovoïdal a un mur fin avec une surface lisse. Les processus sont de distribution intratabulaire et sont à expansion membraneuse simple, circulaire ou complexe se terminant par des épines à pointes pleines simples ou multifurquées. Notons la présence d'une corne apicale et de deux autres antapicales distinctes. L'archéopyle est formé par la perte d'une seule plaque intercalaire.



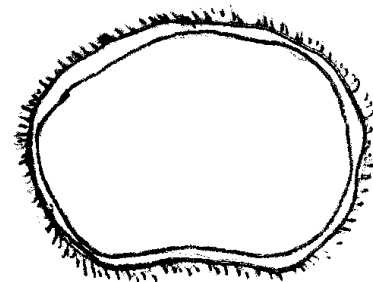
Répartition stratigraphique: Cette espèce est connue dans le Pléistocène inférieur de la Mer de Norvège (De VERNAL *et al.*, 1992). Les spécimens de *Xandarodinium xanthum* du Miocène supérieur de la Mer du Labrador (HEAD *et al.*, 1989) sont similaires mais non identiques aux *Xandarodinium xanthum*. Ce morphotype est enregistré comme *Xandarodinium xanthum sensu* HEAD *et al.* (1989b) du Miocène moyen et supérieur de la plate-forme orientale des Etats Unis (De VERTEUIL, 1996).

Genre *Selenopemphix* Benedek 1972 emend. Head 1993

Selenopemphix sp.

(Pl. IV, fig. 7)

Description: C'est un kyste à pôle comprimé, avec une protrusion apicale centrale localisée. Le mur est constitué par une couche unique et lisse. Les marges du précingulum se prolongent à l'intérieur des septes parasuturales lobés qui sont en crêtes serrées à droites et courbées aux extrémités. Les lobes des crêtes du paracingulum (au nombre de 11 ? au total) représentent probablement les paraplaques pré- et post-cingulum.



IV- CONCLUSION

L'étude palynologique des dinokystes dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim a permis de mettre en évidence, pour la première fois dans cette partie du bassin du Bas Chélif, la description de trois familles de dinokystes, réparties en 12 genres et 23 espèces. Cependant, il y a lieu de signaler que la première apparition de ces protistes commence à partir du membre 2 de la formation marneuse (dès l'échantillon T8 – cf. chap. 2)

Par ailleurs, les dinokystes marins déterminés dans notre coupe à partir de l'échantillon T8, jusqu'au T19, c'est-à-dire dans l'intervalle correspondant au membre 2 (Marnes blanchâtres ou faciès Trubi - Fig. 14) de la formation marneuse, constituent un assemblage qui montre une grande similitude avec celui défini par POPESCU *et al.* (2007) en Maccarone (Marche, Italie), dans la formation à Colombacii et la partie sommitale de la formation Di Tetto. Cet assemblage est caractérisé par les taxons marins euryhalins (*Impagidinium aculeatum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Operculodinium centrocarpum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites bulloideus*, *S. ramosus*, *Pentapharsodinium dalei*) associés à d'autres taxons marins sténohalins (*Impagidinium patulum*, *S. mirabilis*, *S. membranaceus*, *S. hyperacanthus*, *S. Bentorii*, *S. cf. falcipediis*, *Achomosphaera andalousiensis*). D'après POPESCU *et al.* (2007), cet assemblage est attribué au Zancléen. Ce résultat confirme ainsi l'étude biostratigraphique réalisée à partir des foraminifères (ATIF, 2001) et des nannofossiles obtenus dans cette coupe.

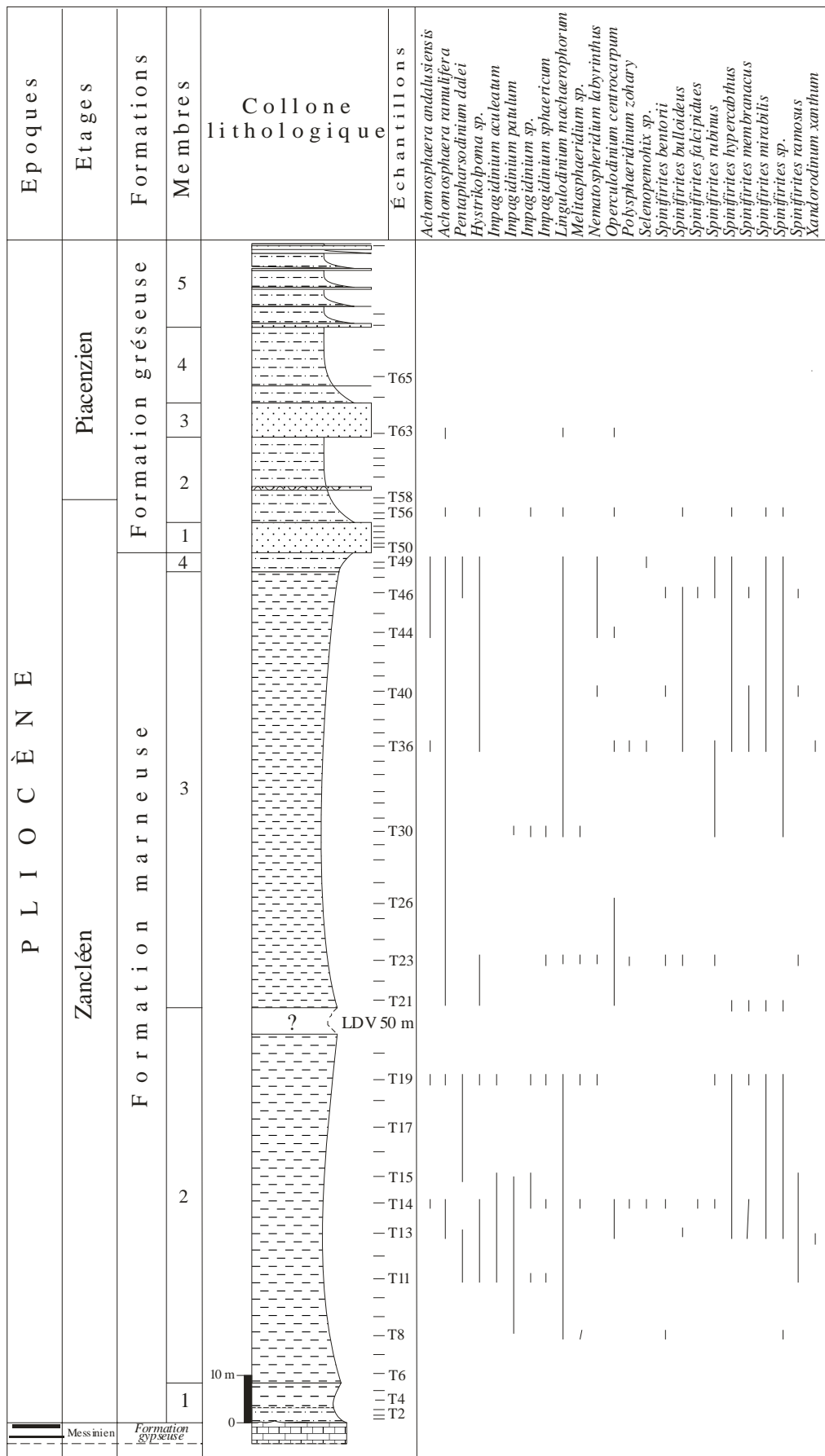


Fig. 14 - Répartition verticale des assemblages de dinokystes de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.

CHAPITRE IV :
PALEOECOLOGIE &
PALEOENVIRONNEMENTS

INTRODUCTION

23 espèces de dinokystes ont été déterminées pour la première fois dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim (Bassin du Bas Chéelif). Ces dinokystes sont, en grande majorité, identiques aux formes actuelles.

Ces espèces ont été comptées au microscope optique polarisant. Le comptage s'effectue suivant des traversées horizontales en balayant la lame jusqu'à ce que le nombre total de 200 individus soit atteint, notamment pour les lames où le nombre de dinokystes est important.

En générale, l'état de conservation des dinoflagellés est bon ; des kystes entiers ont été observés.

Les conditions abiotiques, tels que l'habitat et les caractères physico-chimiques des eaux influent sur la distribution des espèces de dinokystes et, par conséquent, sur leurs assemblages (De VERNAL *et al.*, 1994).

Pour mieux cerner le potentiel indicateur des dinokystes, une approche paléoenvironnementale a été adoptée dans ce travail. Elle vise d'abord à déterminer les préférences écologiques des différentes espèces inventoriées et, ensuite, à analyser ces mêmes espèces à travers des indices qui reflètent les variations de certains paramètres, comme l'éloignement de la côte (distalité), la température moyenne des eaux de surface et, enfin, la salinité.

L'analyse des données présentées sous forme de courbes ou de diagrammes permet de retracer l'évolution paléocéologique de certains dinokystes les plus caractéristiques et les plus significatifs et d'apprécier le degré d'évolution spatiotemporelle de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.

I- CARACTERISTIQUES BIOTIQUES ET ABIOTIQUES DES DINOKYSTES

Les assemblages de dinokystes dans les sédiments sont fortement liés aux conditions biotiques et abiotiques de la colonne d'eau. Leurs distributions dépendent des conditions des eaux de surface, telles que la salinité, la température, la durée du couvert de glace et la productivité primaire (De VERNAL *et al.*, 1997, 2001, 2005 ; ROCHAN *et al.*, 1999 ; RADI & De VERNAL, 2008). Dans ce sens, les dinoflagellés sont des témoins du passé grâce à leurs kystes composés de matière organique très résistante, permettant leur bonne préservation dans les sédiments marins.

La majorité des dinoflagellés (90%) sont des planctons marins. Ils se sont adaptés à l'environnement pélagique comme libre-flottant dans la colonne d'eau ainsi qu'à l'habitat benthique, de l'Arctique aux mers tropicales, de l'eau douce aux estuaires et aux eaux hypersalines.

En milieu côtier, les dinoflagellés sont classés selon leur mode de vie en espèces autotrophes, hétérotrophes et mixotrophes (TAYLOR & POLLINGHER, 1987 ; GAINES & ELBRACHTER, 1987). La présence des différentes espèces dans les milieux marins est déterminée par leur mode de nutrition : la disponibilité en nutriments et la pénétration de la lumière dans la colonne d'eau sont caractéristiques du milieu vital à la croissance des espèces phototrophes, alors que les hétérotrophes dépendent principalement de la présence d'autres micro-organismes qui constituent leurs proies.

A partir de leur autoécologie, les taxons identifiés sont réunis en fonction de leur mode de nutrition (espèces autotrophes et espèces hétérotrophes), de leur mode de vie (assemblage de dinokystes néritiques et de dinokystes océaniques), de leur paléosalinité (espèces sténohalines et espèces euryhalines) et de leur affinité vis-à-vis de la température (espèces d'eaux chaudes appartenant au complexe subtropical à tropical et espèces d'eaux froides appartenant au complexe boréal).

II - ANALYSE PALEOECOLOGIQUE

A- Biodiversité (Fig. 15)

La fréquence en pourcentage des dinokystes le long de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim est illustrée sous forme d'un diagramme détaillé. Les pourcentages sont calculés sur leur total pour chaque échantillon. Les dinokystes sont plus au moins diversifiés et bien conservés dans la plupart des échantillons. Sur les 25 prélevés, le total des dinokystes étudiés varie entre 28 à 91 individus, à l'exception de deux niveaux, T14 et T23, où nous notons un nombre élevé, dépassant les 200 individus. Il est à signaler que certains niveaux (T8, T11, T21, T26, T30 et T63) sont très pauvres et n'atteignent guère les 18 individus. D'autres échantillons sont stériles (T2, T6, T50, T58 et T65).

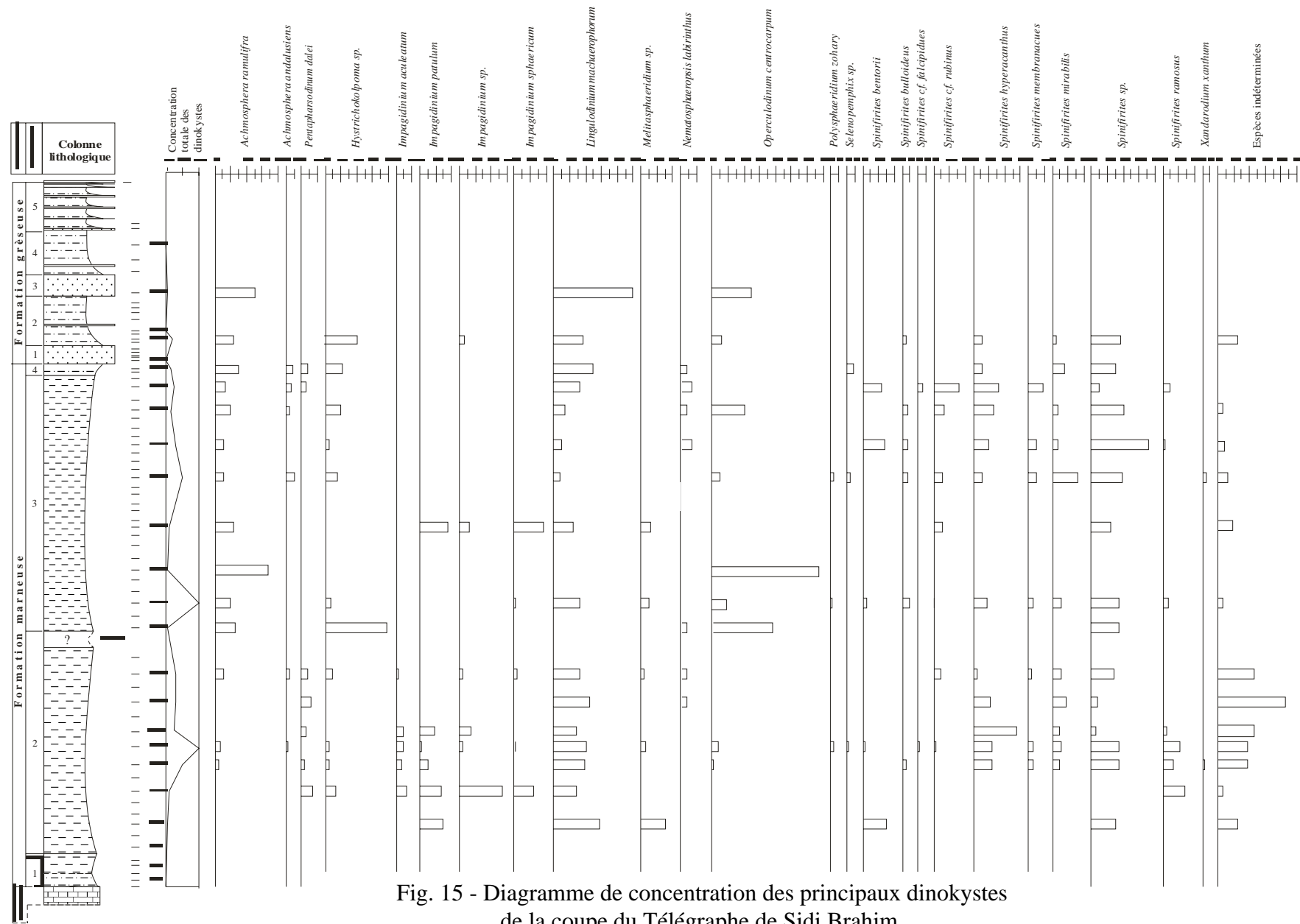


Fig. 15 - Diagramme de concentration des principaux dinokystes de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.

Les dinokystes sont classés suivant leur mode de nutrition en deux catégories : les espèces autotrophes et d'autres hétérotrophes. Les espèces autotrophes sont en général plus diversifiées que les espèces hétérotrophes. Elles représentent 90% en moyenne des individus (Fig. 15), appartenant tous à la famille des Gonyaulaceae et à 6 genres : (1) genre *Spiniferites* avec les espèces *Spiniferites mirabilis*, *S. bulloideus*, *S. ramosus*, *S. membranaceus*, *S. hyperacanthus*, *S. bentorii*, *S. cf. rubinus* et *S. cf. falcipediis*, (2) genre *Operculodinium* avec l'espèce *Operculodinium centrocarpum*, (3) genre *Impagidinium* représenté par les espèces *Impagidinium aculeatum*, *I. patulum* et *I. sphaericum*, (4) genre *Nematosphaeropsis* avec l'espèce *Nematosphaeropsis labyrinthus*, (5) genre *Lingulodinium* avec l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* et (6) genre *Polysphaeridium* avec l'espèce *Polysphaeridium zoharyi*.

Les espèces hétérotrophes sont représentées par la famille des Peridiniaceae avec le genre *Pentapharsodinium* (*P. dalei*) et celle des Congruentidiaceae avec les espèces *Selenopenphix sp.* Et *Xandarodinium xantum*, qui ne constituent jamais plus de 10%.

Les différentes espèces sont répertoriées en taxons océaniques et taxons néritiques, suivant leur mode de vie. Les taxons néritiques sont dominants et représentés par le genre *Spiniferites* (*S. mirabilis*, *S. bulloideus*, *S. ramosus*, *S. membranaceus*, *S. hyperacanthus*, *S. Bentorii*, *S. cf. rubinus* et *S. cf. falcipediis*), *Selenopenphix* (*S. sp.*), *Lingulodinium machaerophorum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Operculodinium centrocarpum* et *Polysphaeridium zoharyi*. Les taxons océaniques (du genre *Impagidinium*) sont généralement peu représentés et sous-dominants.

Il est à noter que cette diversification est parfois variable d'un échantillon à un autre.

1- Formation marneuse (Fig. 15)

Cette formation est caractérisée par une microflore riche et diversifiée. L'analyse quantitative de dinokystes effectuée sur cette formation révèle les assemblages suivants (Fig. 15) :

1.1- Membre 1 (Marnes jaunâtres inférieures) : Il correspond au sommet du Messinien. Il n'a livré aucun assemblage de dinokystes ; ceci est dû probablement aux conditions défavorables à leur prolifération. Notons que dans ce même membre, les nannofossiles sont rares (MANSOURI, *com. orale*). Il en est de même pour les foraminifères (ATIF, 2001).

1.2- Membre 2 (Marnes blanchâtres ou faciès "Trubi") : Il est d'âge Pliocène inférieur (Zancléen). Il est caractérisé par l'abondance de dinokystes à partir de l'échantillon T8. Les différents échantillons sont relativement plus diversifiés en microflores, au niveau générique et spécifique. Les espèces autotrophes sont dominantes à 95% en moyenne par rapport aux espèces hétérotrophes (5 % en moyenne).

Les individus néritiques sont dominants avec 90% en moyenne et sont représentés par *Spiniferites sp.* Les espèces océaniques ne dépassant pas les 10% et représentées par l'espèce *Impagidinium patulum*. Ceci suggère un milieu en communication aisée avec la mer ouverte, relativement profond au moment de la sédimentation.

1.3- Membre 3 (Marnes grisâtres) : Il correspond toujours au Zancléen. Il a livré des dinokystes caractérisés par la dominance des espèces autotrophes avec 98% en moyenne, accompagnée d'autres hétérotrophes ne représentant guère plus de 2%.

Dans ce membre, les taxons néritiques sont toujours dominants avec 98% et sont toujours représentés par les mêmes espèces citées dans le membre 2. Les taxons océaniques sont présents mais très rares, voire absent. Ceci suggère un milieu toujours en communication avec la mer, mais à un degré moindre par rapport au membre précédant et sans doute relativement profond au moment de la sédimentation.

1.4- Membre 4 (Marnes jaunâtres supérieures) : Ce dernier membre de la formation marneuse est également attribué au Pliocène inférieur (Zancléen). Il est caractérisé par la faible fréquence des dinokystes. Les espèces autotrophes (*Spiniferites*) sont en faible quantité (10 à 20%). Les taxons hétérotrophes sont presque absents.

Dans ce membre, les taxons néritiques sont dominants mais avec un pourcentage faible. Les taxons océaniques sont absents, ce qui suggère un milieu s'éloignant de la mer et se rapprochant de plus en plus du continent, probablement moins profond au moment de la sédimentation. Ceci est attesté par l'arrivée de décharges détritiques grossières dans ce membre.

2- Formation gréseuse (Fig. 15, p. 66)

La seconde formation de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim est caractérisée par une microflore pauvre. En effet, les dinokystes n'ont été rencontrés que dans les membres 2 et 3.

2.1- Membre 2 (Membre marno -gréseux inférieur) : Ce membre est attribué au Pliocène moyen (Piacenzien). Il a livré un très faible pourcentage de dinokystes. Les espèces autotrophes (*Spiniferites*) sont en quantité faible (10 à 20%). Les taxons hétérotrophes sont absents.

Dans ce membre, les taxons néritiques sont les seuls présents, à faible pourcentage. Ceci suggère un milieu s'éloignant de plus en plus de la mer, probablement littoral, vraisemblablement peu profond lors de la sédimentation.

2.2- Membre 3 (Membre grésomarneux inférieur) : Il n'a livré que 3 individus d'espèces autotrophes. Les taxons néritiques sont les seuls présents, à très faible pourcentage. Il s'agit probablement d'un milieu restreint au moment de la sédimentation et à cachet plus littoral.

B- Les paramètres environnementaux et leur influence sur les dinokystes

Les dinokystes actuels forment des assemblages selon les paramètres de l'environnement tels que la température, la salinité, l'éloignement de la côte, le volume des glaces polaires et les courants océaniques (MORZADEC-KERFOURM, 1988 ; BENZAKOUR, 1992 ; WARNY, 1999). Par conséquent, une étude a été consacrée aux différents taxons répertoriés et ce pour mieux comprendre ces paramètres et leurs influences sur la distribution des assemblages de dinokystes. Pour cela, deux indices ont été utilisés: l'indice de distalité (WARNY, 1999) et l'indice de température (VERSTEEGH, 1994 ; BACHIRI TAOUFIQ *et al.*, 2001 ; BARHOUN & BACHIRI TAOUFIQ, 2008).

Pour une meilleure interprétation, nous avons pris les échantillons les plus significatifs qui sont T13, T14, T17, T19, T23, T36, T40, T44, T46 et T49 des membres 2, 3 et 4 de la formation marneuse et T56 du membre 2 de la formation gréseuse. Notons qu'au-delà, les dinokystes se raréfient complètement.

1- L'éloignement de la côte

L'éloignement de la côte est considéré comme un important facteur pour la distribution des assemblages de dinoflagellés actuels. Celle-ci varie en fonction de la profondeur ou de l'éloignement de la côte (la distalité) (EDWARDS & ANDRELLE, 1992). Ceci a été observé pour le Pliocène par plusieurs auteurs (SUC *et al.*, 1995 ; BERTINI *et al.*, 1998 ; WARNY, 1999 ; LONDEX *et al.*, 1999).

L'indice de distalité est utilisé pour l'évaluation des variations du niveau marin néritique de plate-forme externe à océanique. Cet indice est appelé indice de WARNY (1999). Il est noté $ON/(ON+O)$ et correspond au rapport des assemblages néritiques de plate-forme externe sur les assemblages océaniques. Dans notre étude, ON correspond plus précisément à la somme des *Spiniferites p.p* et O à la somme des *Impagidinium*.

Dans les membres 2, 3 et 4 de la formation marneuse, l'indice de distalité $ON/(ON+O)$ est élevé ; il varie entre 0,64 et 1,00 et témoigne d'un milieu de dépôt néritique de plate-forme externe (Fig. 16).

Notons qu'au-delà de l'échantillon T56, nous n'avons pas pu utiliser cet indice à cause de la rareté des dinokystes et de leur disparition par la suite. Ce phénomène traduit probablement un changement dans le milieu de dépôt.

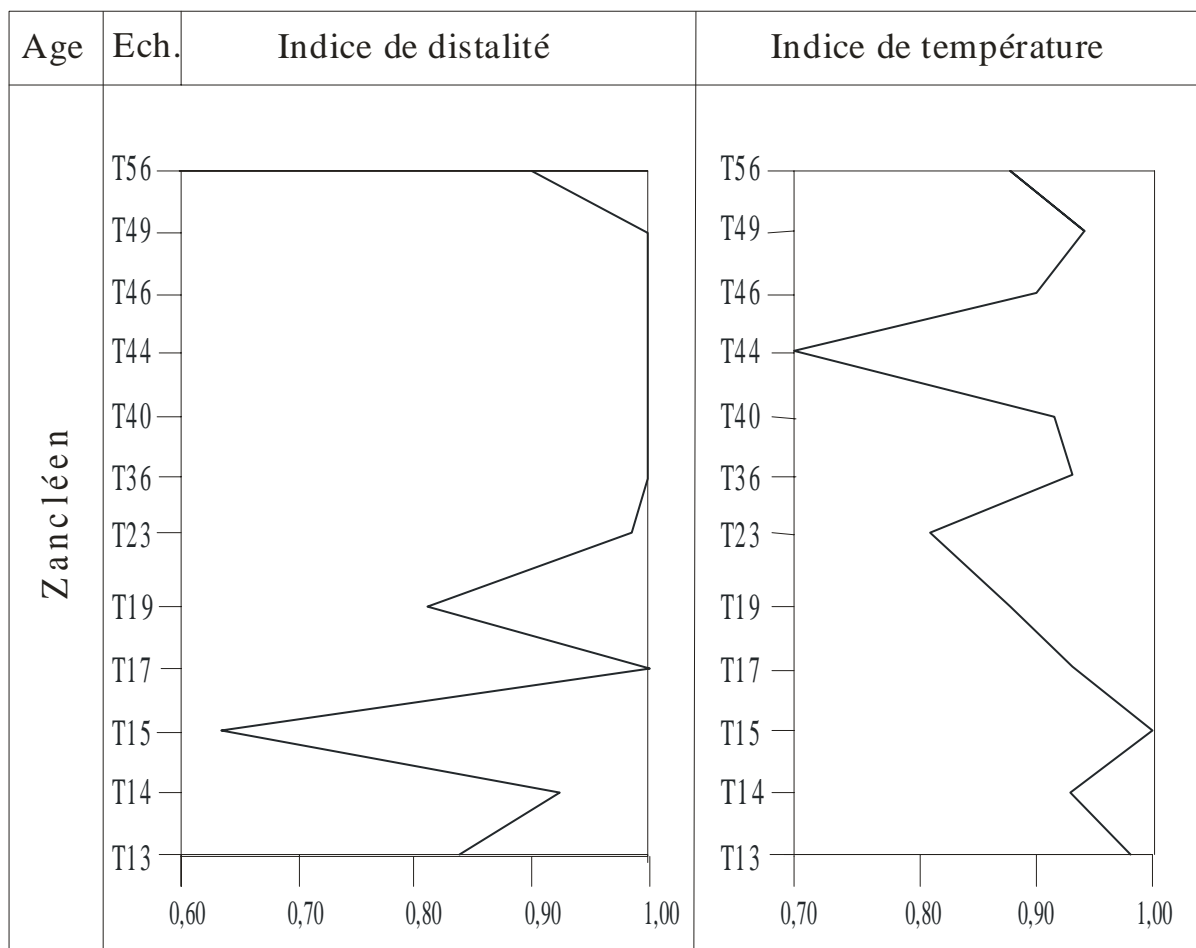


Fig. 16- Evolution des indices de distalité et de température dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.

2- La paléotempérature (Fig. 16)

La température de la surface de la mer est considérée comme un important paramètre pour décrire les conditions environnementales du passé et aussi un facteur crucial dans la modélisation paléoclimatique (WEFER *et al.*, 1999). Comme pour les différents groupes d'organismes, la température contrôle le taux de développement ; elle joue également un rôle dans la distribution des espèces de dinoflagellés (De VERNAL *et al.*, 1994). Une évidence est fortement signalée pour les dinoflagellés, c'est qu'ils sont particulièrement sensibles aux changements de température comparés à d'autres microfossiles, ce qui fait d'eux un excellent outil pour la reconstruction de la température des eaux marines de surface (De VERNAL *et al.*, 1993, 1994, 1997, 2000, 2001 ; VERSTEEGH, 1994 ; VERSTEEGH & ZONNEVELD, 1994 ; ROCHAN *et al.*, 1998 ; GROSFJELD *et al.*, 1999 ; DEVILLIERS & De VERNAL, 2000 ; BOESSENKOOL *et al.*, 2001 ; SANGIORGI *et al.*, 2002, 2003).

Par conséquent, nous développons ci-dessous une approche quantitative et qualitative pour l'évaluation de la température des eaux de surface.

Pour apprécier les variations de la température des eaux de surface, nous avons adopté le rapport de VERSTEEGH (1994). Il constitue le rapport des assemblages de dinokystes des eaux de surface chaudes ou thermophiles (W) sur les assemblages de dinokystes des eaux de surface froides ou moins thermophiles (C).

Dans notre travail, les taxons *Impagidinium aculeatum*, *Spiniferites*, *Selenopemphix sp.*, *Melitaspheridium sp.*, *Lingulodinium machaerophorum*, les Peridiniaceae et *Impagidinium patulum* sont indicatrices d'eaux de surface chaudes. Par opposition, *Impagidinium sphaericum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus* et *Operculodinium centrocarpum* sont des indicatrices d'eau marine de surface tempérées à tempérées-fraîches (WALL *et al.*, 1977 ; HARLAND, 1983 ; TURON, 1984 ; TURON & LONDEIX, 1988 ; EDWARDS & ANDRILLE, 1992 ; De VERNAL, 1994). Le rapport W/C représente ainsi le nombre de kystes de taxons indicateurs d'eaux de surface chaudes sur le nombre de kystes indicateurs d'eaux de surface tempérées à tempérées-fraîches. Il est calculé suivant l'équation :

$$W/C = W/W+C$$

Dans la fig. 16, la valeur minimale de l'indice de température est de 0,70 pour atteindre un maximum de 1,00. Ceci traduit une prédominance des espèces d'eau chaude ; les conditions thermiques des eaux de surface étaient chaudes de type subtropical.

3- La paléosalinité

La salinité avec la température déterminent la densité des masses d'eaux et représentent une composante importante pour contrôler la circulation thermohalines. Elle est le premier facteur qui contrôle l'osmose des échanges entre organismes, et joue aussi un rôle de distribution des dinoflagellés (De VERNAL *et al.*, 1994). Le taux de salinité peut également affecter la morphologie du kyste de plusieurs organismes planctoniques (WALL *et al.*, 1973 ; WALL & DALE, 1974 ; LEWIS *et al.*, 1999, 2003) tels que les ostracodes avec *Cyprideis torosa* (VAN HARTEN, 2000) ainsi que la variation de morphologie chez les coccolithes *Emiliana huxleyi* (BOLLMAN & HERRLE, 2007).

Dans ce contexte, une relation similaire est rapportée en ce qui concerne l'espèce de dinokyste *Lingulodinium machaerophorum* où le changement de la longueur des processus semble être en relation avec la salinité (WALL *et al.*, 1973). En effet, quand elle est pourvue de long processus, cette espèce indique un milieu à salinité relativement importante. Celle à processus courts indique un milieu caractérisé par une faible salinité.

Un essai sur le taux de salinité a pu être réalisé dans les deux formations (Fig. 17) à partir de l'analyse des effectifs de l'espèce *L. machaerophorum* avec ses deux formes (processus courts et longs) et par corrélation avec la présence de deux catégories d'espèces selon leurs tolérances à la salinité: les espèces euryhalines et les espèces sténohalines.

La première formation marneuse (membre 2 et début du membre 3), à partir de l'échantillon T13 à T23, ne montre pas une grande variation entre le nombre d'individus de l'espèce *L. machaerophorum* avec de longs processus par rapport à *L. machaerophorum* avec de courts processus, suggérant ainsi un milieu à salinité normale.

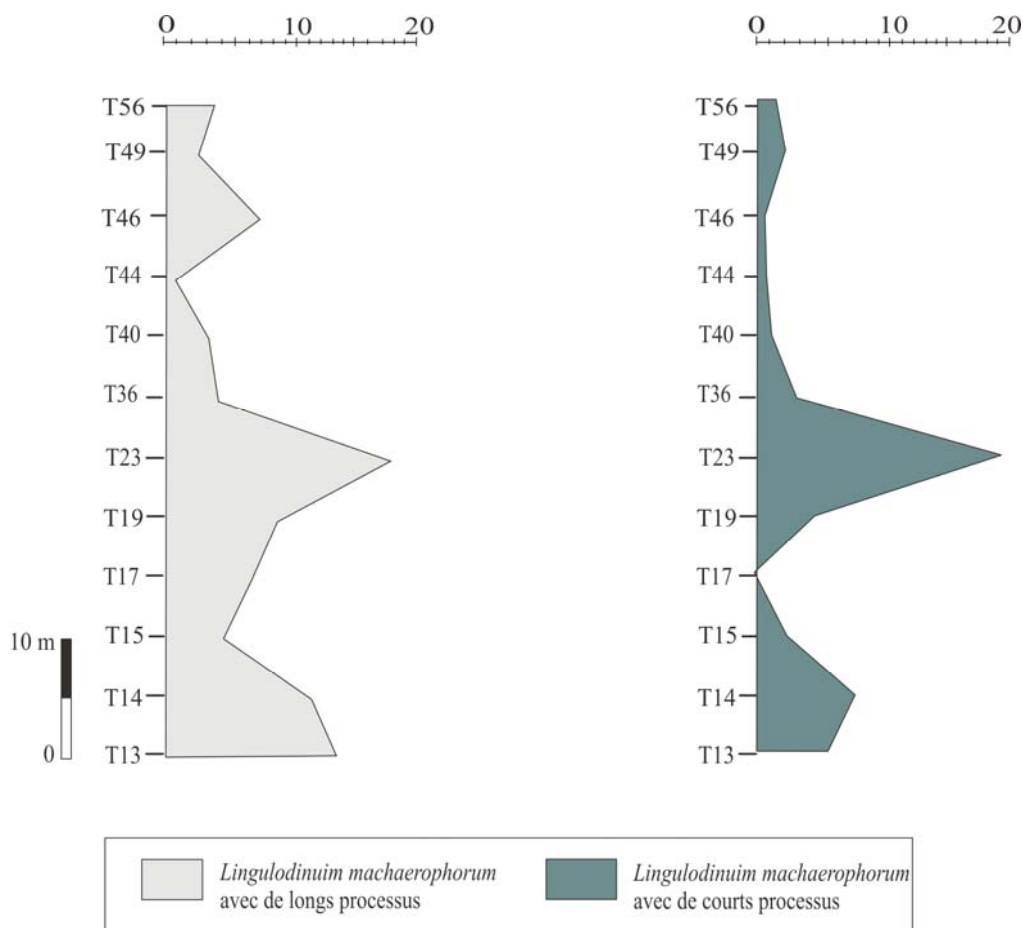


Fig. 17- Evolution des fréquences relatives de l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* selon la longueur de ses processus.

A la fin du membre 3 et tout le long du membre 4 de la formation marneuse ainsi que les deux membres 1 et 2 de la formation gréseuse (à partir de l'échantillon T36), nous assistons à une diminution relative du nombre d'individus de l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* à processus courts (Fig. 17), au détriment de l'autre forme à processus longs. Ceci suggère une augmentation graduelle qui semble être liée à l'arrivée progressive de dépôts détritiques terrigènes dans le bassin.

Par ailleurs, d'après le travail de MARRET & ZONNEVELET (2003), nous avons réalisé dans notre coupe une analyse portant sur la fréquence relative des espèces d'eaux euryhalines tolérant une large salinité et une température de choix et les espèces d'eaux sténohalines qui ne supportent pas les variations de salinité (Fig. 18).

Les assemblages de dinokystes euryhalins sont représentés sur notre coupe par les taxons suivants: *Impagidinium aculeatum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites ramosus*, *S. bulloideus*, *Lingulodinium machaerophorm*,

Selenopemphix sp. et *Pentapharsodinium dalei*. Les assemblages de dinokystes sténohalins sont représentés par *Impagidinium patulum*, *Spiniferites bentorii*, *Sp. mirabilis*, *S. hyperacanthus*, *S. membranaceus*, *S. cf. falcipediis* et *Achomosphaera andalusiensis*.

Il ressort à partir de cette analyse comparative (Fig. 18) que les membres 2 et 3 de la formation marneuse (Echantillons T13 à T46) montrent une fluctuation du taux de salinité, attestée par un équilibre relatif entre les fréquences des espèces sténohalines et euryhalines, ce qui suggère une salinité normale. Cependant, l'intervalle compris entre les échantillons T15 et T23 (membre 2) est marqué par une augmentation sensible des espèces euryhalines (Fig. 18). Cela signifie que la salinité était élevée dans cette partie de la formation.

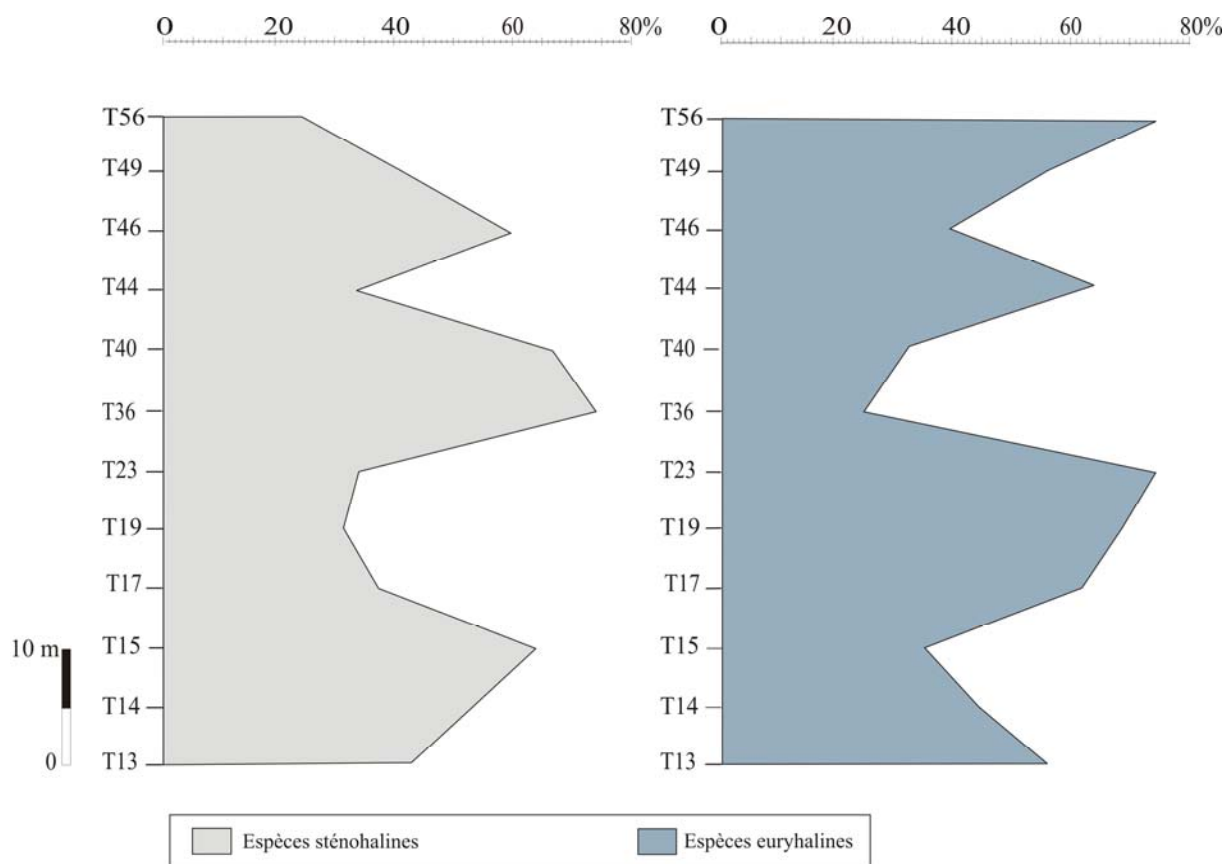


Fig.18- Evolution des fréquences relatives des dinokystes regroupés selon la paléosalinité dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.

A partir de l'échantillon T46, qui coïncide avec la venue des premières décharges détritiques [sommet de la formation marneuse (membre 4) et membres 1 et 2 de la formation gréseuse], nous assistons à une prolifération graduelle des espèces euryhalines ; le pic étant atteint dans le membre 2 de la formation gréseuse, au niveau de l'échantillon T56. Cela démontre une sensible augmentation de la salinité. Rappelons qu'au-delà de cet échantillon,

aucun taxon de dinokystes n'a été trouvé. Cela suppose l'installation de conditions défavorables à leur épanouissement.

En conclusion, l'étude de la paléosalinité montre une similitude dans les résultats entre les deux approches proposées, c'est-à-dire, le changement de la longueur des processus (courts ou longs) de l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* et la fréquence relative des espèces affectant des eaux euryhalines et sténohalines. En effet, les deux méthodes d'investigation plaident pour une salinité relativement normale des eaux lors de la mise en place des membres 2 et 3 de la formation marneuse et une augmentation de ce paramètre environnemental dès l'arrivée dans le bassin de sédiments plus grossiers et détritiques, à partir du dernier membre de cette formation et tout au long des deux premiers membres de la formation gréseuse.

C- Essai de reconstitution des paléoenvironnements

1- L'éloignement de la côte

Les épisodes de sédimentation à dinokystes des deux membres de la formation marneuse sont caractérisés par la prédominance des espèces néritiques de plate-forme externe à 90% du genre *Spiniferites p.p* ainsi que par la présence timide des espèces océaniques du genre *Impagidinium*. A partir de ce constat, nous pouvons suggérer pour cette partie de la formation marneuse un milieu de dépôt néritique de plate-forme externe, à influence océanique.

D'autre part, la prolifération relative des assemblages uniquement néritiques et la disparition des assemblages océaniques dans le membre 4 de la formation marneuse et les deux premiers membres de la formation gréseuse (échantillon T17 à T56) plaident en générale pour un milieu de dépôt néritique de plate-forme externe sans influence océanique.

Enfin, la disparition des assemblages de dinokystes dans les deux derniers membres de la formation gréseuse traduit un changement dans le milieu de dépôt et l'installation de sédiments à cachet plus littorale.

2- La paléotempérature

A partir de notre analyse, il ressort qu'au cours du Pliocène, les espèces de dinokystes dites "chaudes" à affinités tempérées-chaudes sont les mieux représentées. A partir du deuxième membre de la formation marneuse, ces espèces indiquent une température

relativement élevée des eaux au moment du dépôt (un environnement chaud). Du point de vue climatique, le Pliocène connaît un léger réchauffement ; ceci est attesté par des travaux antérieurs sur la base de l'étude des foraminifères, notamment la fréquence élevée des taxons telle que *Globigerinoides sacculifer* (BELKEBIR, 1986).

3- La paléosalinité

L'analyse faite sur la morphologie de l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* avec ces deux formes (processus courts et longs) tout le long de la coupe et, par corrélation avec la fréquence des espèces euryhalines et sténohalines, témoigne la présence de deux épisodes importants marqués par une concentration notable de la salinité.

Le premier épisode concerne les membres 2 et 3 de la première formation marneuse. Il est marqué par un équilibre du taux des espèces euryhalines et des espèces sténohalines et l'équilibre des fréquences d'individus appartenant à l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* à longs processus et à courts processus. Ceci suggère une salinité des eaux relativement normale au moment de la sédimentation.

Le second épisode intéresse le dernier membre (4) de la formation marneuse et les deux membres, 1 et 2, de la formation gréseuse. Il est surtout marqué par la prolifération des espèces euryhalines et l'importance du nombre de l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* à processus long, au détriment, respectivement, des espèces sténohalines et de l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* à processus courts. Cela plaide en faveur d'une concentration plus importante des eaux en sel dissous au moment de la sédimentation. Ce phénomène coïncide avec l'arrivée de décharges détritiques.

III- DISCUSSION & CONCLUSION

L'étude paléoécologique, basée sur les dinokystes des deux formations de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim, a permis de distinguer une prédominance des espèces de dinokystes typiquement autotrophes au profit des espèces hétérotrophes, en fonction de leur mode de nutrition, leur mode de vie (assemblages de dinokystes néritiques au profit des assemblages de dinokystes océaniques), leur paléosalinité (espèces euryhalines au profit des espèces sténohalines) et leur affinité vis-à-vis de la température (espèces d'eau chaude appartenant au complexe subtropical à tropical au profit des espèces d'eau fraîche, appartenant au complexe boréal).

L'analyse quantitative et qualitative de ces dinokystes, en fonction des paramètres environnementaux (Eloignement de la côte, paléotempérature et paléosalinité) et lithologiques, a permis la mise en évidence de deux milieux de dépôt :

(1) le premier est marqué par la première pulsation marine survenue après la crise messinienne matérialisée, notamment, par des dépôts évaporitiques, bien développés au niveau du Djebel Méni, à environ une dizaine de Km au NNW de notre secteur d'étude. Il concerne le premier membre de la formation marneuse (d'âge Messinien). Il est caractérisé par l'absence de dinokystes ; ceci est dû probablement aux conditions paléoenvironnementales défavorables à leur prolifération. Cette partie de la formation est également marquée par la rareté des nanofossiles calcaires et l'existence d'une association de foraminifères planctoniques d'eau froide et d'une faune d'ostracodes à cachet hyperhalin (ATIF, 2001).

Cette tendance à l'approfondissement continue lors de la mise en place des membres 2 et 3 de la formation marneuse, au cours d'un épisode transgressif d'âge Pliocène inférieur (Zancléen). Ces dépôts sont caractérisés par une sédimentation marine franche, attestée par la présence d'une microflore (dinoflagellés et nanofossiles calcaires) et d'une microfaune (foraminifères - ATIF, 2001) riches et diversifiées, traduisant une transgression marine brutale. Cette phase correspond à la réouverture de la Méditerranée (ROUCHY, 1982 ; ATIF, 2001).

Tout le long de ces deux membres, les assemblages de dinokystes sont dominés par les espèces néritiques au profit d'espèces océaniques, attestant ainsi d'un milieu de sédimentation ayant lieu sous une tranche d'eau plus au moins profonde, en communication avec la mer ouverte. Les dépôts se sont mis en place sous des conditions thermiques d'eaux de surface chaudes, sous un climat subtropical à tropical. Ces eaux semblent avoir été caractérisées par une salinité relativement normale au moment de la sédimentation.

(2) La diminution des assemblages de dinokystes néritiques et l'absence totale des espèces océaniques dans le dernier membre de la formation marneuse et les deux premiers membres de la formation gréseuse (Zancléen-Piacenzien), marquées par l'arrivée de décharges détritiques grossières, traduisent un changement dans les indications paléobiologiques et sédimentologiques. Ceci indique une évolution vers un milieu de moindre profondeur, marqué par un taux de salinité des eaux plus important.

Enfin, la partie supérieure de la formation gréseuse se différencie nettement du reste des affleurements par la rareté, voire l'absence des dinokystes et l'abondance des apports détritiques grossiers, traduisant ainsi un milieu restreint, probablement à cachet littoral.

CONCLUSION
GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'étude de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim a révélé de nombreux résultats sur le plan lithostratigraphique, paléontologique et paléoenvironnemental.

L'étude lithostratigraphique a permis de proposer le découpage de la série d'étude en deux formations, marneuse et gréseuse, subdivisées en plusieurs membres. L'étude biostratigraphique, basée essentiellement sur l'utilisation des nannofossiles calcaires (MANSOURI), a permis à confirmer et d'affiner les datations antérieures, notamment celles proposées par MAZZOLA (1971), ROUCHY (1982) et ATIF (2001). C'est ainsi que le membre 1 de la formation marneuse est attribué au Messinien (Miocène supérieur), Zancéen (Pliocène inférieur) et au Piacenzien (Pliocène moyen).

Cette attribution stratigraphique est confortée, du moins dans l'intervalle correspondant au membre 2 (Marnes blanchâtres ou faciès Trubi) de la formation marneuse, par la présence d'un assemblage de dinokystes qui montre une grande similitude avec celui défini par POPESCU *et al.* (2007) en Maccarone (Marche, Italie) et qui donne un âge Zancéen. Cet assemblage est matérialisé par les espèces marines euryhalines (*Impagidinium aculeatum*, *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Operculodinium centrocarpum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Spiniferites bulloideus*, *S. ramosus*, *Pentapharsodinium dalei*) accompagnées par d'autres espèces marines sténohalines (*Impagidinium patulum*, *Spiniferites mirabilis*, *S. membranacueus*, *S. hypearcanthus*, *S. bentorii*, *S. cf. falcipediis*, *Achomosphaera andalousiensis*).

L'étude paléontologique a révélé la présence d'une microflore marine de dinokystes assez riche et diversifiée à partir du Pliocène inférieur, correspondant à la transgression marine brutale et généralisée dans le bassin méditerranéen (ROUCHY, 1982 ; ROUCHY *et al.*, 2007 ; ATIF, 2001 ; ATIF *et al.*, 2007).

L'inventaire de cette microfaune a permis de mettre en évidence, pour la première fois, 23 espèces de dinokystes, réunies en 12 genres et 3 familles.

A partir de l'analyse quantitative et qualitative, plusieurs espèces identifiées sont regroupées en assemblages, en fonction de leur mode nutritionnel (espèces autotrophes et hétérotrophes), de leur mode de vie (assemblages de dinokystes néritiques et océaniques), de

leur paléosalinité (espèces sténohalines et euryhalines) et de leur affinité vis-à-vis de la température (espèces d'eaux chaudes et espèces d'eaux fraîches).

Les dinokystes actuels forment des assemblages selon les paramètres de l'environnement tels la température, la salinité, l'éloignement de la côte, le volume des glaces polaires et les courants océaniques (MORZADEC-KERFOUFM, 1988 ; BENZAKOUR, 1992 ; WARNY 1999). Par conséquent, une étude a été consacrée aux différents assemblages répertoriés dans notre coupe pour mieux comprendre ces paramètres et leurs influences sur la distribution des espèces de dinokystes, en utilisant des indices appropriés: indice de distalité, indices de température et de tolérance à la salinité.

Il ressort ainsi que l'indice de distalité $ON/(ON+O)$ est élevé. En effet, il varie entre 0,64 et 1,00, ce qui témoigne d'un milieu de dépôt néritique de plate-forme externe.

Quant à l'indice de température W/C, celui-ci est de 0,70 et peut atteindre un maximum de 1,00. Nous pouvons en déduire que les conditions thermiques des eaux de surface étaient chaudes, sous un climat subtropical à tropical. Ceci confirme les résultats des travaux antérieurs sur les terrains du Pliocène, sur la base de l'étude des foraminifères et, notamment, la fréquence élevée des taxons telles que *Globigerinoides sacculifer*, entre autres (BELKEBIR, 1986).

Par ailleurs, l'analyse de la salinité des différents assemblages de dinokystes montre que la première formation marneuse (membres 2 et 3) ne montre pas une grande variation entre le nombre d'individus de l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* avec de longs processus par rapport à *Lingulodinium machaerophorum* avec de courts processus. Ceci plaide en faveur d'une salinité normale au moment de la sédimentation, phénomène confirmé par l'étude de la fréquence relative des espèces euryhalines et des espèces sténohalines qui montre un équilibre entre les espèces euryhalines et les espèces sténohalines.

Le dernier membre de la formation marneuse (4) ainsi que les membres 2 et 3 de la formation gréseuse sont surtout marqués par la prolifération graduelle des espèces euryhalines, par rapports aux espèces sténohalines et l'importance du nombre de l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* à processus long, au détriment de l'espèce *Lingulodinium machaerophorum* à processus courts. Cela suppose une augmentation progressive de la concentration des eaux en sels. Le changement de ce paramètre paléoécologique semble être

en rapport avec l'arrivée de décharges détritiques grossières, bien développées dans cette partie de la coupe.

Enfin, au-delà du membre 2 de la formation gréseuse, aucune microflore de dinokystes n'a été trouvée, ce qui traduit un environnement défavorable à leur prolifération.

Les fluctuations des assemblages de dinokystes le long de la coupe ont permis de mettre en évidence l'évolution paléoenvironnementale de la série d'étude dans cette partie du bassin du Bas Chélif :

- A la fin du Messinien, nous assistons à la mise en place de dépôts gypseux, bien développés au NNW de notre secteur d'étude (Djebel Méni). Ces dépôts sont suivis par les premiers niveaux de marnes sableuses (membre 1 de la formation marneuse) marquant la première pulsation marine après la crise messinienne et caractérisés par la rareté de certains micro-organismes (foraminifères et coccolites), voire leur absence totale.

- Cette tendance à l'approfondissement continue avec la mise en place des premiers dépôts datés du Pliocène inférieur (Zancléen) (membres 2 et 3 de la formation marneuse). Ces derniers sont caractérisés par une microfaune riche et diversifiée, notamment de dinokystes. Le milieu de dépôt correspond très vraisemblablement au domaine néritique de plate forme externe.

- A partir du membre supérieur de la formation marneuse (marnes sableuses), au cours du Zancléen, les décharges détritiques grossières commencent à apparaître et marquent un changement de régime dans les apports qui coïncide avec une diminution de la fréquence de dinokystes. La sédimentation a tendance à se mettre en place dans un milieu de moindre profondeur.

- Cette tendance bathymétrique devient encore plus visible lors de la mise en place des premiers niveaux de la formation gréseuse, au cours du Zancléen terminal. Elle se poursuit également au cours de la sédimentation des derniers niveaux de cette même formation, pendant le Piacenzien (Pliocène moyen), où il y a lieu de noter la rareté, voire la disparition de dinokystes. Le milieu de dépôt correspond à un milieu restreint à cachet littoral.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGIP SPA (1982)** - Foraminiferi padani (Terziario e Quaternario). Atlante iconographio e distribuzione stratigrafia. *Agip Mineraria* (édi.), Seconda edit., Milano, 52 tav.
- ANDERSON R.V. (1933)** - The diatomaceous and fishbearing Beida stage of Algeria. *Jour. Geol.*, 41, 7, p. 673-693.
- ANDERSON R.V. (1936)** - Geology in the costal Atlas of Western Algeria. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, New York, 4, 450 p.
- ATIF K.F.T (2001)** - Modalités du passage mio-pliocène dans le bassin du Bas Chéelif. *Mém. Magister, Univ. Oran*, 133 p. (inéd.).
- ATIF K.F.T., BESSEDIK M., BELKEBIR L., MANSOUR B. & SAINT MARTIN J.-P. (2008)** - Le passage mio-pliocène dans le bassin du Bas Chéelif (Algérie). Biostratigraphie et paléoenvironnements. *Geodiversitas*, Paris, 30 (1), p. 97-116.
- BACHIRI TAOUFIQ N., BARHOUN N., SUC J.-P., MEON H., ELAOUAD Z. & BENBOUZIANE A. (2001)** - Environnement, végétation et climat du Messinien au Maroc. *Pal. Evol.*, Espagne, t. 32-33, p. 127-138.
- BARHOUN N. & BACHIRI TAOUFIQ N. (2008)** - Événements biostratigraphiques et environnementaux enregistrés dans le corridor sud rifain (Maroc septentrional) au Miocène supérieur avant la crise de salinité messinienne. *Geodiversitas*, Paris, 30 (1), p. 21-40.
- BEAUDOUIN B., ACCARIE H., BERGER E., BRULHET J., COJAN I., HACCARD D., MERCIER D. & MOUROUX B. (1997)** - Caractérisation de la "crise messinienne" et de la réinondation pliocène. *Atlas des posters des Journées scientifiques ANDRA* (Agence Nationale pour la gestion des Déchets Radioactifs), p. 20-21.
- BELHADJI A. (2005)** - La série Miocène supérieur-Pliocène du versant oriental de Djebel Diss (Dahra occidentale): attribution biostratigraphique. *Mém. Magister, Univ. Oran*, 67 p. (inéd.).
- BELKEBIR L. (1986)** - Le Néogène de la bordure nord-occidentale du massif de Dahra (Algérie). Biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie. *Thèse Doct., Univ. Provence*, France, 289 p. (inéd.).
- BELKEBIR L. & BESSEDIK M. (1991)** - Synthèse biostratigraphique du Miocène post-nappes et synchronappes en Oranie (Tafna, Bas Chéelif). *II^{ème} Sém. Géol. Pétrol., Sonatrach.*, Boumerdès, p. 32- 34.
- BELKEBIR L., BESSEDIK M., AMEUR-CHEHBEUR R. & ANGLADA R. (1996)** - Le Miocène des bassins nord-occidentaux d'Algérie: Biostratigraphie et Eustatisme. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod., Elf-Aquitaine* (édi.), Pau, 16, p. 553-561.

- BELKEBIR L., BESSEDIK M. & MANSOUR B. (2002)** - Le Miocène supérieur du Bas Chélif: attribution biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques. *Mém. Sér. géol. Algérie*, n°11, p. 187- 194.
- BELKEBIR L., LABDI A., MANSOUR B., BESSEDIK M. & SAINT MARTIN J.-P. (2008)** - Biostratigraphie et lithologie des séries serravallo-tortonniennes du massif du Dahra et du bassin du Chélif (Algérie). Implications sur la position de la limite serravallo-tortonienne. *Géodiversitas*, Paris, 30 (1), p. 9-19.
- BENEDEK P.N. (1972)** - Phytoplanktonen aus dem Mittel-und Oberoligozän von Tönisberg (Niederrheingebiet). *Palaeontographica*, Abteilung B, 137, p. 1-71.
- BENZAKOUR M. (1992)** - Palynologie du Néogène dans la région du Détroit de Sicile, Méditerranée centrale. *Thèse Univ. Québec*, Montréal, 167 p. (inéd.).
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER, C.C. & AUBRY M.-P. (1995)** - A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In: BERGGREN W.A., KENT D.V., AUBRY M.-P. & HARDENBOL J. (eds): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. SEPM Spec. Pub.*, Tulsa, 54, p. 129-212.
- BERTINI A., LONDEIX L., MANISCALCO R., DI STEFANO A., SUC J.-P., CLAUZON G., GAUTIER F. & GRASSO M. (1998)** - Paleobiological evidence of depositional conditions in the Salt Member, Gessoso-Solfifera Formation (Messinian, Upper Miocene) of Sicily. *Micropaleontology*, 44 (4), p. 413-433.
- BESSEDIK M. & BELKEBIR L. (1985-1986)** - Présence du Miocène moyen et supérieur dans la série de la Pointe de Canastel (Oran, Algérie): implications paléoécologiques et biostratigraphiques. *Géol. Méditer.*, Marseille, t. XII-XIII, n°3-4, p. 147-150.
- BESSEDIK M., BENAMMI M., JAEGER J.-J., AMEUR-CHEHBEUR A., BELKEBIR L. & MANSOUR B. (1997)** - Gisement à rongeurs d'âge tortonien dans des dépôts lagunaires et marins de transition en Oranie: Corrélation marin continental. *Actes Congr. Biochro'M97*, AGUILAR J.P., LEGENDRE S. & MICHAUX J. (éds), *Mém. Trav. E.P.H.E.*, Montpellier, 21, p. 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. & BIZON J.-J. (1972)** - Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen : Oligocène à Quaternaire. *Technip (éd.)*, Paris, 316 p.
- BLEICHER M. (1875)** - Note sur la géologie des environs d'Oran. *Bull. Soc. géol. France*, (3), t. III, p. 187-195.
- BLOW W.H. (1969)** - Late Middle Eocene to recent planctonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils*, Geneva, 1, p. 199-422.

- BOESSENKOOL K.P., VAN GELDER M.-J., BRINKHUIS H. & TROELSTRA S.R. (2001)** - Distribution of organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments from transects across the Polar Front offshore southeast Greenland. *Jour. Quarter. Sci.*, 16 (7), p. 661-666.
- BOLLMANN J. & HERRLE J.O. (2007)** - Morphological variation of *Emiliana huxleyi* and sea surface salinity. *Earth and Planetary Sc. Let.*, 255, p. 273-288.
- BRAND L.E. (1994)** - Physiological Ecology of marine Coccolithophores. In: WINTER A. & G. SIESSER W. (eds): Coccolithophores. *Cambridge Univ.*, p. 39-49.
- BRINKHUIS H., POWELL A.J. & ZEVENBOOM D. (1992)** - High-resolution dinoflagellate cyst stratigraphy of the Oligocene/Miocene transition interval in northwest and central Italy. In: HEAD M.J. & WRENN J.H. (eds.): Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. *Am Assoc. Strati. Palyno. Found.*, Dallas, Texas, p. 219-258.
- BRIVES A. (1897)** - Les terrains miocènes du bassin du Chélif et du Dahra. *Matér. Carte géol. Algérie*, 2^{ème} sér., Fontana & Co (édi.), Alger, 104 p.
- BUJAK J.P., DOWNIE C., EATON G.L & WILLIAMS G.L. (1980)** - Taxonomy of some Eocene dinoflagellate cyst species from southern England. In: BUJAK J.P., DOWNIE C., EATON G.L. & WILLIAMS G.L. (eds.): Dinoflagellate cysts and Acritarchs from the Eocene of Southern England. *Palaeontol. Assoc, Spec. Pap. Palaeontol.*, 24, p. 26-36.
- BUKRY D. (1973)** - Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 18, eastern North Pacific. In: KULM L.D. *et al.* (eds.): Initial Reports of the DSDP, Washington (U.S. Government Printing Office), 18, p. 817-831.
- BUKRY D. (1975)** - Silicoflagellate and coccolith stratigraphy, Deep Sea Drilling Project Leg 29. In: KENNETT J.P. *et al.* (eds.): Initial Reports of the DSDP, Washington (U.S. Government Printing Office), 29, p. 845-872.
- BÜTSCHLI O. (1885)** - Erster Band. Protozoa, p. 865-1088. In: BRONN'S KLASSEN H.G. & ORDNUNGEN: Des Their-Reiches, wissenschaftlich dargestellt in Wort und Bild. C. F. Winter'sche Verlagshandlung, Leipzig and Heidellberg.
- CHÂTEAUNEUF J.-J. & REYRE Y. (1974)** - Eléments de Palynologie. Applications géologiques. *Cours 3^{ème} Cycle Sc. Terre, Lab. Paléont. Univ. Genève*, Suisse, 312 p.
- CHIKHI H. (1992a)** - Palynoflore du Messinien infra-évaporitique de la série marnodiatomitique de Sahaouria (Beni Chougrane) et Chabet Bou-Seter (Tessala). Bassin du Chélif, Algérie. *Mém. Magister, Univ. Oran*, 164 p. (inéd.)
- CHIKHI H. (1992b)** - Une palynoflore méditerranéenne à subtropicale au Messinien pré-évaporitique en Algérie. *Géol. Méditer.*, Marseille, 19, (1), p. 19-30.

- CITA M.B. (1975)** - The Miocene/Pliocene boundary history and definition. *In*: SAITO T. & BURKIE L. (eds): Late Neogene epoch Boundary. *Micropaleontology*, spec. pub., 1, p. 1-30.
- CLAUZON G., SUC J.-P., GAUTIER F., BERGER A. & LOUTRE M.-F. (1996)** - Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, v. 24, 4, p. 363-366.
- COOKSON I.C. & EISENACK A. (1974)** - Mikrofossilien aus australischen mesozoischen und tertiären Sedimenten. *Palaentographica*, B, 148, p. 44-93.
- CORNEE J.-J., SAINT MARTIN J.-P., CONESA G. & MULLER J. (1994)** - Geometry, paleoenvironment and relative sea level (accommodation space) changes in the messinian Murdjajo carbonate platform (Oran, Western Algeria): consequences. *Sed. Geol.*, 89, p. 143-158.
- COUR P. (1974)** - Nouvelle techniques de détection des flux et des retombées polliniques : étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. *Pollen & Spores*, 16, 1, p. 103-141.
- D'ONOFRIO S., GIANNELLI L., IACCARINO S., MOROLOTTI E., ROMEO M., SALVATORINI G., SAMPO M. & SPROVIERI R. (1975)** - Planktonic foraminifera from some italian sections and the problem of the lower boundary of the messinian. *Boll. Soc. Pal.*, Italia, 14, p. 177-196.
- DALE B. (1996)** - Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications. *In*: JANSONIUS J.& Mc GREGOR, D.C. (eds): Palynology: Principales and Application. *Am. Assoc. Stratig. Pal. Found.*, Dallas, p. 1249-1276.
- DALLONI M. (1915)** - Recherches sur la période néogène dans l'Algérie occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 4, 15, p. 428-457.
- DALLONI M. (1952)** - L'Atlas tellien occidental. Monogr. Rég., XIX^{ème} Cong. Int. Géol, Alger, 1^{er} sér., n° 24, p. 1-95.
- DAVEY R.J. & WILLIAMS G.L. (1966)** - The genus *Hystrichosphaeridium* and its allies. *In*: DAVEY R.J., DOWNIE C., SARJEANT W.A.S. & WILLIAMS G.L. (eds): Studies on Mesozoic and Cenozoic dinoflagellate cysts. *Bull. British Mus. (Nat. Hist.) Geology, Suppl.*, 3, p. 53-106.
- DAVEY R.J., DAWNIE C., SARJEANT W.A.S & WILLIAMS G.L. (1966)** - Studies on Mesozoic and Cenozoic Dinoflagellates cysts. *Bull. British. Mus. (Nat. Hist.), Geology, Suppl.*, 3, 248 p.
- DE CONINCK J. (1968)** - Dinophyceae et acritarcha de l'Yprésien du sondage de Kallo. *Ins. Roy. Soc. Nat. Belgique*, mém. 161, p. 1-67.
- DEFLANDRE G. (1937)** - *Achomosphaera ramulifera* (= *Hystrichosphaeridium ramuliferum* Deflandre, 1973: pl. 14, Fig. 6) *in* EVITT, 1963. *Extr. Ann. Paleont.*, 26.

- DEFLANDRE G. & COOKSON I.C. (1955)** - Fossil microplankton from Australian Late Mesozoic and Tertiary sediments. *Austra. Jour. Marine Fresh. Res.*, 6, p. 242-313.
- DELFAUD J., MICHAUX J., NEURDIN J. & REVET J. (1973)** - Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne : évolution de la région Oranaise (Algérie) au Miocène supérieur. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord.*, Alger. t. 64, fasc. 1 et 2, p. 219-241.
- DELLALOU-HACHEMI F. (1996)** - Etude d'assemblages à bryozoaires du Miocène supérieur et du Pliocène des régions d'Oran et de Mostaganem. *Mém. Magister, Univ. Oran*, 160 p. (inéd.)
- DELTEIL J. (1974)** - Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). *Thèse Doct. Etat, Univ. Nice*, 249 p.
- DE VERNAL A. (1994)** - Palynological records of the Pliocene in Baffin Bay and Labrador Sea. In: THOMPSON R.S. (ed.): Pliocene terrestrial environments and data-model comparisons. *Report of the US Geol. Surv.*, p. 4-5.
- DE VERNAL A. & MUDIE P.J. (1989)** - Pliocene and Pleistocene palynostratigraphy at ODP Sites 646 and 647, eastern and southern Labrador Sea. In: SRIVASTAVA, S.P., ARTHUR M., CLEMENT B. *et al.* (eds): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 105, *Ocean Drilling Program*, Texas, p. 401- 422.
- DE VERNAL A., LONDEIX L., MUDIE P.J., HARLAND R., MORZADECKERFOURN M.-T., TURAN J.L. & WRENN J.H. (1992)** - Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas: ecostratigraphy and biostratigraphy. In: HEAD M.J. & WRENN J.H. (eds.): Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. *Amer. Assoc. Stratig. Palyno. Found.*, Dallas, Texas, p. 289-328.
- DE VERNAL A., GUIOT J. & TURON J.-L. (1993)** - Late and Postglacial paleoenvironments of the Gulf of St. Lawrence: Marine and terrestrial palynological evidence. *Géogr. Phys. & Quarter.*, 47(2), p. 167-180.
- DE VARNAL A., TURAN J.-L. & GUIOT J. (1994)** - Dinoflagellate cyst distribution in high-latitude marine environment and quantitative reconstruction of sea-surface salinity, temperature and seasonality. *Can. Jour. Earth Sci.*, 31, p. 48-62.
- DE VARNAL A., ROCHON A., TURAN J.-L. & MATTHIESSEN J. (1997)** - Organic-walled dinoflagellate cysts: palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environment. *Geobios*, France, 30, p. 905-920.
- DE VERNAL A., HILLAIRE M.-C., TURON J.-L. & MATTHIESSEN J. (2000)** - Reconstruction of sea-surface temperature, salinity, and sea-ice cover in the northern North Atlantic during the last glacial maximum based on dinocyst assemblages. In: PELTIER W.R. (ed.): The climate system history and dynamics program. *Can. Jour. Earth Sci.*, 37, p. 725-750.

- DE VERNAL A., HENRY M., MATTHIESSEN J., MUDIE P.J., ROCHON A., BOESSENKOOL K., EYNAUD F., GRÓSFJEKL K., GUIOT J., HAMEL D., HARLAND R., HEAD M.J., KUNZ PIRRUNG M., LEVAC E., LOUCHEUR V., PEYRON O., POPSELOVA V., RADI T., TURAN J.L. & VORONINA E. (2001)** - Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-arctic seas: the new n=677 database and application for quantitative paleoceanographical reconstruction. *Jour. Quarter. Sc.*, 16, p. 681-699.
- DE VERNAL A., EYNAUD F., HENRY M., HILLAIRE-MARCEL C., LONDEIX L., BMANGIN S., MATTHIESSEN J., MARRET F., RADI T., ROCHON A., SOLIGNAC S. & TURAN J.L. (2005)** - Reconstruction of sea surface conditions at middle to high latitudes of the Northern hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Jour. Quarter. Sc.*, 24, p. 897-924.
- DE VERNAL A. & MARRET F. (2007)** - Organic-walled dinoflagellate cysts: tracers of sea-surface conditions. *In: HILLAIRE M.-C. & DE VERNAL A. (eds): Proxies in late Cenozoic paleoceanography. Develop. Mar. Geol.*, vol. I, p. 371-408.
- DE VERTEUIL L. (1996)** - Data report: Upper Cenozoic dinoflagellate cysts from the continental slope and rise off New Jersey. *In: MOUNTAIN G.S., MILLER K.G., BLUM P. et al. (eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 105, Ocean Drilling Program, Texas, p.439-454.*
- DEVILLIERS R. & DE VERNAL A. (2000)** - Distribution of dinocysts in surface sediments of the northern North Atlantic in relation with nutrients and productivity in surface waters. *Mar. Geol.*, p. 103-124.
- DODGE L. (1989)** - Some revisions of the family Gonyaulacaceae (Dinophyceae) based on a scanning electron microscope study. *Botanica Marina*, 32, p. 275-298.
- DONDI L. & PAPETTI I. (1968)** - Biostratigraphical zones of Po valley Pliocene. R.C.M.N.S., Proc. IV session, Bolongna 1967, *Gior. Geol.*, 2, 35(3), p. 63-98.
- DOUMERGUE F. (1908)** - Commentaire de la notice explicative de la carte géologique d'Oran. *Bull. Soc. Geogr. Archeol.*, Oran, 28 (116).
- EDWARD L.E., GOODMAN D.K. & WITMER R.J. (1984)** - Lower Tertiary (Pamunkey groupe) dinoflagellate biostratigraphy, Potomac River area, Virginia and Maryland. *In: FREDERIKSEN N.O. & KRAFFT K. (eds.): Cretaceous and Tertiary stratigraphy, paleontology and structure, southwestern Maryland and northeastern Virginia-Field. Trip volume and guide book. Amer. Assoc. Strat. Palyn. Found.*, Dallas, Texas, p. 259-288.
- EDWARD L.E. & ANDRELLE V.A.S. (1992)** - Distribution of selected dinoflagellate cysts in modern marine sediments. *In: HEAD M.J. & WRENN J.H. (eds.): Neogene and Quaternary Dinoflagellate cysts and Acritarchs. Amer. Assoc. Strat. Palyn. Found.*, Dallas, Texas, p. 259-288.
- EHRENBERG C.G. (1831)** - Animalia evertebrata. *In: HEMPRICH P.C. & EHRENBERG C.G. (eds): Symbolae physicae...Pars zoologica.* Berlin, p. 1-135

- EHRENBERG C.G (1838)** - Über das Massenverhältniss der jetzt lebenden kiesel – Infusorien und über ein neues Infusorien-Conglomerat als Polierschiefer von jastraba in Ungarn. *könig. Akad. wissen.*, 1, p.109-135.
- EIDE L.K. (1990)** - Distribution of coccoliths in surface sediments in the Norwegain-Greenland Sea. *Mar. Micropal.*, 16, p. 56-75.
- ERDTMAN G. (1966)** - Pollen morphology and plant taxonomy. Angiosperms: an introduction to palynology. *Almqvist & Wiksell*, Stockholm, 12, 539 p.
- EVITT W.R. (1961)** - Observations on the morphology of fossil dinoflagellates. *Micropal.*, 7/4, p. 385-420.
- EVITT W.R. (1963)** - A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres, and acritarchs I. *Proceeding Nat. Acad. Sci.*, Washington, 49, p. 158-164.
- EVITT W.R. (1981)** - The difference it makes that dinoflagellates did it differently. *Int. Comm. Palyn., News let. n° 4*, 1, p. 6-7.
- FENET B. (1975)** - Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin: Les monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. *Thèse Sc., Univ. Nice*, 301 p.
- FENSOME R. A., TAYLOR F. J.R., NORRIS G., SARJEANT W.A.S., WHARTON D. I. & WILLIAMS G.L. (1993)** - A classification of fossil and living dinoflagellates. *Micropal. Press Spec. Publ.*, 7, 351 p.
- GAINES G. & ELBRÄCHTER M. (1987)** - Heterotrophique nutrition. In: TAYLOR F.J.R. (ed.): The biology of dinoflagellates. *Botan. Monogr.*, vol. 21, Blackwell Scientific, Oxford, p. 224-68.
- GENTIL L. (1903)** - Etude géologique du bassin de la Tafna. *Bull. Serv. carte géol. Algérie*, (2), 4, 425 p.
- GOURINARD Y. (1958)** - Recherches sur la géologie du littoral oranais. *Pub. Ser. Carte géol. Algérie*, nlle sér., 6, 200 p.
- GRØSFJELD K., LARSEN E., SEJRUP H.P., DE VERNAL A., FLATEBØ T., VESTBØ M., HAFLIDASON H. & AARSETH I. (1999)** - Dinoflagellate cysts reflecting surface-water conditions in Voldafjorden, western Norway during the last 11 300 years. *Boreas*, 28, p. 403-415.
- GRUAS-CAVAGNETTO C. (1968)** - Etude palynologique des divers gisements du Sparnacien du Bassin parisien. *Mém. Soc. géol. France*, n° spéc. 47, 4, mém. n°110, 144 p.
- GUARDIA P. (1975)** - Géodynamique de la Marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale (Algérie). Relations structurales et

paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'Avant-pays atlasique. *Thèse Sci., Univ. Nice*, 289 p.

HAECKEL E. (1894) - Systematisch phylogenie. Entwurf eines natürlichen Systems der Organismen auf Grund ihrer Stammesgeschichte. I: Systematisch Phylogenie der Protisten und Pflanzen Reimer. Berlin, 400 p.

HAOULI A. (2006) – La série pliocène de la région de Sidi Brahim (Bassin du bas Chéelif) : cadre sédimentologiques, biostratigraphique et séquentiel. *Mém. Ingén. Etat, Univ. Oran*, 78 p.

HARLAND R. (1977) - Recent and late Quaternary (Flandrian and Devensian) dinoflagellate cysts from marine continental shelf sediments around the British Isles. *Paleontographica*, Abt. B (164), p. 87-126.

HARLAND R. (1979) - Dinoflagellate biostratigraphy of Neogene and Quaternary sediments at Holes 400/400A in the Bay of Biscay (Deep Sea Drilling Project Leg 48). In: MONTADERT L., ROBERTS D.G. *et al.* (eds): Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 48, (U. S. Government Printing Office), Washington Dc., p. 531-545.

HARLAND R. (1983) - Distribution map of recent dinoflagellate cyst in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. *Palaentology*, 26 (2), p. 321-387.

HARLAND R. (1988a) - Dinoflagellates, their cysts and Quaternary stratigraphy. *New Phytol.*, 108, p. 111-120.

HARLAND R. (1988b) - Quaternary dinoflagellate cyst biostratigraphy of the North Sea. *Palaeontology*, 31(3), p. 877-903.

HARLAND R. & HILL J. (1979) - A reappraisal of the Cainozoic dinoflagellate cyst “*Hystrichosphaeridium*” *choanophorum* Deflandre & Cookson 1955. *Rev. Palaeob. Palyno.*, 28, p. 37-45.

HEAD H.J. (1993) - Dinoflagellates, sporomorphs, and other palynomorphs from the Upper Pliocene St. Erth Beds of Cornwall, southwestern England. *Paleontol. Soc.*, mem. 31, Canada, 62 p.

HEAD H.J. (1996) - Modern dinoflagellate cysts and their biological affinities. In: JANSONIUS J. & Mc GREGOR, D.C. (eds.): *Palynology: Principales and Applications. Amer. Associa. Strat. Palyn. Found.*, Dallas, TX, p. 1197-1248.

HEAD H.J., EDWARDS L.E. & STEIDINGER K.A. (1989) - Neogene to Recent Dinoflagellates. *1st AASP Palynologic Short course*, Tulsa, 2 vol. course manual containing, 284 p.

HSÜ K.J. (1973) - The dessicated deep basin model for the Messinian events. In: DROOGOER C.W. (ed.): *Messinian Events in the Mediterranean. Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 60-67.

Clcours.COM

- IACCARINO S. (1982)** - Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. *In*: BOLLI H.M., SANDERS J.B., PERCH-NIELSEN K. (eds.): Plankton. Stratigraphy. Cambridge Univ. Press, p. 283-314.
- INDELICATO S.R. & LOEBLICH A.R. (1986)** - A revision of the marine peridinioid genera (Pyrrhophyta) utilizing hypothecal-cingular plate relationships as a taxonomic guideline. *Jap. Jour. Phyc.*, 34, p. 153-162.
- JAN DU CHENE R. (1977)** - Etude palynologique du Miocène supérieur Andalou (Espagne). *Rev Esp. Micropal.*, 9, p. 97-114.
- JAN DU CHENE R., MASURE E., BECHELER I., BIFFI U., DE VAINS G., FAUCONNIER D., FERRARIO R., FOUCHER J.-C., GAILLARD M., HOCHULI P., LACHKAR G, MICHOUX D., MONTEIL E., MORON J.-M., RAUSCHER R., RAYNAUD J.-F., TAUGOURDEAU J. & TURON J.-L. (1986)** - Guide pratique pour la détermination de kystes de dinoflagellés fossiles : le complexe gonyaulacysta. *Bull. Centr. Rech. Explor., Elf-Aquitaine Prod.*, Mém. 12, p. 1-499.
- JAN DU CHENE R. & LONDEIX L. (1988)** - Données nouvelles sur *Achomosphaera andalousiense* Jan du Chêne, 1977, Kyste de dinoflagellé fossile. *Bull. Centr. Rech Explor., Elf-Aquitaine Prod.*, Mém. 12, p. 237-250.
- KLUMP B. (1953)** - Beitrag zur Kenntnis der Mikrofossilien des mittleren und oberen Eozän. *Palaeontographica*, Abteilung a, 103, p. 377-406.
- LENTIN J.K & WILLIAMS G.L. (1981)** - Fossil dinoflagellates: index to genera and species. Bedford, *Inst. Oceanog. Rep.*, ser. 28, 856 p.
- LEWIS J., DODGE J.D. & POWELL A.J. (1990)** - Quaternary dinoflagellate cysts from the upwelling system offshore Peru, Hol 686b, ODP Leg 112. *In*: SUESS, E., VON HUENE, R. et al. *Proceedings Ocean Drilling edit. Progr. Sci. Result*, vol. 112, p. 547-553.
- LEWIS R.J., BRANNIGAN J.A., MUCHOVÁ K., BARÁK I. & WILKINSON A.J. (1999)** - Phosphorylated aspartate in the structure of a response regulator protein. *Jour. Mol. Biol.*, 294, p. 9-15.
- LEWIS B.P., SHIH I.H., JONES-RHOADES M.W., BARTEL D.P. & BURGE C.B. (2003)** - Prediction of mammalian micro RNA targets. *Cross Ref. Medline Web. Sci. Cell.*, 115, p. 787-798.
- LINDEMANN E. (1928)** - Abteilung Peridineae (Dinoflagellatae), pp. 3-104. *In*: ENGLER A. & PRANTL K. (eds): Die Natürlichen Pflanzenfamilien nebst ihren Gattungen und wichtigeren Arten insbesondere den Nutzpflanzen. Zweit stark vermehrte und verbesserte Auflage herausgegeben von A. Engler. 2 Band. Wilhelm Engelmann, Leipzig. Wilhelm Engelmann, p. 3-104.
- LONDEIX L., BENZAKOUR M., DE VARNAL A., TURON J.-L. & SUC J.-P. (1999)** - Late Neogene dinoflagellate cyst assemblages from the Strait of Sicily, central Mediterranean Sea: paleoecological and biostratigraphical implications. *In*: WRENN

- J.H., SUC J.-P. & LEROY A.G. (eds): The Pliocene: Time of change. *Amer. Ass. Stratigr. Palyn. Found.*, p. 65-91.
- MANSOUR B. (1991)** - La série diatomitique messiniene de Sig : étude systématique des diatomées et implications paléoécologiques. *Mém. Magister, Univ. Oran*, 147 p. (inéd.).
- MANSOUR B. (2004)** - Diatomées messiniennes du bassin du Bas Chélif (Algérie nord occidentale). *Thèse Doct. Etat, Univ. Oran*, 260 p. (inéd.).
- MANSOURI M.E.H. (2001)** - Les nannofossiles calcaires du Miocène supérieur du bassin du Chélif: intérêt biostratigraphique et corrélations. *Mém. Magister, Univ. Oran*, 129 p. (inéd.).
- MANTELL G.A. (1850)** - A pictorial atlas of fossil remains, consisting of coloured illustrations selected from Parkinson's "Organic remains of a former world" and Artis's "Antediluvian phytology" Henry G. Bohn, London, XII, 208 p.
- MANTELL G.A. (1854)** - Geological excursions round the Isle of Wight, and along the adjacent Coast of Dorsetshire. Gideon Algernon Mantell, 3rd ed.
- MANUM S.B., BOULTER M.C., GUNNARSDOTTIR K. & SCHLZE A. (1989)** - Eocene to Miocene palynology of the Norwegian Sea (ODP leg 104). In: ELDHOLM O., THIEDE J., TAYLOR E. *et al. Proceedings Ocean Drilling Program*, College Station, Texas, p. 611-662.
- MARRET J. & ZONNEVELD K.A.F. (2003)** - Atlas of modern organic walled dinoflagellate cyst distribution. *Rev. Palaeobot. Palyno.*, p. 125-200.
- MARTINI E. (1971)** - Standard tertiary and quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II plankt. Conf.*, Roma, p. 739-785.
- MATSUOKA K. (1983)** - Late Cenozoic dinoflagellates and acritarchs in the Niigata District, central Japan. *Palaeontographica*, Abt. B, 187, p. 89-154.
- MATSUOKA K., MCMINN A. & WRENN J.H. (1997)** Restudy of the holotype of *Operculodinium centrocarpum* (Deflander and Cookson) wall (Dinophyceae) from the Miocene of Australia and the taxonomy of related species. *Palynol.*, 21, p. 19-33.
- MATTHIESSEN J. & BRENNER W. (1996)** - Dinoflagellate cyst ecostratigraphy of Pliocene -Pleistocene sediments from the Yermak Plateau (Arctic Ocean, Hole 911A). In: THIEDE J., MYHRE A.M., FIRTH J.V. *et al.*: Proceedings Ocean Drilling Program Scientific Results. 151. *Ocean Drilling Program, College Station*. Texas, p. 243-253.
- MAZZOLA C. (1971)** - Les foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord-occidentale. *Proc. II Int. Conf. Plankt.*, Roma, 2, p. 787-818.
- Mc CARTHY F.M.G. & MUDIE P.J. (1996)** - Palynology and dinoflagellate biostratigraphy of Upper Cenozoic sediments from Sites 898 and 900, Iberia abyssal plain. In: WHITMARSH R. B., SAWYER D.S., KLAUS A. *et al.*: Proceedings Ocean

- Drilling Program. edit., Scientific Results, 149. *Ocean Drilling Program, College Station*. Texas, p. 241-265.
- MOISSETTE P. (1988)** - Faune de bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale. *Doc. Lab. Géol., Fac. Sc.*, Lyon, 102, 351 p.
- MONTRESOR M., ZINGONE A. & MARINO D. (1993)** - The calcareous resting cyst of *Pentapharsodinium tyrrhenicum*. (Dinophyceae). *Jour. Phycol.*, 29, p. 223-230.
- MORZADEC-KERFOURN M.-T. (1988)** - Paléoclimat et paléoenvironnements du Tardiglaciaire au Récent, en Méditerranée orientale, à l'Est du Delta du Nil : l'apport des microfossiles à membrane organique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 12 (1), p. 267-275.
- MUDIE P. J. (1987)** - Palynology and dinoflagellate biostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Leg 94, Sites 607 and 611, North Atlantic Ocean. *In: RUDDIMAN W.F., KIDD R.B., THOMAS E. et al.: Initial Reports Deep Sea Drilling Project. 94 U.S. Gov. Print. Office, Washington DC, p. 785-812.*
- MUDIE P.J. (1989)** - Palynology and dinocyst biostratigraphy of the Late Miocene to Pleistocene, Norwegian Sea ODP leg 104, sites 642 to 644, p.587-610. *In: ELDHOLM O., THIEDE J., TAYLOR E. et al.: Proceedings Ocean Drilling Program Scientific Result, 104. Ocean Drilling Program, Texas, p. 587-610.*
- NEURDIN-TRESCART J. (1992)** - Le remplissage sédimentaire du bassin néogène du Chélif. Modèle de références de bassin intra-montagneux. *Thèse. Doct. Sci., Univ. Pau & Pays de l'Adour*, 2 t., 605 p. (inéd.).
- OSTENFELD C.H. (1903)** - Phytoplankton from the sea around the Faeföes. *In: Botany of the Faeföes based upon Danish investigation, Part II. Copenhagen, Det Nordiske Forlag*, p. 558-612.
- PASCHER A. (1914)** - Über Flagellatum und Algen. *Deutsche Botanische Gesellschaft, Berichte*, 32, p. 136-160.
- PERRODON A. (1957)** - Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Bull. Serv. Cart. géol. Algérie*, n°12, 323 p.
- POMEL A. (1892)** - Sur la classification des terrains miocènes de l'Algérie et réponse aux critiques de M. PERON. *Bull. Soc. géol. France*, Paris. 3^e sér., t. XX, p. 166-174.
- POPESCU S.-M. (2006)** - Late Miocene and early Pliocene environments in the southwestern Black Sea region from high-resolution palynology of DSDP Site 380A (Leg 42B). *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoeco.*, 238, p. 64-77.
- POPESCU S.-M., MELINT M.-C., SUC J.-P., CLAUZON G., QUILLIVER F & SÜTÖSZENTAI M. (2007)** - La Formation de Colombacii et le sommet de la Formation Di Tetto ("Messinien terminal" des Apennins septentrionaux) sont d'âge zancéen: Nouvelles données paléoenvironnementales sur la coupe de Maccarone (Marche, Italie). *Geobios*, 40, p. 359-373.

- POULSEN N.E., MANUN S.B., WILLIAMS G.L. & ELLEGRARD M. (1996)** - Tertiary dinoflagellate biostratigraphy of sites 907, 908, and 909 in the Norwegian-Greenland Sea. *In: THIEDE J., MYHRE A.M., FIRTH J.V. et al. (eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Result. 151. Ocean Drilling Program, College Station, Texas. p. 225-287.*
- POWELL A.J. (1986a)** - Latest Palaeogene and earliest Neogene dinoflagellate cysts from the Lemme section, northwest Italy. *In: WRENN J.H., DUFFIELD S.L. & STEIN J.A. (eds.). 1st Symposium on Neogene Dinoflagellate cyst biostratigraphy. Amer. Ass. Strat. Palyn. Contrib., ser. 17, p. 83-104.*
- POWELL A.J. (1986b)** - A dinoflagellate cyst biozonation for the late Oligocene to middle Miocene succession of the Langhe region, northwest Italy. *In: WRENN J. et al. (eds.), Papers from the first Symposium on Neogene Dinoflagellate cyst biostratigraphy Amer. Ass. Strat. Palyn. Contrib., ser. 17, p. 129-150.*
- POWELL A.J., LEWIS J & DODGE J.D. (1990)** - Late Neogene to Pleistocene palynological face of the Peruvian continental margin upwelling, Leg 112. *In: SUESS E., VON HUENE R. et al. (eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Result, 112, p. 297-321.*
- RADI T. & DE VERNAL A. (2008)** - Dinokysts as proxy of primary productivity in mid-high latitudes of the Northern hemisphere. *Mar. Micropal., 68, p. 84-114.*
- REID P.C. (1974)** - Gonyaulacacean dinoflagellate cysts from the British Isles. *Nova Hedwigia, 25, p. 579-637.*
- REID P.C. (1977)** - Peridiniacean and glenodinicacean dinoflagellate cysts from the British Isles. [Volume dated 1978, preprint dated 18. XI. 1977], *Nova Hedwigia, 29, p. 429-463.*
- REPELIN J. (1895)** - Etude géologique des environs d'Orléans ville. Barthelet (edi.), Marseille, 198 p.
- ROCHON A., DE VERNAL A., SEJRUP H.P. & HALIDASON H. (1998)** - Palynological evidence of climatic and oceanographic changes in the North Sea during the last deglaciation. *Quarter. Res., 49, p. 197-207.*
- ROCHON A., DE VERNAL A., TURON J.-L., MATTHIESEN J. & HEAD M.J. (1999)** - Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *Cont. Ser. Amer. Assoc. Strat. Palyn., 35, p. 1-152.*
- ROSSIGNOL M. (1962)** - Analyse pollinique de sédiments marins quaternaires en Israël. II. Sédiments Pléistocènes. *Pollen et Spores, v. 4, n°1, p. 121-148.*
- ROSSIGNOL M. (1964)** - Hystrichosphères du Quaternaire en Méditerranée orientale, dans les sédiments pléistocènes et les boues marines actuelles. *Rev. Micropal., 7, p. 83-99.*

- ROUCHY J.-M. (1982)** - La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, Paris, sér. C, t. 50, 267 p.
- ROUCHY J.-M. & ORSZAG-SPERBER F. (1980)** - Les aspect géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée: bilan du 5^e Séminaire sur le Messinien. *In* : ORZAG-SPERBER F. & ROUCHY J.-M. (éds) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, VII.1, p.147-154.
- ROUCHY J.-M., CARUSO A., PIERRE C., BLANC-VALLERON M.M. & BASSETTI M.A. (2007)** - The end of the Messinian salinity crisis: evidences from the Chélif basin (Algeria). *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoeco.*, 254, p. 386-417.
- SAINT MARTIN J.-P. (1987)** - Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. Aspects paléoécologiques et paléogéographiques. *Thèse Doct. Etat, Univ. Provence, Marseille*, 2 vol., 499 p. (inéd.).
- SAINT MARTIN J.-P. (1990)** - Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, Paris, sér. C, t. 56, p. 351 p.
- SAINT MARTIN J.-P., CORNEE J.-J., CONESA G., BESEDIK M., BELKEBIR L., MANSOUR B., MOISSETTE P. & ANCLADA R. (1992)** - Un dispositif particulier de plate-forme carbonatée messinienne : la bordure méridionale du bassin du Bas Chélif (Algérie). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 315, p. 1365-1372.
- SAMTLEBEN C., SCHRÖDER A. (1992)** - Living coccolithophore communities in the Norwegian Greenland Sea and their record in sediments. *Mar. Micropal.*, 19, p. 333-354.
- SANGIORGI F., CAPOTONDI L. & BRINKHUIS H. (2002)** - A centennial scale organic-walled dinoflagellate cyst record of the last deglaciation in the South Adriatic Sea (Central Mediterranean), *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 186, p. 199-216.
- SANGIORGI F., CAPOTONDI L., COMBOURIEU NEBOUT N., VIGLIOTTI L., GIUNTA S., MORIGI C., NEGRI A., BRINKHUIS H. & LOTTER A.F. (2003)** - Holocene cooling events in the South Adriatic Sea (Central Mediterranean): a multi-proxy approach. *Jour. Quat. Sc.*, 18, (8), p. 723-732.
- SAOUDI N. (1982)** - Pliocène et Pléistocène inférieur et moyen du Sahel occidental algérois. *E.n.a.l* (édi.), Alger, 174 p.
- SARJEANT W.A.S. (1965)** - The Xantidia. *Endeavour*, 24(91), p. 33 39.
- SARJEANT W.A.S. (1970)** - The genus *Spiniferites* Mantell, 1850 (Dinophceae). *Grana*, 10 (2), p. 74-78.
- SCHILLER J. (1935)** - Dinoflagellatae (Peridineae) in monographischer Behandlung. 2. Teil, Lieferung 1. *In*: KOLKWITZ R., Zehnter Band (ed.). Flagellatae. *In*: L. Rabenhorst's kryptogamen-Flora von Deutschland, Osterreich und der Schweiz. Leipzig, *Akademische Verlagsgesellschaft*, p. 1-160.

- S.N. REPAL (1952)** - Le bassin néogène du Chéelif. *Publ. XIX^e Congr. Géol. Int., Alger. Monogr. Région., 1^{ère} sér., n°16, 56 p.*
- STOVER L.E. & EVITT W.R. (1978)** - Analyses of pre-Pleistocene organic walled dinoflagellates. *Geol. Sci., Stanford Univ. Publ., Univ. Stanford, USA, p. 1-300.*
- SUC J.-P. (1984)** - Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307, p. 429-432.
- SUC J.-P. & ZAGWIJN W.H. (1983)** - Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data. *Boreas*; 12, (3), p. 153-166.
- SUC J.-P., VIOLANTI D., LONDEIX L., POUMOT C., ROBERT C., CLAUZON G., TURON J.-L., FERRIER J., CHIKHI H., CAMBON G. & GAUTIER F. (1995)** - Evolution of the Mediterranean environments: the Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). *Rev. Palaeob. Palyn.*, 87, p. 51-79.
- TAYLOR F.J. R. (1980)** - On dinoflagellate evolution. *BioSystems*, 13, p. 65-108.
- TAYLOR F.J.R. & POLLINGHER U. (1987)** - Ecology of dinoflagellate. A general and marine ecosystems. *In: TAYLOR F.J.R. (ed.): The biology of dinoflagellates. Botanical Monogr. Blackwell Sc., Oxford, vol. 21, p. 388-502.*
- THOMAS G. (1985)** - Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chéelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. *Thèse es-Sc., Univ. Pau & Pays de l'Adour, 2 t., 594 p.*
- TURON J.-L. (1984)** - Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique Nord-Oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. *Mém. Inst. Géol. Bas. d'Aquitaine*, 17, p. 1-313.
- TURON J.-L. & LONDEIX L. (1988)** - Les assemblages de kystes de Dinoflagellés en Méditerranée occidentale (Mer d'Alboran). Mise en évidence de l'évolution des paléoenvironnements depuis le dernier maximum glaciaire. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 12 (1), p. 313-344.
- VAN HARTEN D. (2000)** - Variable nodding in *Cyrideis torosa* (Ostracoda, Crustacea): an overview, experimental results and a model from Catastrophe Theory. *In: HORN D. J. & MARTEN K. (eds): Evolutionary biology and ecology of Ostracoda. Hydrobiologia. Dordrecht, Netherlands, 419, p. 131-139.*
- VERSTEEGH G.J.M. (1994)** - Recognition of cyclic and non-cyclic environmental changes in the Mediterranean Pliocene: A palynological approach. *Mar. Micropal.*, 23(2), p. 147-183.
- VERSTEEGH G.J.M. & ZONNEVELD C.A.F. (1994)** - Determination of (palaeo)-ecological preferences of dinoflagellates by applying detrended and canonical

- correspondence analysis to Late Pliocene dinoflagellate cyst assemblages of the south Italian Singa section. *Rev. Palaeob. Palyn.*, 84, p. 181-1999.
- WALL D. (1967)** - Fossil microplankton in deep-sea cores from the Caribbean Sea. *Palaeontology*, 10, p. 95-123.
- WALL D. & DALE B. (1966)** - "Living fossils" in western Atlantic plankton. *Nature*, 211, p. 1025-1026.
- WALL D. & DALE B. (1968)** - Modern dinoflagellates cysts and the evolution of the Peridinaile. *Micropaleontology*, 14, p. 265-304.
- WALL D. & DALE B. (1970)** - Living hystriospheraid dinoflagellate spores from Bermuda and Puerto Rico. *Micropaleontology*, 16, p. 47-58.
- WALL D., DALE B. & HARADA K. (1973)** - Description of new fossil dinoflagellates from the Late Quaternary of the Black Sea. *Micropaleontology*, 19, p. 18-31
- WALL D. & DALE B. (1974)** - Dinoflagellates in Late Quaternary deep-water sediment of the Black Sea. *In: DEGENS R.T. & ROSS. D.A. (eds): The Black Sea geology chemistry and biology. Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 20, p. 364-380.
- WALL D., DALE B., LOHMANN G.P. & SMITHW K. (1977)** - The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Ocean and adjacent seas. *Marine Micropal.*, 2, p. 121-200.
- WARNY S. & WRENN J.H. (1997)** - New species of Dinoflagellate cysts from the Miocene-Pliocene boundary on the Atlantic coast of Morocco. *Rev. Paleob. Palyn.*, 96, p. 281-304.
- WARNY S. (1999)** - Marine and continental environmental changes in the Gibraltar Arc area during the Late Neogene (8-2.7 Ma) Linked to the evolution of global climate and to Atlantic Ocean- Mediterranean Sea relationship. A palynological contribution to the Mediterranean Messinian salinity crisis through Dinoflagellate cysts and pollen analysis. *Thèse Univ. catholique Louvain, France*, 295 p.
- WEFER G., BERGER W.H., BIJMA J. & FICHER G. (1999)** - Clues to ocean History: a brief overview of proxies, pp. 1-68. *In: FISCHER G. & WEFER G. (eds): Use of proxies in paleoceanography: Examples from the south Atlantic. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg*, p. 1-68.
- WERNLI R. (1988)** - Micropaléontologie du Néogène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. *Notes Mém. serv. géol. Maroc*, 331, 207 p.
- WILLIAMS G.L., LENTIN J.K. & FENSOME R.A. (1998)** - The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates. *Amer. Assoc. Strat. Palyn. Contr.*, ser. 34, 817 p.

- WILLIAMS G.L., FENSOME R.A., MILLER M. & SARJEANT W.A. S. (2000)** – A glossary of the terminology applied to dinoflagellates, Acritarchs and Prasinophytes, with emphasis on fossils. *Amer. Ass. Strat. Paly. Fond.*, 3th edi., ser. 37, 370 p.
- WRENN J.H. (1988)** - Differentiating species of the dinoflagellate cyst genus *Nematosphaeropsis* Deflandre and Cookson, 1955. *Palynology*, 12, p. 129-150.
- YASSINI I. (1973)** - Nouvelles données stratigraphiques et microfauniques sur la limite Pliocène inférieur-Pliocène moyen (Plaisancien-Astien) dans la région d'Alger. *Rev. Micropaléont.*, v. 16, n° 4, p. 229-248.
- YASSINI I. (1975)** - Planktonic biozonation of Neogene deposit in the "Sahel" of Algiers Algeria. *Riv. It. Paleont. Strat.*, Milano, Italy, p. 89-120.
- ZAGWIJIN W.H. (1960)** - Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in the Netherlands. *Mededelingne Geol. Sticht.*, ser. C. III, n°5, 78 p.
- ZEVENBOOM D. (1995)** - Dinoflagellate cysts from the Mediterranean Late Oligocene and Miocene. *Ph.D. Thesis, Univ. Utrecht*, Cip-Gegevens Koninklijke Bibliotheek, Den Haag, 211 p.
- ZONNEVELD K.A.F. (1997)** - New species of organic walled dinoflagellate cysts from modern sediments of the Arabian Sea (Indian Ocean). *Rev. Palaeob. Palyn.*, 97, p. 319-337.
- ZONNEVELD K.A.F., VERSTEEGH G.J.M & DE LANGE G.J. (2001)** - Palaeoproductivity and post-depositional aerobic organic matter decay reflected by dinoflagellate cyst assemblages of the Eastern Mediterranean S1 sapropel. *Marine Geol.*, 172, p. 181-195.

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1- Situation géographique générale du Bassin du Bas Chélif (Algérie).....	7
Fig. 2- Situation géographique du secteur du Télégraphe de Sidi Brahim.....	7
Fig. 3- Position du Bassin du Bas Chélif dans la structure générale de l'Oranie.....	8
Fig. 4- Corrélation entre les principales biozones utilisées en Méditerranée.....	13
Fig. 5- Figurés utilisés dans les figures.....	22
Fig. 6- Colonne lithostratigraphique de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	24
Fig. 7 - Echelle de temps du Pliocène.....	31
Fig. 8 - Distribution des principaux marqueurs de nannofossiles calcaires de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	32
Fig. 9 - Principaux caractères morphologiques du stade mobile d'un dinoflagellé.....	35
Fig. 10 - Cycle biologique simplifié et schématique des dinoflagellés.....	36
Fig. 11 - Schéma montrant la formation du kyste par condensation à partir de la forme.....	40
Fig. 12 - Ornementation de surface ou projections, disposition et forme des processus chez les Peridiniens.....	41
Fig. 13 - Critères morphologiques de deux kystes.....	44
Fig. 14 - Répartition verticale des assemblages de dinokystes de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	62
Fig. 15 - Diagramme de concentration des principaux dinokystes de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	66
Fig. 16 - Evolution des indices de distalité et de température de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	69
Fig. 17 - Evolution des fréquences relatives de l'espèce <i>Lingulodinium</i> <i>machaerophorum</i> selon la longueur de ses processus.....	73
Fig. 18 - Evolution des fréquences relatives des dinokystes regroupées selon la paléosalinité dans la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim.....	74

TABLE DE MATIERES

	<i>Pages</i>
<i>Avant-propos</i>	
<i>Résumé</i>	1
<i>Abstract</i>	2
<i>Sommaire</i>	3
CHAPITRE I : GENERALITES	
INTRODUCTION.....	6
I- CADRE GEOGRAPHIQUE.....	6
A- Situation générale de la région étudiée.....	6
B- Situation du secteur d'étude.....	6
II- CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL.....	7
III- ETAT DE CONNAISSANCE SUR LE PLIOCENE DU BASSIN DU BAS CHELIF.....	10
IV- CONTEXTE PALEO GEOGRAPHIQUE ET BIOSTRATIGRAPHIQUE.....	
DU MIO-PLIOCENE EN MEDITERRANEE.....	11
V- HISTORIQUE.....	14
VI- BUT & METHODE DE TRAVAIL.....	18
A- Prélèvement des échantillons.....	18
B- Traitement des échantillons.....	18
C- Analyse et comptage.....	20
D- Représentation graphique et interprétation.....	20
CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE	
INTRODUCTION.....	23
I- COUPE DU TELEGRAPHE DE SIDI BRAHIM.....	23
A- Localisation.....	23
B- Description lithostratigraphique.....	23
1- Formation marneuse.....	23
1.1- Membre 1 : Marnes jaunâtres inférieures.....	25
1.2- Membre 2 : Marnes blanchâtres ou faciès "Trubi".....	25
1.3- Membre 3 : Marnes grisâtres.....	25
1.4- Membre 4 : Marnes jaunâtres supérieures.....	26
2. Formation gréseuse.....	26
2.1- Membre 1 : Membre gréso-marneux inférieur.....	26
2.2- Membre 2 : Membre marno-gréseux inférieur.....	27
2.3- Membre 3 : Membre gréso-marneux médian.....	27
2-4 Membre 4 : Membre marno-gréseux supérieur.....	28
2-5. Membre 5 : Membre gréso-marneux supérieur.....	28
II- BIOSTRATIGRAPHIE.....	29
CHAPITRE III : SYSTEMATIQUE	
INTRODUCTION.....	34
I- GENERALITES SUR LES DINOFLAGELLES.....	34
A- Définition.....	34
B- Historique sur les dinoflagellés.....	34
C- Morphologie des dinoflagellés.....	35
D- Le cycle de vie.....	36
1- Stade végétatif.....	37
2- Stade de reproduction.....	37
3- Stade d'enkystement.....	37

E- Ecologie de dinokystes.....	37
F- Le rôle biostratigraphique des dinoflagellés.....	38
G- Intérêt des dinoflagellés.....	38
II- LES DINOFLAGELLES FOSSILES.....	39
A- Morphologie générale.....	39
B- Critères de détermination.....	39
1- Forme générale, cingulum, sulcus, dimensions.....	41
2- Tabulation "reflétée" et forme des projections.....	41
3- L'archéopyle.....	42
4- Structure de la paroi.....	42
C- Glossaire des principaux termes morphologiques utilisés dans la description des dinokystes.....	42
III- ETUDES SYSTEMATIQUE.....	46
A- Méthodologie.....	46
B- Classification.....	46
C- Description des espèces.....	48
<i>Lingulodinium machaerophorum</i> (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967.....	48
<i>Operculodinium centrocarpum sensu</i> Wall & Dale 1966V.....	49
<i>Impagidinium aculeatum</i> (Wall, 1967) Lentin & Williams 1981.....	49
<i>Impagidinium patulum</i> (Wall 1967) Stover & Evitt 1978.....	50
<i>Impagidinium sphaericum</i> (Wall 1967) Lentin & Williams 1981.....	50
<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i> (Ostenfeld 1903) Reid 1974.....	51
<i>Polysphaeridium zoharyi</i> (Rossignol 1962) Bujak <i>et al.</i> , 1980.....	52
<i>Spiniferites bentorii</i> (Rossignol 1964) Wall & Dall 1970.....	52
<i>Spiniferites bulloideus</i> (Deflandre et Cookson 1955) Sarjeant 1970.....	53
<i>Spiniferites hyperacanthus</i> (Deflandre & Cookson 1955) Cookson & Eisenack 1974.....	53
<i>Spiniferites membranaceus</i> (Rossignol 1964) Sarjeant 1970.....	54
<i>Spiniferites mirabilis</i> (Rossignol 1964) Sarjeant 1970.....	54
<i>Spiniferites ramosus</i> (Ehrenberg, 1838) Mantell 1854.....	55
<i>Spiniferites cf. rubinus</i> (Rossignol 1964) Sarjeant 1970.....	56
<i>Spiniferites cf. falcipediis</i> Warny & Wernn 1997.....	56
<i>Achomosphaera andalousiensis</i> (Jan du Chêne 1977) Jan du Chêne & Londeix 1988.....	57
<i>Achomosphaera ramulifera</i> (Deflandre 1937) Evitt 1963. Matsuoka 1983.....	57
<i>Hystrikkokolpoma sp.</i>	58
<i>Melitasphaeridium sp.</i>	58
<i>Pentapharsodinium dalei</i> Indelicato & Loeblich III 1986.....	59
<i>Xandarodinium xanthum</i> Reid 1977.....	60
<i>Selenopemphix sp.</i>	60
IV- CONCLUSION.....	61

CHAPITRE IV : PALEOECOLOGIE & PALEOENVIRONNEMENTS

INTRODUCTION.....	64
I- CARACTERISTIQUES BIOTIQUES & ABIOTIQUES DES DINOKYSTES.....	64
II - ANALYSE PALEOECOLOGIQUE.....	65
A- Biodiversité.....	65
1- Formation marneuse.....	67
1.1.- Membre 1 (Marnes jaunâtres inférieures).....	67
1.2.- Membre 2 (Marnes blanchâtres ou faciès "Trubi").....	68
1.3.- Membre 3 (Marnes grisâtres).....	68
1.4.- Membre 4 (Marnes jaunâtres supérieures).....	68
2- Formation gréseuse.....	68
2.1.- Membre 1 (Membre gréso-marneux inférieur).....	69
2.2.- Membre 2 (Membre marno-gréseux inférieur).....	69
B- Les paramètres environnementaux et leur rôle sur les dinokystes.....	69

1- L'éloignement de la côte.....	69
2- La Paléotempérature.....	71
3- La paléosalinité.....	72
C- Essai de reconstitution des paléoenvironnements.....	75
1- L'éloignement de la côte.....	75
2- La paléotempérature.....	75
3- La paléosalinité.....	76
III- DISCUSSION & CONCLUSION.....	76
CONCLUSION GENERALE.....	80
<i>Références bibliographiques.....</i>	84
<i>Liste des figures.....</i>	100
<i>Table de matières.....</i>	101
<i>PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....</i>	104

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

Fig. 1 - Photo panoramique illustrant le faciès des marnes blanchâtres (ou faciès "trubi") (membre 2) de la formation de marneuse.

Fig. 2- Photo montrant le passage entre les deux formations, marneuse (I) et gréseuse (II) :

I- Formation marneuse (I) :

1 : Marnes grises (Membre 3).

2 : Marnes gréseuses bioturbées jaunâtres (Membre 4).

II- Formation gréseuse (II) :

a, c et e : Respectivement membres 1, 3 et 5 (barres à dominance gréseuse).

b et d : Membres 2 et 4 à dominance marneuse.

Fig. 3 - Formation gréseuse.

a, c et e : Respectivement membres 1, 3 et 5 (Barres à dominance gréseuse).

b et d : Membres 2 et 4 à dominance marneuse.

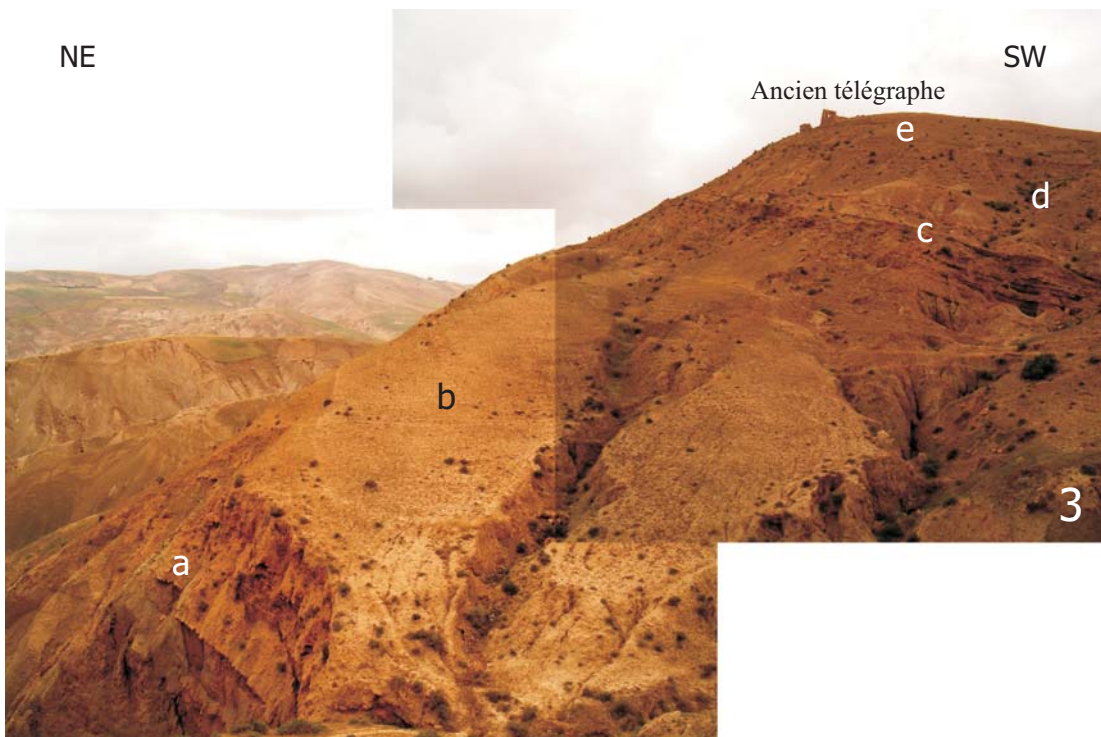
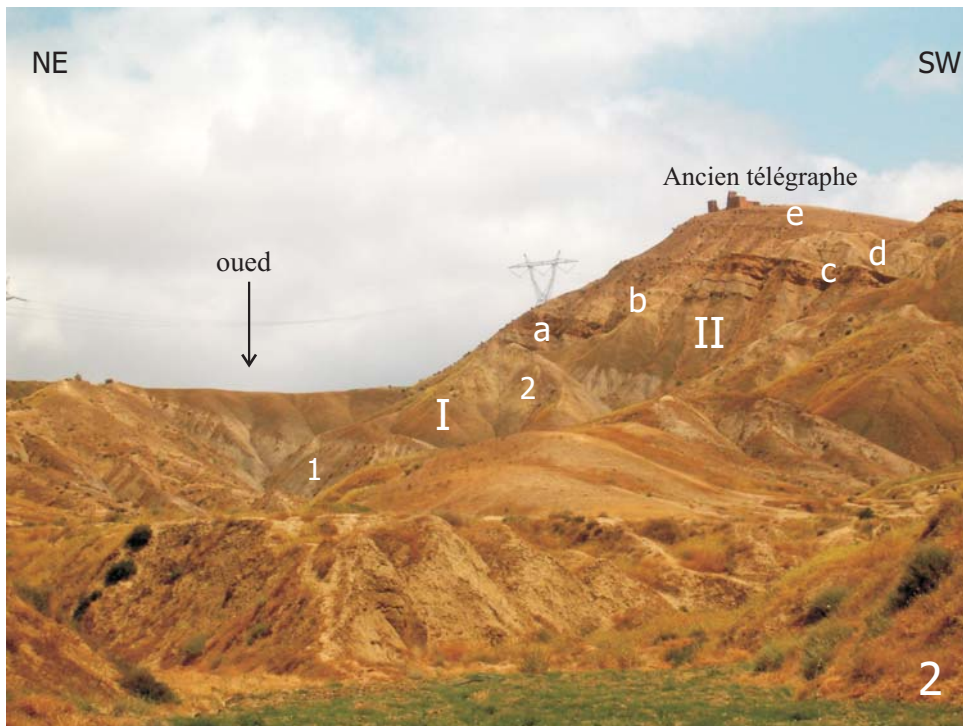


PLANCHE II

Fig. 1 et 2 - *Lingulodinium machaerophorum* (Deflandre & Cookson, 1955) Wall, 1967

Fig. 1 - *Lingulodinium machaerophorum* long. Grossissement x100

Fig. 2 - *Lingulodinium machaerophorum* court. Grossissement x40

Fig. 3 - *Operculodinium centrocarpum sensu* Wall & Dale, 1966. Grossissement x100

Fig. 4 - *Impagidinium aculeatum* (Wall, 1967) Lentin & Williams, 1981. Grossissement x100

Fig. 5 - *Impagidinium patulum* (Wall, 1967) Stover & Evitt, 1978. Grossissement x100

Fig. 6 - *Impagidinium sphaericum* (Wall, 1967) Lentin & Williams, 1981. Grossissement x100

Fig. 7 - *Nematosphaeropsis labyrinthus* (Ostenfeld, 1903) Reid, 1974. Grossissement x100

Fig. 8 - *Polysphaeridium zoharyi* (Rossignol, 1962) Bujak *et al.*, 1980. Grossissement x100

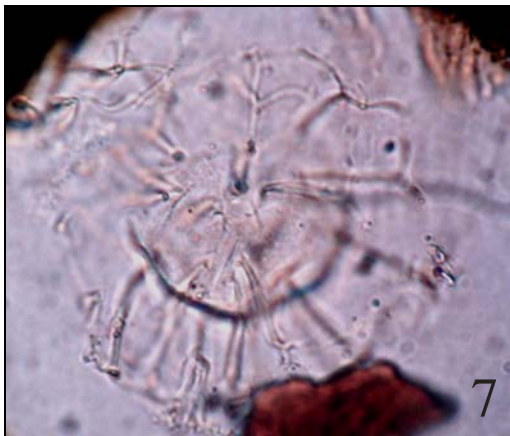
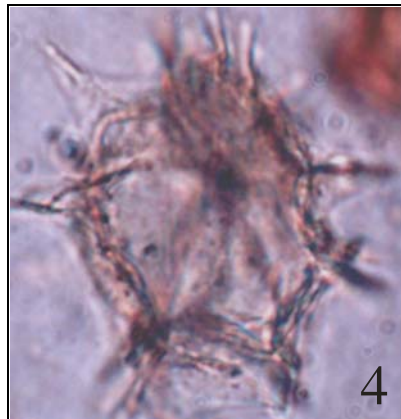
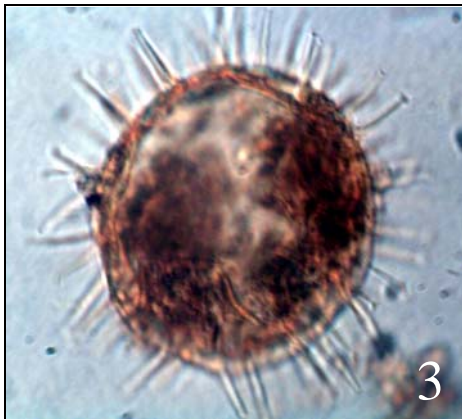
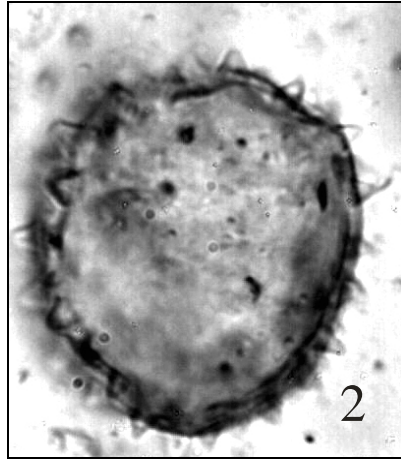


PLANCHE III

Fig. 1 - *Spiniferites bentorii* (Rossignol, 1964) Wall & Dall, 1970. Grossissement x100

Fig. 2 - *Spiniferites bulloideus* (Deflandre & Cookson 1955) Sarjeant, 1970. Grossissement x100

Fig. 3 - *Spiniferites hyperacanthus* (Deflandre & Cookson, 1955) Cookson & Eisenack, 1974.
Grossissement x100

Fig. 4 - *Spiniferites membranaceus* (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970. Grossissement x100

Fig. 5 - *Spiniferites mirabilis* (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970. Grossissement x40.

Fig. 6 - *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854. Grossissement x100

Fig.7 - *Spiniferites cf. rubinus* (Rossignol, 1964) Sarjeant, 1970. Grossissement x100

Fig. 8 - *Spiniferites cf. falcipediis* Warny & Wrenn, 1997. Grossissement x100

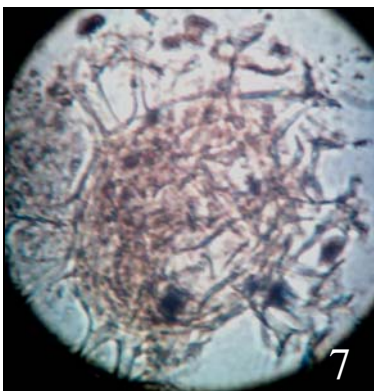
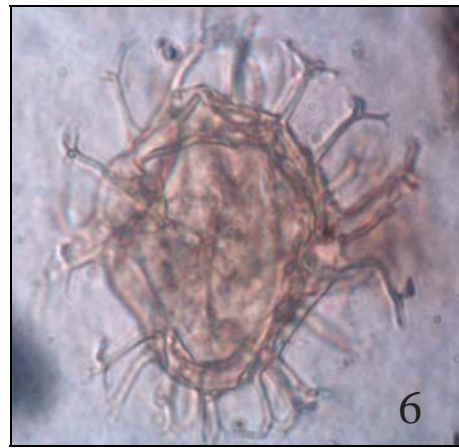
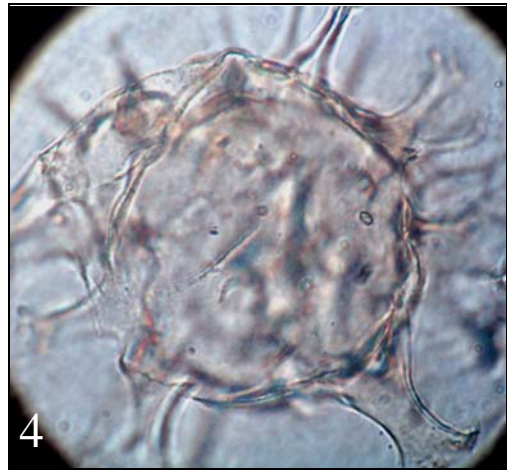
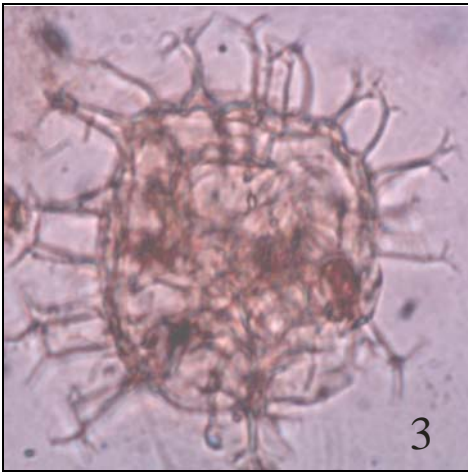


PLANCHE IV

Fig. 1 - *Achomosphaera andalousiensis* (Jan du Chêne, 1977) Jan du Chêne & Londeix, 1988. Grossissement x100

Fig. 2 - *Achomosphaera ramulifera* (Deflandre, 1937) Evitt, 1963. Matsuoka, 1983. Grossissement x100

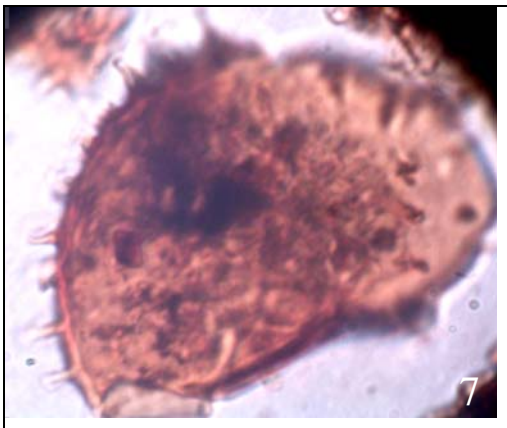
Fig. 3 - *Hystrikkokolpoma sp.* Grossissement x100

Fig. 4 - *Melitasphaerdium sp.* . Grossissement x100

Fig. 5 - *Pentapharsodinium dalei* Indelicato & Loeblich III, 1986. Grossissement x100

Fig. 6 - *Xandarodinium xanthum* Reid, 1977. Grossissement x100

Fig. 7 - *Selenopemphix .sp.* Grossissement x100



Résumé

L'analyse de la coupe du Télégraphe de Sidi Brahim, située sur la bordure occidentale du Massif du Dahra (Bassin du Chéelif), a révélé la présence d'une microflore de dinokystes assez riche ayant permis son étude systématique et paléoécologique détaillée. Deux formations ont été reconnues dans ce secteur : une formation marneuse surmontée par une autre gréseuse. La première a été subdivisée en 4 membres, la seconde en 5. Le cadre biostratigraphique de cette série d'étude a été défini grâce à l'utilisation des nannofossiles calcaires ayant permis d'attribuer cette coupe au Miocène terminal (Messinien) - Pliocène inférieur (Zancléen) et moyen (Piacenzien). Par ailleurs, certains assemblages de dinokystes confirment la datation, du moins en ce qui concerne le Zancléen. L'étude systématique a porté sur la description de trois familles de dinokystes, réparties en 12 genres et 23 espèces. Plusieurs assemblages de dinokyste ont été définis. Leur étude détaillée montre l'influence des paramètres environnementaux (l'éloignement de la côte, climat et la salinité) sur la distribution des espèces de dinokystes. Les fluctuations des indices de distalité et température et le taux de salinité de ces assemblages, le long de la coupe, ont permis de proposer une évolution paléoenvironnementale de la série d'étude dans cette partie du Bassin du Bas Chéelif. Ainsi, à partir du deuxième membre de la formation marneuse, les assemblages de dinokystes traduisent et confirment la transgression marine du Pliocène déjà signalée par les anciens auteurs. Ils indiquent également un environnement de dépôt néritique de plate-forme externe, notamment, pendant le Zancléen. Par ailleurs, la rareté, voire l'absence de dinokystes à la fin de la formation gréseuse (Piacenzien) plaide en faveur d'un environnement sédimentaire restreint, probablement à cachet littoral. Enfin, l'indice de température montre que tous les affleurements se sont mis en place dans des eaux de surface chaudes, sous climat subtropical à tropical. La salinité semble être normale dans les membres 2 et 3 de la première formation et plus élevée dans le reste des affleurements.

Mots-clés:

Dinoflagellés; Mio-Pliocène; Télégraphe de Sidi Brahim; Bassin du Bas Chéelif (Algérie nord occidentale); Systématique; Paléoécologie; Paléoenvironnement; Paléoclimat; Paléosalinité; Indice de Distalite et Température .