



HAL
open science

Reconstitution des paléoenvironnements et des événements extrêmes au cours du Quaternaire à l'oued El Akarit (Golfe de Gabès, Sud de la Tunisie)

Soumaya Ben Rouina

► **To cite this version:**

Soumaya Ben Rouina. Reconstitution des paléoenvironnements et des événements extrêmes au cours du Quaternaire à l'oued El Akarit (Golfe de Gabès, Sud de la Tunisie). Océanographie. Université de Perpignan; Université de Sfax (Tunisie), 2016. Français. NNT : 2016PERP0036 . tel-01480953

HAL Id: tel-01480953

<https://theses.hal.science/tel-01480953>

Submitted on 2 Mar 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par
UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA
&
UNIVERSITE DE Sfax
Faculté des Sciences de Sfax

Préparée au sein de l'école doctorale ED305
Et de l'unité de recherche CEFREM

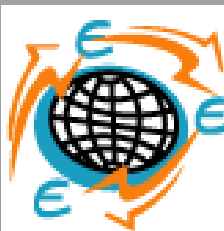
Spécialité :
Océanologie

Présentée par
Soumaya BEN ROUINA

**Reconstitution des paléoenvironnements et des
événements extrêmes au cours du Quaternaire à
l'oued El Akarit (Golfe de Gabès, Sud de la Tunisie)**

Soutenue le 10/11/2016 devant le jury composé de

M. Pierre CARBONEL, Chargé de recherche, Université de Bordeaux I	Rapporteur
Mme. Radhia SOUISSI, Professeur, Faculté des Sciences de Tunis	Rapporteur
M. Taniel DANELIAN, Professeur, Université de Lille	Examineur
M. Nejb KALLEL, Professeur, Faculté des Sciences de Sfax	Examineur
M. Serge BERNE, Professeur, Université de Perpignan Via Domitia	Président
Mme. Maria-Anela BASSETTI, Professeur, Université de Perpignan Via Domitia	Directeur de thèse
M. Jamel TOUIR, Professeur, Faculté des Sciences de Sfax	Directeur de thèse



Remerciements

*Soyons reconnaissants aux personnes qui nous donnent
du bonheur ; elles sont les charmants jardiniers
par qui nos âmes sont fleuries.*

Marcel Proust

Cette thèse de Doctorat a été réalisée dans le cadre d'une convention de cotutelle entre l'Université de Perpignan Via Domitia et la Faculté des Sciences de Sfax. Les recherches qui font l'objet de ce mémoire ont été réalisées sur deux sites : en France, au sein du Centre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens (CEFREM) et en Tunisie, dans le Laboratoire Eau, Energie et Environnement (3 E).

J'exprime tous mes remerciements à l'ensemble des membres de mon jury :

Je tiens à remercier spécialement ma directrice de thèse française, Madame **Maria-Angela BASSETTI**, professeur à l'Université de Perpignan Via Domitia. Les mots me manquent pour exprimer ma gratitude. Je vous remercie pour m'avoir encadré, pour le temps et la patience que vous m'avez accordés tout au long de ces années et surtout de m'avoir facilité les tâches pour les papiers administratives. Je garderai dans mon cœur votre générosité, votre gentillesse, votre compréhension et votre efficacité. Pour tout ce que vous m'avez donné, je vous remercie très sincèrement.

Je tiens à remercier mon directeur de thèse tunisien Monsieur **Jamel TOUIR**, maître de conférences à la Faculté des Sciences de Sfax d'avoir bien assuré la direction et l'encadrement de mes travaux de thèse. Merci pour votre gentillesse et vos précieux conseils. J'ai beaucoup apprécié travailler à vos côtés tant sur le plan scientifique que sur le plan humain.

Je remercie Madame **Radhia SOUISSI** professeur à l'Institut National de Recherche et d'Analyse Physico-chimique et Monsieur **Pierre CARBONEL** chargé de recherche à l'université de Bordeaux I, d'avoir accepté de rapporter cette thèse. Vos remarques pertinentes et vos conseils précieux m'ont beaucoup aidé à améliorer la qualité de ce travail. Soyez assurés, chers professeurs, de mon estime et de ma profonde gratitude.

Je remercie également Monsieur **Serge BERNE**, Professeur à l'université de Perpignan Via Domitia pour l'honneur qu'il m'a fait en acceptant d'être président de mon jury de thèse. Je tiens à l'assurer de ma profonde reconnaissance pour l'intérêt qu'il porte à ce travail.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur **Taniel DANELIAN**, Professeur à l'université de Lille, pour l'intérêt qu'il montre pour ce travail en acceptant de l'examiner et siéger à mon jury, qu'il trouve ici ma profonde reconnaissance.

Je ne saurais comment exprimer mes remerciements à l'égard de Monsieur **Nejib KALLEL**, Professeur à la Faculté des Sciences de Sfax, pour sa gentillesse et ses qualités humaines qui suscitent le plus grand respect. Je lui suis profondément reconnaissante et de tout mon cœur je lui dis Merci et qu'il sache que je suis encore sensible à l'honneur qu'il m'a fait en siégeant à ce jury.

En plus des membres de jury, J'adresse ma profonde reconnaissance envers Monsieur **Pierre GIRESE**, Professeur émérite à l'université de Perpignan Via Domitia, pour son aide et ses conseils dans l'interprétation des données obtenues.

Je remercie également Monsieur **Thibaud SAOS**, qui m'a donné l'opportunité d'utiliser le granulomètre laser au Centre Européen de Recherches Préhistoriques de Tautavel. Je le remercie pour son accueil chaleureux et son aide.

Les travaux de cette thèse ont été financés par le laboratoire L3E et par une bourse d'alternance du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de

la Recherche Scientifique. A toutes ces instances, je leurs exprime mes plus vifs remerciements, en particulier Monsieur **Mourad BEN ZINA**, directeur du laboratoire L3E et Monsieur **Jamel OUALI**, professeur de l'Ecole National des Ingénieurs de Sfax.

Je tiens aussi à remercier toute l'équipe de la **Société Thyna sondage** qui a grandement contribué à ce travail notamment durant les campagnes de terrain (carottage) en particulier Monsieur **Mohamed BJAOUI**.

Un grand merci à toute l'équipe du laboratoire **CEFREM** de l'université de Perpignan Via Domitia. Directeur, Professeurs, Enseignant-chercheur, Thésards, techniciens et secrétariats pour m'avoir aidé. Durant tous mes séjours à Perpignan j'ai eu la chance de découvrir ces personnes qui m'ont toujours soutenu et assisté dans toutes les étapes. Merci pour ces bons moments de collaboration et d'échanges. Merci tout particulier à **Charlie, Julie, Anne-Sophie** et **Marie** pour leurs aides, leurs sympathie et pour les bons moments partagés ensemble.

Je voudrais manifester ma profonde gratitude à Monsieur **Didier AUSSEL**, directeur de l'Ecole Doctorale de l'UPVD (ED 305) et Madame **Jocelyne PLA**, pour leurs attentions particulières et leurs soutiens pour l'aboutissement des procédures administratives de cette thèse en cotutelle.

Que tous mes professeurs et enseignants de la Faculté de Sciences de Sfax et particulièrement ceux du Département Sciences de la Terre qui ont ensoleillé mes années d'études et mes années thésardes, trouvent ici ma reconnaissance pour leur gentillesse, leur disponibilité et leur confiance. Je pense aussi à tous mes collègues et mes amis doctorants du Département Sciences de la Terre qui m'ont toujours entouré et qui dans les moments difficiles, m'ont donné du souffle par leur soutien.

Je ne serai jamais arrivé là sans le soutien inconditionnel et l'amour de ma maman **Noura** et de mon papa **Ibrahim**. Je n'aurai pas les mots pour vous dire à quel point je vous suis redevable et combien je vous aime. Enfin je m'adresse à remercier mes deux sœurs (**Marwa** et **Khawla**) et mes trois

frères (**Borhen**, **Hammadi** et **Badredine**) qui ont toujours cru en moi et qui ont su m'aider dans les moments les plus difficiles.

RESUME

Trois carottes de 5 à 6 m de profondeur ont été prélevées tout au long de l'oued El Akarit (Golfe de Gabès, Sud tunisien) : deux sur la rive Nord et une à l'embouchure.

L'étude sédimentologique (granulométrie), minéralogique (minéraux argileux) et micropaléontologique (ostracodes, foraminifères et charophytes) et leur étude quantitative et qualitative ainsi que le calcul des indices de diversités de Shannon et d'équitabilité nous a permis de reconstituer l'évolution des paléo-environnements succédés depuis le Pléistocène dans la région El Akarit.

La carotte à l'embouchure de l'oued El Akarit (carotte AK1), nous a permis de dater avec précision les dépôts étudiés et de reconstituer la chronologie des événements ayant contrôlé la sédimentation.

La phase pléistocène (>45000 ans B.P), milieu continental estuarien évoluant vers une vaste lagune très ouverte à la mer lors de la transgression marine pléistocène (MIS5e), par la suite l'installation d'un cordon sableux isole cette lagune de l'environnement marin.

Les dépôts holocènes inférieurs et moyens sont absents dans l'embouchure de l'oued El Akarit à cause probablement d'une migration latérale de l'embouchure de l'oued El Akarit et/ou d'une érosion des dépôts.

La phase Holocène supérieur (derniers 3000 ans B.P), se caractérise par la succession de trois épisodes d'événements extrêmes (crues et tempêtes).

A 1 et 2 km du rivage actuel (carotte AK2 et AK3 respectivement), les dépôts généralement continentaux montrent des intercalations des dépôts marins et des niveaux à galets enregistrant des événements extrêmes.

Les dépôts de ~ 8000ans B.P de la poche à « *Cardium* » à 9 m d'altitude de la mer actuelle, montrent une influence marine (abondance des foraminifères planctoniques), il s'agit évidemment d'un événement extrême exceptionnel qui provoquerait le transport des foraminifères planctoniques à l'intérieur de la lagune El Akarit.

Mots clés : Oued El Akarit, Pléistocène, Holocène, ostracodes, foraminifères, charophytes, événements extrêmes et paléoenvironnements.

Abstract

Three cores 5 to 6 m depth were taken throughout the Wadi El Akarit (Gulf of Gabes, south of Tunisia): two on the left riverbank and one in the river mouth.

The study of the sedimentology (particle size), mineral (clay minerals) and micropaleontology (ostracods, foraminifera and charophytes, their quantitative and qualitative study, the calculation of the Shannon diversity index and equitability) contents allowed us to reconstruct the paleoenvironments evolution succeeded since the Pleistocene in the El Akarit region.

The river mouth core (AK1), allowed us to date the studied deposits and reconstruct the events chronology controlling sedimentation.

The Pleistocene phase (> 45 000 years BP) shows continental estuarine environment evolving to a vast very open lagoon during the Pleistocene marine transgression (MIS5e). Subsequently, the probably installation of a sand bar isolates the lagoon from marine environment.

The absence of the lower and middle Holocene deposits in the El Akarit river mouth could be interpreted as the result of the erosion during extreme event period (presence of erosional surface at the top of this phase).

The upper Holocene phase (last 3000 years B.P) is characterized by the succession of three extreme events episodes (floods and storms).

At 1 and 2 km from the present coastline (AK2 and AK3 cores respectively), the record of intercalated marine and pebble levels in the continental deposits testify the occurrence of extreme events.

The 8000 BP deposits "Cardium pocket", 9 m of the current sea level, show a marine influence (planktonic foraminifera abundance). Such result could be generated by an exceptional event that would cause extreme transport of planktonic foraminifera within the El Akarit lagoon.

Key words: Wadi El Akarit, Pleistocene, Holocene, ostracods, foraminifera, charophytes, extreme events and palaeoenvironments.

TABLE DE MATIERE

Introduction.....	1
Chapitre I :Généralités.....	4
I. Région d'étude	4
1. Présentation du Golfe de Gabès.....	4
2. La zone d'étude : Oued El Akarit	4
II. Cadre géologique	6
III. Cadre tectonique et néotectonique	11
VI. Généralités hydrologiques et climatiques de la région d'étude	12
1. Hydrologie et hydrogéologie (Mamou, 1982).....	12
2. Cadre climatique.....	13
3. Les facteurs hydrodynamiques.....	15
V. Travaux antérieurs : les dépôts Quaternaires au niveau du Golfe de Gabès.....	16
1. Dépôts Pléistocènes	16
2. Dépôts Holocènes.....	18
VI. Climat Holocène méditerranéen.....	24
VII. Variation du niveau marin.....	27
1. Variations du niveau marin global.....	29
2-Variations du niveau marin au niveau du golfe de Gabès	29
VIII. Les enregistrements sédimentaires en domaine côtier	30
1. Les milieux deltaïques	30
2. Les milieux estuariens	31
3. Les lagunes	32
Chapitre 2 : Matériels et méthodes	33
1. Méthodologie	33
2. Etudes sédimentologique.....	33

2.1-Carottages	33
2.2. Analyses lithologiques	37
2.3. Analyse granulométrique	37
2.4. Minéralogie des argiles	41
3. Analyses micropaléontologiques.....	43
3.1. Préparation des échantillons.....	43
3.2. Microfossiles étudiés.....	43
4. Datations par le radiocarbone.....	54
4.1. Principe de la méthode	54
4.2. Datations	55
5. Microscopie électronique à balayage.....	55
Chapitre 3 : Etude Sédimentologique	57
I. Localisation des carottes	57
II. Etude de la carotte d'embouchure (Carotte AK1).....	58
1. Description des unités lithologiques	58
2. Datation carbone 14.....	60
3. Etude granulométrique	60
4. Test Passega	62
5. Discussion	65
6. Minéralogie des argiles.....	66
III. Etude des carottes de la rive gauche de l'oued El Akarit :	69
(Carottes AK2 et A3)	69
1. Carotte AK2.....	69
2. Etude de la carotte AK3.....	73
Chapitre 4 : Etude micropaléontologique	111
I. Etude de la microfaune des sédiments de l'embouchure de l'oued El Akarit (Carotte AK1).....	111
1. Datation des dépôts	111

2. Microfaune	112
II. Etude de la microfaune des sédiments de la rive gauche de l'oued El Akarit (Carottes AK2 et AK3)	129
1. Carotte AK2.....	129
1.2. Foraminifères benthiques	131
2. Carotte AK3.....	134
Répartition des ostracodes et des foraminifères	134
3 Discussion	137
III- Discussion de l'étude des forages AK1, AK2 et AK3	137
Chapitre 5 : Etude de la poche à <i>Cardium</i>	140
1. Problème d'accumulation des <i>Cardium</i> de l'oued Akarit.....	140
2. Observations de terrain.....	141
3. Coupe lithostratigraphique	141
4. Datation carbone 14 :	142
5. Répartition de la microflore	143
6. Répartition de la microfaune.....	144
6.1. Les ostracodes	144
6.2. Les foraminifères	145
7. Répartition de la macrofaune.....	145
8. Discussion	146
Conclusion générale et perspectives.....	150
Références Bibliographique	154

LISTE DE FIGURES

FIGURE 1.1: LOCALISATION DE SITE EL AKARIT (PROJET SASS ; 1994)	5
FIGURE 1.2: COUPE GEOLOGIQUE LONGITUDINALE, RIVE NORD, DE L'OUED EL AKARIT (ROGNON ET AL., 1983. MODIFIE)	6
FIGURE 1.3 : CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE (CARTE GEOLOGIQUE DE LA TUNISIE 1/500000)	10
FIGURE 1.4 : CARTE STRUCTURALE DE SYNTHESE DE LA ZONE SKHIRA GABES A PARTIR DU PROJET SASS ; 1994 ET LES TRAVAUX SISMIQUES ACTUALISES PAR AMRI 2001	12
FIGURE 1.5: VARIATION DES PRECIPITATIONS MENSUELLES DANS LA REGION DE GABES (1950-2005) ; C.R.D.A DE GABES.....	14
FIGURE 1.6: VARIATION DE LA TEMPERATURE MOYENNE MENSUELLE DE GABES (1950-2005) ; C.R.D.A DE GABES.....	15
FIGURE 1.7: CARTE HYDROLOGIQUE DU GOLFE DE GABES. MAGHRBI (1995) IN RAPPORT D'ETUDE D'IMPACT (GEREP- ENVIRONNEMENT).....	16
FIGURE 1.8 COUPE SYNTHETIQUE DES AFFLEUREMENTS MARINS PLEISTOCENES DE LA ZONE LITTORALE DU SUD-EST TUNISIEN. DEUX UNITES ONT ETAIENT IDENTIFIEES SUR LE TERRAIN : A) UNITE QUARTZEUSE : 1A, SABLES MARINS SILICICLASTIQUES ; 1B, SABLES EOLIENS SILICOCLASTIQUES ; B) UNITE CARBONATEE : 2A, SABLES OOLITHIQUES MARINS AVEC STROMBES ; 2B, SABLES EOLIENS OOLITHIQUES. (JEDOUI ET AL., 2003).....	17
FIGURE 1.9: LES DIFFERENTES UNITES LITHO STRATIGRAPHIQUES DE L'HolocENE DU SUD-EST TUNISIEN (JEDOUI 2000).....	19
FIGURE 1.10: COURBE EXPERIMENTALE DE L'EVOLUTION DU NIVEAU MARIN MOYEN AU COURS DE L'HolocENE DANS LE SUD TUNISIEN. LES LIGNES DISCONTINUES VERTICALES INDIQUENT L'AGE DES DEPOTS DE PLAGES. L'ETOILE INDIQUE LA POSITION PROPOSEE PAR FONTES ET PERTHUISOT (1971). (MORHANGE ET PIRAZZOLI, 2005).....	20
FIGURE 1.12: VARIATIONS DE L'INTENSITE DE L'ECHELLE DE GRIS, DU FLUX DE QUARTZ ET DES FRAGMENTS MICROSCOPIQUES DE CHARBON AU NIVEAU DE LA CAROTTE DE SEBKHET MHABEL. LES CYCLES CLIMATIQUES SEC / HUMIDE SONT MARQUES DE C1 A C4. LES INONDATIONS MAJEURES SONT MARQUEES DE FE1 A FE7. (MARQUER ET AL 2008).....	22
FIGURE 1.13 : PRINCIPAUX FACTEURS FORÇANT DU CLIMAT HOLOCENE. (A) VARIATIONS DE L'INSOLATION ORBITALE AU NIVEAU DE L'HEMISPHERE NORD (COURBE BLEUE ET VERTE) ET DE L'HEMISPHERE SUD (COURBE ORANGE ET ROUGE) (BERGER & LOUÏRE 1991). (B) FORÇAGE VOLCANIQUE DES 6 000 DERNIERES ANNEES ENREGISTRE PAR LES CONCENTRATIONS EN SULFATE DANS LES CAROTTES DE GLACE DU GROENLAND (BARRES VERTICALES BLEUES) ET DE L'ANTARCTIQUE (BARRES VERTICALES ROUGES) (WANNER ET AL., 2008) . (C) FLUCTUATIONS DE L'ACTIVITE SOLAIRE RECONSTITUEES A PARTIR DE L'ANALYSE DU 10Be DANS LES GLACES POLAIRES (STEINHILBER ET AL., 2009). (D) FORÇAGE LIE A L'AUGMENTATION DE LA CONCENTRATION DU CO2 (COMPILED BY JOOS & SPAHNI 2008). (WANNER ET AL., 2014).....	26
FIGURE 1.14 : VARIATIONS DU NIVEAU DE LA MER POUR LA PERIODE POST-GLACIAIRE, RESULTANT DE L'ANALYSE STATISTIQUE (DE TYPE MONTE-CARLO) DE PLUSIEURS ENREGISTREMENTS DU NIVEAU DE LA MER. (A) COURBE ISOTOPIQUE RESULTANT DU RAPPORT ISOTOPIQUE $\Delta 18O$ ISSUS DE LA CAROTTE DE GLACE NGRIP DU GROENLAND. (B) RECONSTRUCTION DU NIVEAU DE LA MER RESULTANT DE L'ANALYSE STATISTIQUE DE TYPE MONTE-CARLO. (C) ESTIMATION DU TAUX DE VARIATION DU NIVEAU DE LA MER (STANFORD ET AL., 2011)	28
FIGURE 1.15: PRINCIPALES COMPOSANTES MORPHOLOGIQUES D'UN DELTA (D'APRES SUTER, 1994).....	31
FIGURE 1.16 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE D'UN ESTUAIRE (PERILLO 1995)	32
FIGURE 2.1 : FOREUSE HYDRAULIQUE TYPE BONNE ESPERANCE	34
FIGURE 2.2: PHOTOGRAPHIES DE LA MISSION DE CAROTTAGE DANS L'OUED EL AKARIT	35
FIGURE 2.3: PHOTOGRAPHIES DE LA MISSION D'ECHANTILLONNAGE DANS LA POCHES A CARDIUM.....	36
FIGURE 2.4: ECHELLE DE MUNSSELL (MC MANUS, 1988)	37
FIGURE 2.5: DIAGRAMME ORIGINAL DE PASSEGA (PASSEGA 1957).....	40

FIGURE 2.6 : STRUCTURE INTERNE MONTRANT LES PRINCIPAUX ELEMENTS STRUCTURAUX D'UNE VALVE GAUCHE D'OSTRACODE (MODIFIE DE VAN MORKHOVEN, 1962 IN ARMSTRONG AND BRASIER, 2005).....	44
FIGURE 2.7 : VARIATION DU NOMBRE D'ESPECES EN FONCTION DE LA SALINITE (REMANE ET SCHLIPPER, 1958).....	46
FIGURE 2.9: MODELE DE MICROHABITAT EN FONCTION DE LA PROFONDEUR DE LA ZONE OXIQUE ET DE L'ABONDANCE DE LA MATIERE ORGANIQUE (JORISSEN ET AL., 1995 ; DE STIGTER, 1996).....	51
FIGURE 3.1 : LOCALISATION DES TROIS CAROTTES ETUDIEES	57
FIGURE 3.3: EVOLUTION DES PARAMETRES GRANULOMETRIQUES D'AK1	61
FIGURE 3.5 : EVOLUTION (% VOLUMIQUE) DES TROIS POPULATIONS GRANULOMETRIQUES.....	66
FIGURE 3.6: EVOLUTION DES MINERAUX ARGILEUX LE LONG DE LA CAROTTE AK1	67
FIGURE 3.8 : EVOLUTION DES PARAMETRES GRANULOMETRIQUE LE LONG DE LA CAROTTE AK2.....	71
FIGURE 3.11 : DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DE LA CAROTTE AK3.....	75
FIGURE 3.12 : EVOLUTION DES PARAMETRES GRANULOMETRIQUE LE LONG DE LA CAROTTE AK3.....	76
FIGURE 3.46 : PROJECTION DES ECHANTILLONS SUR LES DIFFERENTS DIAGRAMMES.....	79
FIGURE 4.1: EVOLUTION DES DIFFERENTES ASSOCIATIONS D'OSTRACODES, DES INDICES DE DIVERSITES ET DE LA DENSITE LE LONG DE LA CAROTTE AK1.....	114
FIGURE 4.2: EVOLUTION DES DIFFERENTES ASSOCIATIONS DES FORAMINIFERES, DES INDICES DE DIVERSITES ET DE LA DENSITE LE LONG DE LA CAROTTE AK1.....	119
FIGURE 4.3: EVOLUTION DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DE LA CAROTTE AK1	129
FIGURE 4.4: EVOLUTION DE LA DIVERSITE, LA DENSITE ET DES DIFFERENTES ASSOCIATIONS D'OSTRACODES LE LONG DE LA CAROTTE AK2	131
FIGURE 4.5: EVOLUTION DES DIFFERENTES ASSOCIATIONS DE FORAMINIFERES LE LONG DE LA CAROTTE AK2	133
FIGURE 4.6: EVOLUTION DES DIFFERENTES ASSOCIATIONS D'OSTRACODES LE LONG DE LA CAROTTE AK3	135
FIGURE 4.7: EVOLUTION DES DIFFERENTES ASSOCIATIONS DE FORAMINIFERES LE LONG DE LA CAROTTE AK3	136
FIGURE 4.8: EMPLACEMENT DES CAROTTES.....	137
FIGURE 5.1: COUPE GEOLOGIQUE LONGITUDINALE, RIVE NORD, DE L'OUED EL AKARIT MONTRANT LA POSITION DE LA POCHE A CARDIUM (ROGNON ET AL., 1983. MODIFIE)	140
FIGURE 5.2: PHOTO DE TERRAIN DE LA POSITION DE LA POCHE A CARDIUM	141
FIGURE 5.3: COUPE LITHOLOGIQUE DE LA POCHE A CARDIUM.....	142
FIGURE 5.4 : PLANCHE DE QUELQUE GENRE DE CHAROPHYTES :.....	144
FIGURE 5.5: CERASTODERMA GLUCUM	145
FIGURE 5.6: REPARTITION DES CARDIUM DANS LA POCHE A CARDIUM AU NIVEAU DE LA RIVE GAUCHE DE L'OUED EL AKARIT	146
FIGURE 5.7: SYNTHESE DES DIFFERENTES COURBES EUSTATIQUES AU COURS DES DERNIERS 10000 ANS B.P DANS LE SUD TUNISIEN (FORMATION DE SIDI SALEM) (FREBOURG ET AL., 2010).....	147

LISTE DE TABLEAUX

TABLEAU 2.1: REPARTITION DES CLASSES GRANULOMETRIQUES EN FONCTION DE LA MOYENNE (FOLK, 1966)	38
TABLEAU 2.2: REPARTITION DES FACIES SEDIMENTAIRES EN FONCTION DE L'INDICE D'ASYMETRIE (FOLK, 1966)	39
TABLEAU 2.3: REPARTITION DES FACIES SEDIMENTAIRES EN FONCTION DE « DEVIATION STANDARD » (FOLK, 1966)	39
TABLEAU 2.4 : EFFETS DES DIFFERENTS TRAITEMENTS SUR L'ESPACEMENT BASAL DES MINERAUX ARGILEUX	42
TABLEAU 2.5 : REFLEXIONS PRINCIPALES ET POUVOIR REFLECTEUR DES MINERAUX ARGILEUX	43
TABLEAU 4.1: DATATION CARBONE 14 DES COQUILLES PRELEVEES DES SEDIMENTS DE SUBSURFACE DE LA CAROTTE AK1.	111

Introduction

Le Quaternaire est formé du Pléistocène dont la limite inférieure actuelle se situe vers 2,2 millions d'années et de l'Holocène qui couvre presque 11700 ans B.P (Before Present). Cette ère est caractérisée par une succession de cycles glaciaires et interglaciaires.

L'étude de l'histoire géologique quaternaire et des environnements actuels constitue depuis plusieurs décennies un thème de recherche crucial. L'analyse pluridisciplinaire des carottes prélevées dans les lagunes côtières, les estuaires, les sebkhas ou les deltas a révélé de précieuses informations non seulement sur l'évolution paléo-environnementale de ces écosystèmes, mais également sur la paléoclimatologie, les changements globaux ou régionaux du niveau du littoral, les paléo-événements extrêmes et sur les effets des actions anthropiques (Vilanova et al., 2006 ; Selby et Smith, 2007).

Lors du dernier maximum glaciaire, le niveau marin était de l'ordre de -120 m par rapport au niveau marin actuel alors qu'au cours du dernier interglaciaire (120000 ans B.P) le niveau marin avait atteint le seuil de +6 m (Chappell et Shackleton, 1986 ; Shackleton, 1987 ; Bard et al, 1990).

A partir de 18000 ans B.P, la planète terre a connu un réchauffement climatique entraînant la fonte des calottes glaciaires et induisant une remontée globale du niveau marin et des océans.

L'Holocène est marqué par plusieurs variations climatiques. L'origine de ces oscillations climatiques peut être expliquée par des forçages solaires (Bond et al, 2001), volcaniques (Zielinski, 1995) ou naturels (interaction océan/atmosphère) (Bianchi et Mc Cave, 1999).

Au cours du Quaternaire, les phases climatiques ont entraîné des modifications continues des paysages et des dépôts sédimentaires. Dans ces derniers, des associations malacologiques et microfauniques riches et variées ont été recueillies et se sont révélées de bonnes indicatrices de paléo-milieux. Les modifications des dépôts sédimentaires sont enregistrées dans la sédimentation tant marine que continentale et en particulier dans les domaines d'interface extrêmement sensibles tels que les zones littorales, deltaïques et estuariennes.

Au niveau du Golfe de Gabès, la reconstitution des paléo-environnements quaternaires (dépôts littoraux et paraliques) a fait l'objet de nombreuses études, parmi ces travaux on peut citer ceux de [Busson et Perthuisot \(1977\)](#) ; [Fonte et al \(1983\)](#) ; [Zouari \(1988\)](#) [Lachenal et al, \(1989\)](#), [Burn et al, \(1992\)](#) ; [Jedoui et al, \(1998\)](#), [Morhange et Pirazzoli \(2005\)](#) ; [Lakhdar et al, \(2006\)](#), [Frébourg et al, \(2010\)](#), [Zaibi et al, \(2011\)](#).

Le domaine d'étude du présent travail correspond à la basse vallée de l'oued El Akarit (Golfe de Gabès, sud est tunisien). Les études sédimentologique, chronologique et micropaléontologique constituent de précieux outils pour reconstituer les paléoenvironnements de la région El Akarit qui se sont succédés le long du Quaternaire supérieur.

Les objectifs principaux de notre travail sont de :

- ❖ Reconstituer le paysage de la région d'El Akarit au cours du Quaternaire supérieur et le mettre en rapport avec ce qui est connu à l'échelle de la Méditerranée. En effet, il semble que des facteurs globaux d'ordre climatique et eustatique ont commandé la sédimentation Quaternaire dans le sud tunisien.
- ❖ Suivre l'évolution au Quaternaire supérieure de l'ensemble de l'oued El Akarit (embouchure et rive Nord de l'oued) en se basant sur une étude multi proxy : (1) étude sédimentologique et minéralogique. (2) établissement des repères chronologiques à l'aide des datations Carbone 14. (3) étude micropaléontologique poussée sur les ostracodes et les foraminifères, grâce à l'identification de cette microfaune ainsi le calcul des paramètres biocénétiques différentes associations caractéristiques des paléoenvironnements littoraux ont pu être mise en évidence.
- ❖ Déterminer l'origine de dépôt de la poche à *Cardium* situé actuellement à 9m d'altitude d'age 8400 ans BP.

La structure de la thèse s'articule sur cinq chapitres :

Chapitre 1 : Il présente une synthèse bibliographique des dépôts quaternaires au niveau du Golfe de Gabès et la région d'étude.

Chapitre 2 : Il comporte une présentation du matériel étudié et les diverses méthodes utilisées.

Chapitre 3 : Il est consacré à la présentation des résultats de l'étude sédimentologique (granulométrie laser) et minéralogique des divers faciès rencontrés.

Chapitre 4 : Il présente les résultats de l'étude micropaléontologique descriptive et analytique, à haute résolution, des ostracodes et des foraminifères benthiques.

Chapitre 5 : Dans ce chapitre un essai de reconstitution du paléo-environnement de dépôts de la poche à Cardium situé à 9m d'altitude sera exposé en relation avec les événements extrêmes rapides.

Enfin, la thèse se termine par des conclusions générales et des perspectives.

Chapitre I: Généralités



Chapitre 1 : Généralités

I. Région d'étude

1. Présentation du Golfe de Gabès

Le golfe de Gabès se situe sur la côte Sud Est de la Tunisie, limitée au nord par l'archipel de Kerkennah, au sud par la frontière Tuniso-libyenne et à l'Est par l'isobathe - 200 m situé à plus de 250 km de la côte (Bellaïche et Blanpied, 1979). Dessinant une vaste et profonde concavité, le littoral, dans l'ensemble bas et plat, est caractérisé par un estran sablo- vaseux se découvrant largement à basse mer, car le marnage est ici très important (Paskoff et Sanlaville, 1983). Dans le golfe de Gabès, la marée est un paramètre hydrologique majeur et particulier dans la Méditerranée. Elle est maximale au fond du golfe et décroît sur la périphérie (Sammari et al., 2006). Les marnages les plus fréquents y sont de l'ordre de 1 m en période de mortes eaux, mais ils dépassent des valeurs de 2 m en période de vives eaux (Abdennadher et Boukthir, 2006).

2. La zone d'étude : Oued El Akarit

Oued El Akarit, est situé précisément entre les latitudes $34^{\circ}7'N$ et $34^{\circ}1'N$ et les longitudes $10^{\circ}1'E$ et $10^{\circ}2'E$ dans la plaine littorale sud-est tunisienne soit à 27 km au Nord de la ville de Gabès. Il draine un bassin versant limité à environ 108 km^2 , qui est largement ouvert sur la mer méditerranée, à l'Est et au Nord-Ouest, par Djebel Zemlet el Beida (Fig.1.1). Le cours de l'oued El Akarit est large d'une cinquantaine de mètres. Cet oued est pérenne sur le cours inférieur, son alimentation est soutenue par la présence de nombreuses sources issues de la nappe profonde localisées au fond de son lit.

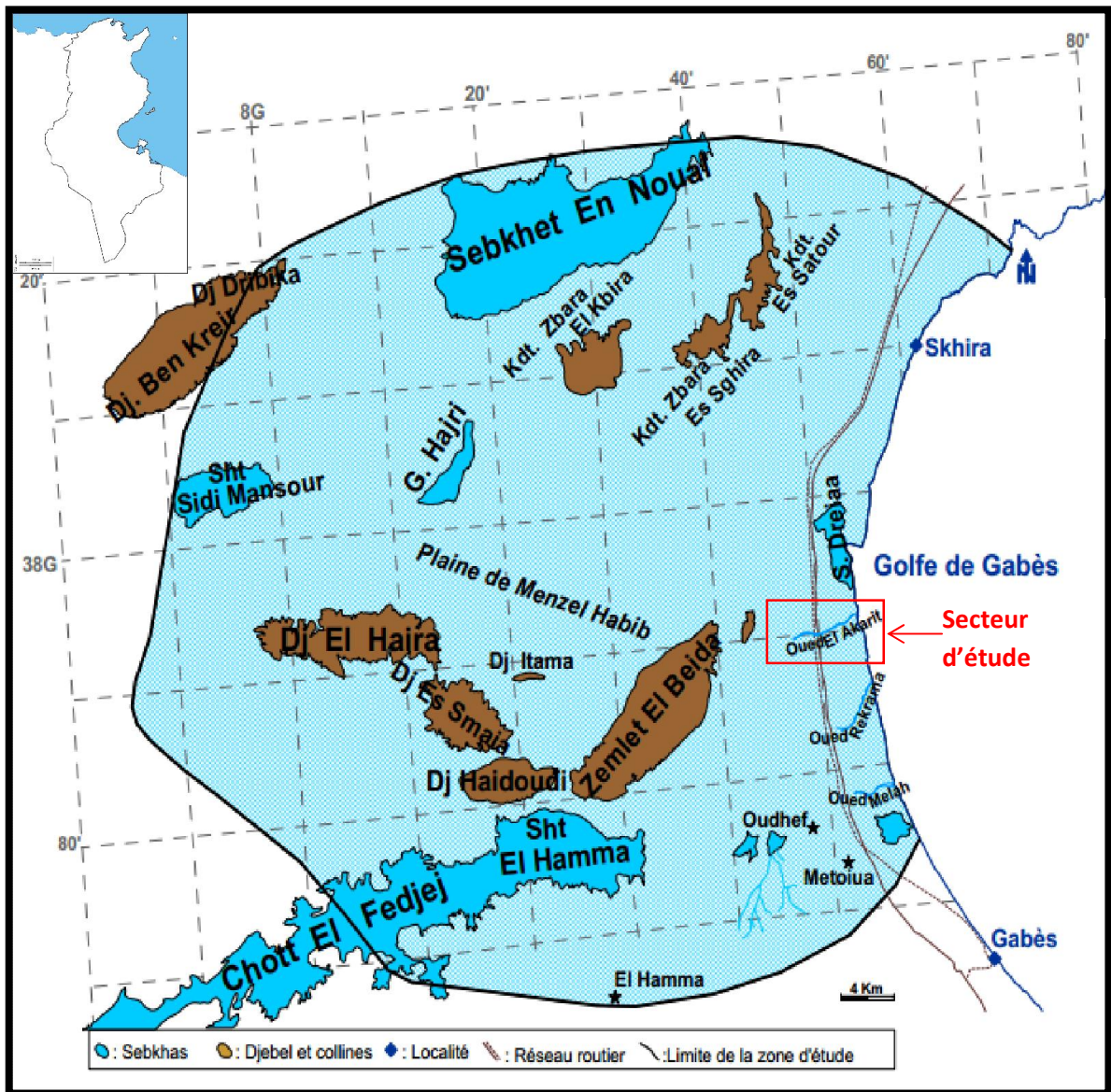


Figure 1.1: Localisation de site El Akarit (projet SASS ; 1994)

Les dépôts de la plaine de l'Oued El Akarit sont un complexe sédimentaire argileux et sableux, de lentilles à galets, de croûtes gypseuses et de paléosols.

Cet ensemble entaillé par l'oued sur une distance de trois kilomètres environ comprend deux formations distinctes d'après (Page, 1972) (Fig.1.2), avec de bas en haut:

- Formation Akarit du Pléistocène supérieur (de 25 500 à 28 000 ans B.P), Elle est constituée de grès rougeâtres ou brunâtres incorporant de silts de limons noirs riches en matière organique, d'argile et de sable. Les recherches paléontologiques effectuées sur

ces dépôts fins ont permis de mettre en évidence, notamment, la présence d'ossements de vertébrés. (Page, 1972)

- Formation Demna d'âge Holocène (de 8 000 - 9 500 ans B.P.), ravinant la précédente, constituée des dépôts détritiques grossières, à la base contient également des grès et des gypses. Elle renferme aussi une lentille de dépôts fins riche en coquilles de *Cardium* et un encroustement gypseux termine cette formation. (Page, 1972)

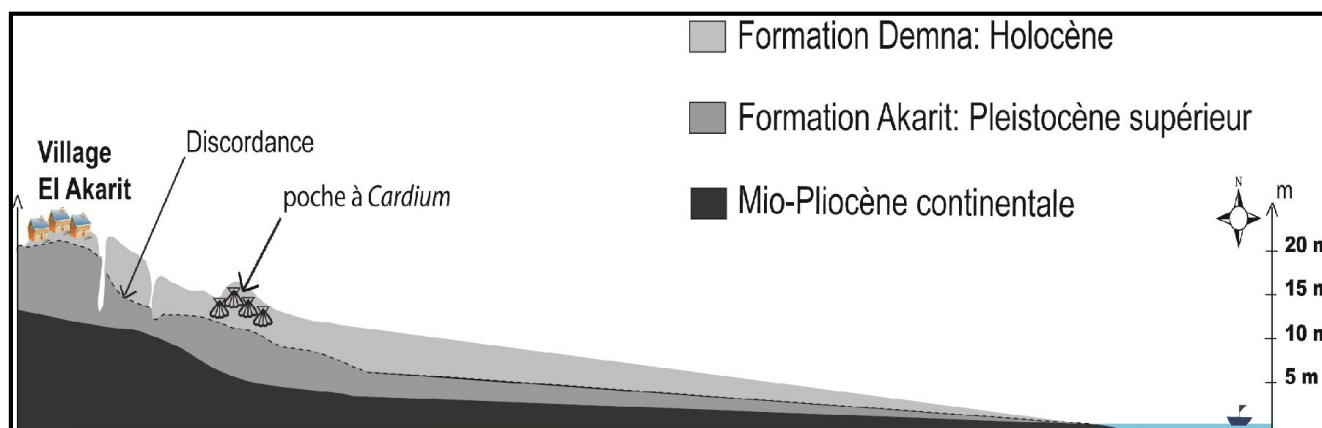


Figure 1.2: Coupe géologique longitudinale, rive nord, de l'oued El Akarit (Rognon et al., 1983. modifié)

Dans l'oued El Akarit des *cardium* ont été trouvés 800m en aval du pont routier et à 2 Km environ en arrière de la cote d'aujourd'hui. Les *cardium* sont présents sur les deux rives de l'oued et à environ 10m au dessus du niveau marin actuel. Plusieurs datations radiométriques ont été effectuées sur ces *Cardium* ont donné des âges compris entre 8400 et 8200 ans BP (Fontes, 1983).

II. Cadre géologique

Nous nous limiterons à présenter un simple aperçu des éléments structuraux de la région d'après des travaux antérieurs (Rouatbi, 1967 ; Mekrazi, 1975 in Zouari, 1988 et Ben Ouedou, 1983). Ainsi les principaux affleurements susceptibles d'avoir fourni les éléments détritiques constituant les dépôts quaternaires. (Fig.1.3)

L'ère secondaire

Nous présentons les affleurements les plus proches de notre secteur d'étude, cette ère est représentée seulement par le Crétacé

✓ **le Crétacé inférieur :**

Le Wealdien : désigné sous le terme de « continental intercalaire ». Cet étage puissant d'environ 200m et constitué d'argiles gypseuses et d'anhydrite affleure sur la terminaison anticlinale est de « Zemlet el Beida »

L'Albo-Aptien : représenté par une alternance de lits de dolomite, de calcaire dolomitique, de marnes argilo-gypseuses et de passées gréseuses. il est visible à la périphérie de « Zemlet el Beida » sur une épaisseur de 20 à 40 m.

✓ **Le Crétacé supérieur :**

Il englobe le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien

Le Cénomaniens :

Il est formé par trois ensembles de 400 m d'épaisseur

-à la base, un ensemble formé par une alternance de calcaire dolomitique et de calcaire gréseux.

- un ensemble gypseux passant vers le haut à une alternance de gypse, d'argile et de marne.

- au sommet un ensemble constitué de bancs dolomitiques massifs dans des calcaires en plaquettes.

Le Turonien : formé essentiellement de dolomies où il affleure au Zemlet el Beida, au Jebel Romana et dans Matmata.

Le Sénonien :

Il est représenté par le Sénonien inférieur qui affleure largement et domine les formations quaternaires vers l'Ouest.

Il est constitué d'un ensemble inférieur marno-gypseux, surmonté par un ensemble supérieur constitué de calcaires dolomitiques cristallins avec intercalation de niveaux à lumachelles. Ces formations affleurent dans la région de Jbel Matmata nouvelle, dans la zone amont de l'oued de Gabès, à Glib El Karrouba et au djbel Sidi Salah.

A l'extrémité nord-est de Zemlet el Beida, le Sénonien inférieur est présent sous forme de deux unités qui semblent transgressives sur les séries sous-jacentes. Au Nord de l'oued El Akarit, le Sénonien inférieur est recouvert par le Mio-pliocène (Domergue, 1952. in Zouari 1988)

Le sénonien supérieur est absent dans la grande partie de la plaine côtière du Sud tunisien (Djeffara)

L'ère Tertiaire

Après le dépôt du Crétacé supérieur, on observe une lacune qui concerne le Paléocène, l'Eocène et l'Oligocène. Le Tertiaire correspond à une longue période d'émersion avec probablement certaines incursions rapides de la mer qui se traduisent par la présence d'huitres.

Les séries tertiaires présentes dans la zone d'étude sont attribuées au Mio-pliocène. Elles sont essentiellement constituées d'argiles gypseuses rougeâtres, d'épaisseur très variable. On observe des changements latéraux de faciès. Ainsi dans la région de la Djeffara au Sud de Gabès, des bancs conglomératiques s'intercalent dans les argiles, et un conglomérat (1m d'épaisseur) constitué de galets et de blocs calcaires termine la série argileuse attribuée au Mio-pliocène.

Dans la région d'Ouedref, une série de sable homogène (40 m d'épaisseur environ) débutant par un conglomérat, est aussi attribuée au Mio-pliocène. Ces dépôts d'âge Mio-pliocène constituent le substratum des formations quaternaires

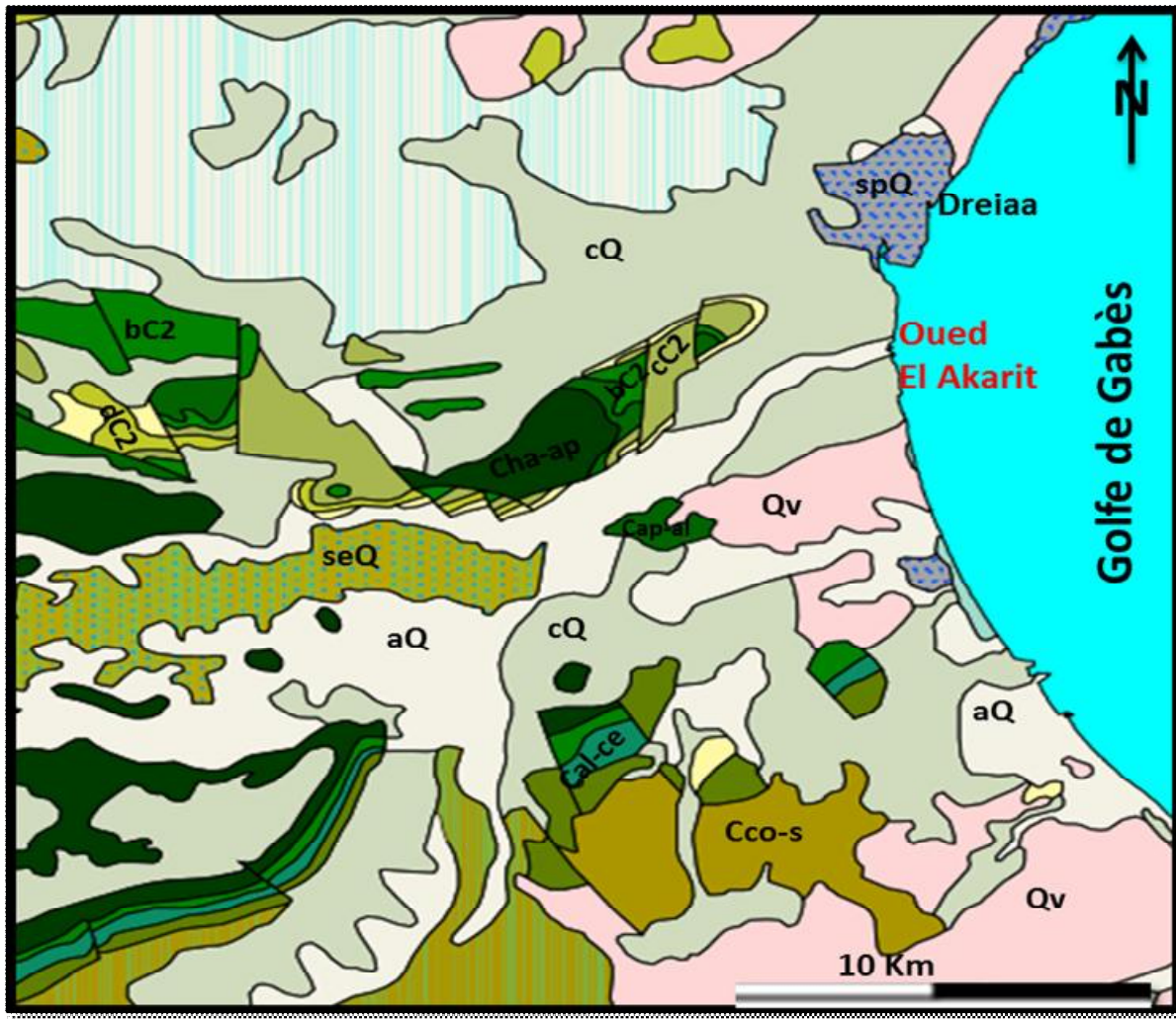
Le Quaternaire

Bien que situé à 4 km de la mer, le site d'Oued El Akarit ne recèle aucune trace du Quaternaire marin.

Coque (1962) a distingué quatre ensembles géomorphologiques dans le Quaternaire continental lors de ses travaux sur la Tunisie présaharienne :

- Glacis 4 : le plus ancien visible seulement sous forme de petits lambeaux, au pied de la chaîne de Tebaga.
- Glacis 3 : peu étendu, caractérisé par des alluvions de 0,5 à 6 m d'épaisseur, il est principalement formé par des buttes couvertes d'une croute gypseuse. Ce glacis se caractérise par la présence d'industrie acheuléenne (âge ≥ 100000 ans B.P) dans la couverture alluviale.

- Glacis 2 : à industrie moustérienne et à croute gypseuse, occupe l'essentiel du paysage du piémont. Une industrie moustérienne (âge de 40 à 80 Ka) caractérise la base des alluvions de ce glacis, ainsi qu'une industrie à lamelle est présente vers le sommet.
- Une basse terrasse constituée localement de sable et de limons gypseux, épais de 1mètre environ. Elle renferme une industrie capsienne (âge de 8000 à 9000 ans B.P).
Lors de l'étude morphologique et stratigraphique des formations quaternaires aux alentours du golfe de Gabès [Ben Ouezdou \(1983\)](#) a distingué trois terrasses emboîtées
- La haute terrasse : emboîtée dans le glacis du Pléistocène inférieur. Elle est constituée d'un matériel grossier d'une épaisseur de 5m au maximum renfermant des lentilles de limons rouges et beige à concrétions calcaires. Cette terrasse est attribuée au pléistocène moyen reposant sur la découverte d'industrie lithique datée de l'Acheuléen supérieur.
- La terrasse moyenne : s'emboîte dans des niveaux plus anciens, Cette terrasse moyenne et le glacis d'accumulation révèlent des matériaux limoneux et argileux rouges à jaunes renfermant des lentilles de sables grossiers et de galets. L'ensemble est coiffé par une croute gypseuse. La base de cette terrasse a livré une industrie moustérienne ([Gobert, 1962](#)), le sommet de cette dernière renferme une industrie capsienne à faciès méridional ([Ben Ouezdou et al, 1986](#)). Cette terrasse correspond à la formation de l'oued el Akarit, elle est d'âge pléistocène supérieur-Holocène inférieur.
- La basse terrasse : définie par des dépôts, épais de 2 m environ, révèle un granoclassement longitudinal formé essentiellement de galets et de graviers, devenant de plus en plus fin (sablo-limoneux) vers l'aval, dont la base est datée d'environ 5200 ans B.P ([Steinmann et Bartels, 1982](#)).



aQ	Alluvions récentes et actuelles
spQ	Sebkhas paraliqnes (anciennes lagunes flandriennes)
seQ	Sebkhas limniques (bassins endoréiques)
cQ	Pléistocène moyen et supérieur continental
Qv	Pléistocène intérim, Pliocène p.p: « Villafranchien »
dC2	Sénonien sup: Calcaires crayeux blancs
cC2	Sénonien inf: Marnes à intercalations calcaires
Cco_s	Sénonien inf: Argiles et évaporites
bC2	Cénomanién-Turonien: Calcaires, dolomies, marnes et gypses

Figure 1.3 : Carte géologique de la zone d'étude (Carte géologique de la Tunisie 1/500000)

III. Cadre tectonique et néotectonique

Le bassin de l'Oued El Akarit correspond à la terminaison orientale du dôme du chott Fedjej et comprend, des structures anticlinales, monoclinales et des failles (Fig.1.4) :

- L'anticlinal de Zemlet Elbeida orienté Nord-Est, Sud-Ouest
- Le monoclinal de Jebel Edissa orienté vers Sebkhat El Hamma, dans cette zone les failles orientées Nord-Est, Sud-Ouest donnent une structure en horsts et grabens.

Par cette position, le bassin de l'oued El Akarit présente une compartimentation en « touches de piano » qui se trouve ailleurs à travers la plaine de la Djeffara plus au sud. Ces accidents verticaux se sont probablement produits pendant l'orogénèse Alpine dans l'intervalle Eocène-Pontien (Mamou, 1982).

Fontes et al. (1983) ont montré qu'avec un nivellement précis, réalisé au niveau de la poche à *Cardium* montre un décalage d'environ 2,5m entre les niveaux de même âges sur les deux rives. Ce décalage pourrait être dû à un accident vertical qui aurait provoqué un léger soulèvement local de 2 à 3m de la rive sud pendant 8000-9000 ans.

Les travaux de Bouaziz et al. (2003) affirment que la frange littorale du Sud tunisien est restée relativement stable depuis le dernier interglaciaire (130 000 ans B.P).

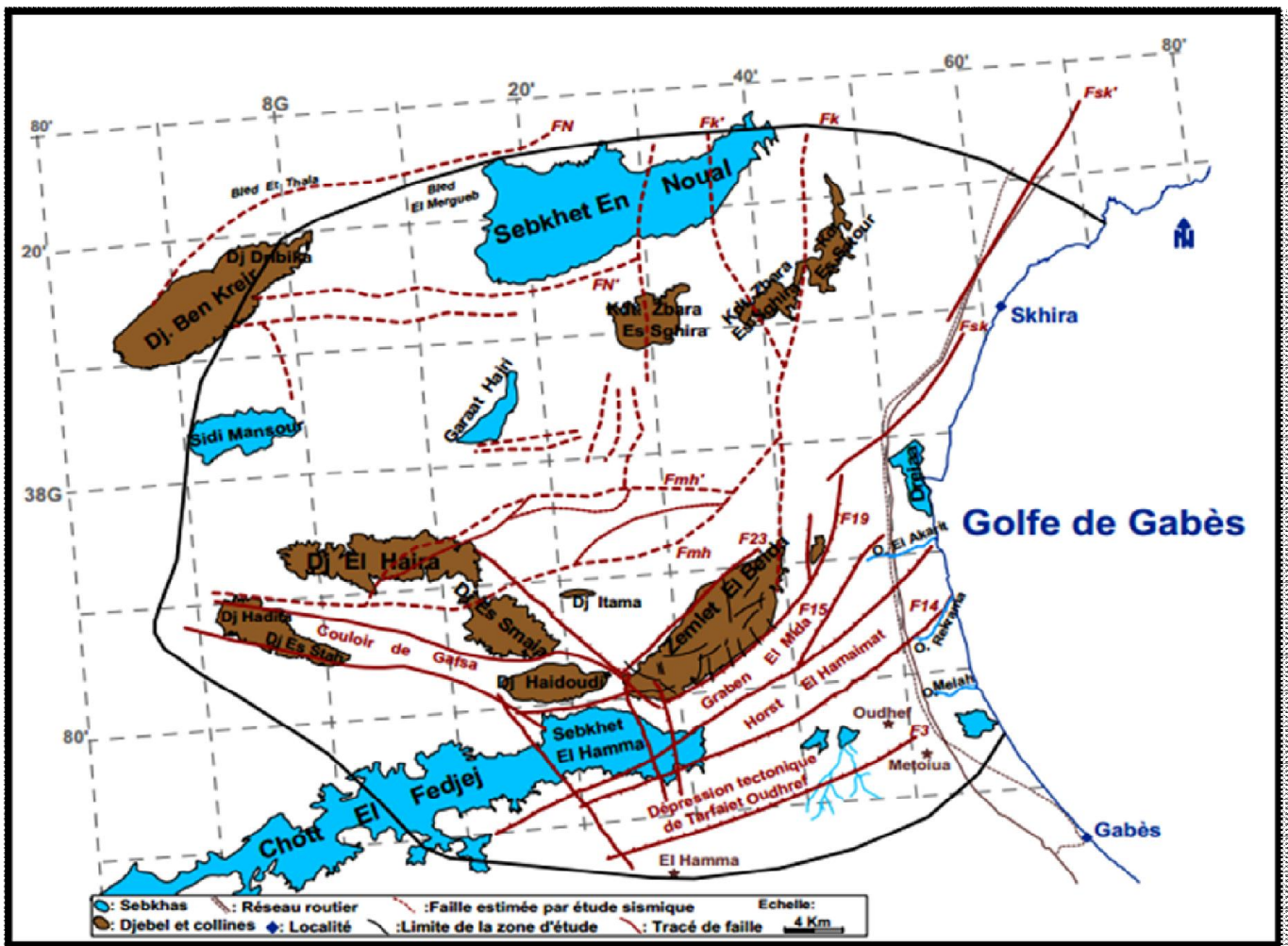


Figure 1.4 : Carte structurale de synthèse de la zone Skhira Gabès à partir du projet SASS ; 1994 et les travaux sismiques actualisés par Amri 2001

VI. Généralités hydrologiques et climatiques de la région d'étude

1. Hydrologie et hydrogéologie (Mamou, 1982)

Le bassin versant de l'Oued el Akarit a une surface de 108 km², dont environ 6% sont occupés par des reliefs. Le reste du bassin se présente sous forme d'une plaine où le gradient altimétrique vers la mer est de l'ordre de 3‰.

De nombreux puits et forages ont permis de recenser une nappe superficielle phréatique et une nappe profonde captive.

La nappe phréatique

Elle se rencontre à une profondeur variable de -5 à -20 m par rapport à la surface du sol. Les courbes piézométriques montrent un écoulement vers l'Est et vers la mer et souligne le rôle drainant de l'oued, en particulier dans sa partie la plus encaissée.

La nappe profonde

Elle est reconnue à travers les forages qui captent les sables pontiens à une profondeur variant de -80m à -180m. Cette nappe captive possède une charge hydraulique et un artésianisme de 5 à 10 m au-dessus de l'altitude moyenne de la plaine côtière.

Les études hydrogéologiques réalisées dans cette zone montrent que cette nappe est en communication hydraulique avec les aquifères du « complexe terminal » (calcaire sénoniens de la région de Gabès) et du « continental intercalaire » (sables Wealdiens du secteur Draa Ouedref).

L'écoulement de cette nappe profonde est en direction de la mer avec un gradient hydraulique est de l'ordre 2‰.

Sources de l'oued el Akarit

L'alimentation de l'écoulement de l'oued s'accomplit par des nombreuses sources sur les flancs de la vallée.

Le suivi du débit de ces sources de 1968 à 1982 montre une baisse continue avec une augmentation nette en 1969 qui peut être reliée aux inondations exceptionnelles de cette année.

La salinité des eaux est assez constante 7 à 8 g/l, cette dernière atteste que l'alimentation de l'oued provient de la nappe captive de la rive gauche de l'oued (nappe de Skhira) et témoigne de la drainance de la nappe captive profonde vers la nappe phréatique (Zouari, 1988).

2. Cadre climatique

Oued El Akarit se situe actuellement dans la zone présaharienne entre les isohyètes 100 et 200 mm, à l'étage méditerranéen aride inférieur.

2.1. Les précipitations

Les précipitations sont marquées par une extrême irrégularité interannuelle et inter saisonnière. Les pluies s'étalent en moyenne de septembre à avril avec souvent un caractère orageux.

L'analyse du régime mensuel montre (Fig. 1.5) :

- un maximum marqué durant les mois de Septembre et d'Octobre.
- une répartition presque égale des pluies de Décembre à Avril avec un léger maximum secondaire en Janvier.
- une diminution brusque des quantités de pluies à partir du mois de Mai ; c'est le début de la saison estivale sèche.

Une des particularités de cette région réside dans l'alternance de séries d'années pluvieuses ou d'années sèches (Floret et Pontanier, 1982).

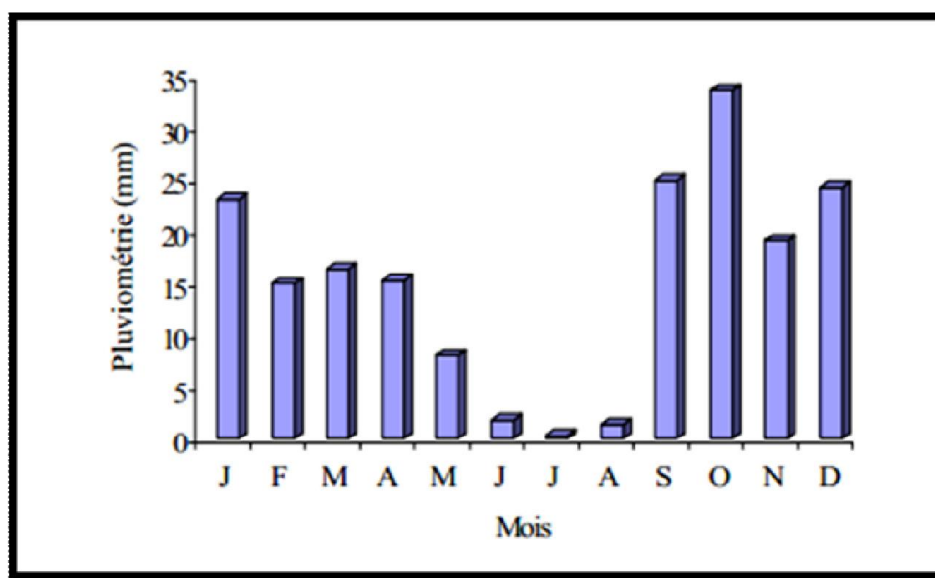


Figure 1.5: Variation des précipitations mensuelles dans la région de Gabès (1950-2005) ; C.R.D.A de Gabès

2.2. Les températures

Dans cette région côtière, la température moyenne annuelle est de l'ordre de 20°. Deux saisons sont distinguées (Fig. 1.6) :

- Une saison estivale chaude qui se prolonge de Mai à Octobre avec des moyennes mensuelles supérieures à 20°C. Le mois le plus chaud est Aout avec une moyenne de 28,2°C.

- Une saison hivernale douce avec des températures mensuelles moyennes généralement supérieures à 12°C. Le mois le plus froid est celui de Janvier avec une température de 12°C. Cependant, on note l'apparition de températures relativement basses, voire négatives ; -3°C en Février.

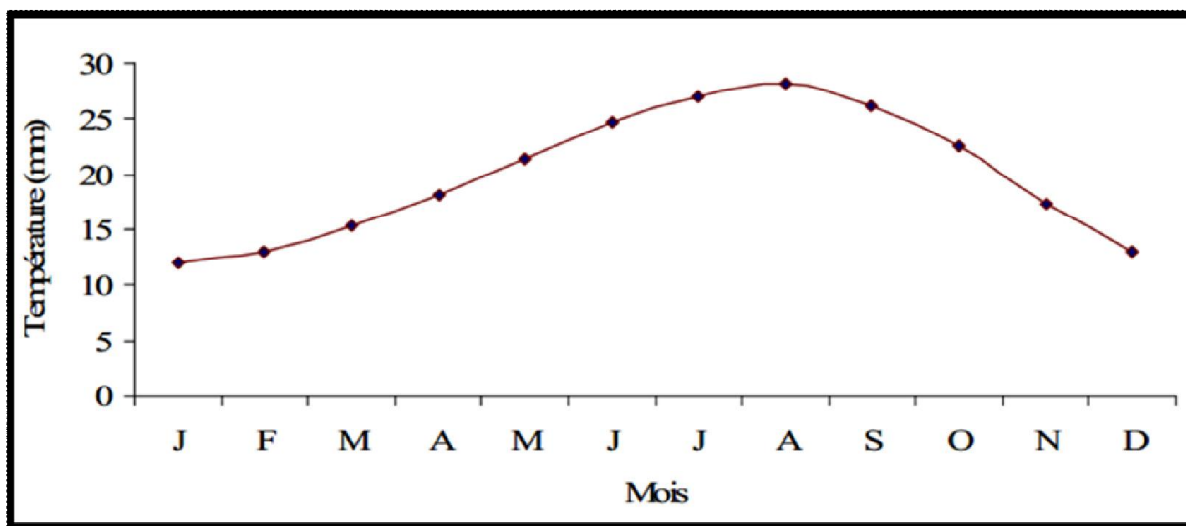


Figure 1.6: Variation de La température moyenne mensuelle de Gabès (1950-2005) ; C.R.D.A de Gabès

2.3. Les vents

Les vents jouent un rôle important dans la région de Gabès, leur régime est saisonnier (Maghrebi. S., 1995). En été, les vents secs et chauds (Sirocco) soufflent du secteur Ouest, accompagnés de tempêtes de sable. En hiver, les vents du secteur est sont violents et humides.

3. Les facteurs hydrodynamiques

3.1- La marée

La marée dans le golfe de Gabès est la plus importante de toutes les côtes tunisiennes. Elle est maximale au fond du golfe et décroît sur la périphérie (Sammari et al., 2006). Les marnages les plus fréquents y sont de l'ordre de 1 m en période de mortes-eaux, mais ils dépassent des valeurs de 2 m en période de vives eaux (Abdennadher et Boukthir, 2006).

3.2- La houle

Le régime de la houle, au niveau du golfe de Gabès, est caractérisé par une variabilité saisonnière. La saison estivale est caractérisée par une houle constructive de direction SE. La saison hivernale est dominée par la houle destructive de direction NW

à NE. (Amari, 1984). Au large du golfe de Gabès, la hauteur de la houle du secteur ENE est de 2 m. Après déferlement sur les fonds sableux, la houle atteint le littoral avec une hauteur de 0.9 m. Une dissipation d'énergie se déclenche suite à la diminution de la hauteur engendrant un transport sédimentaire le long du rivage.

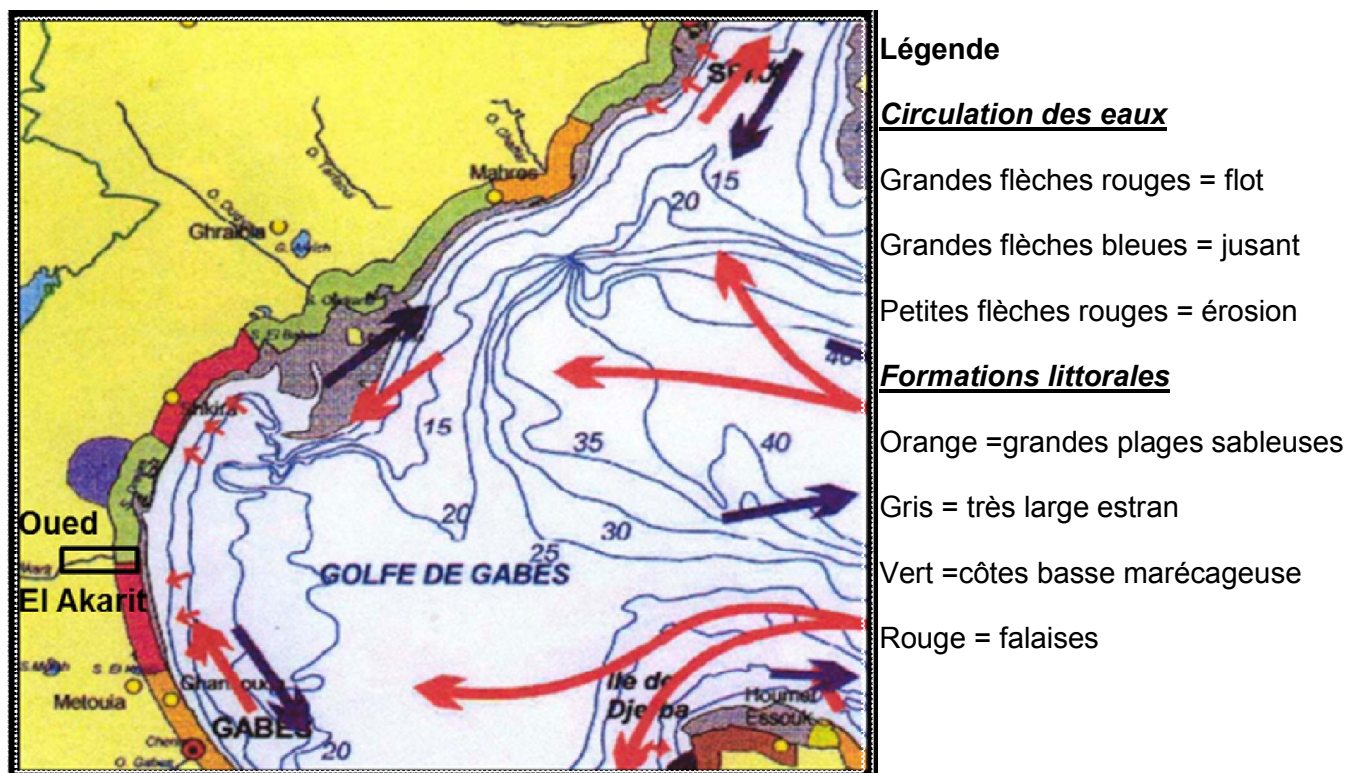


Figure 1.7: Carte hydrologique du Golfe de Gabès. Maghrbi (1995) in Rapport d'étude d'impact (Gerep-Environnement)

V. Travaux antérieurs : les dépôts Quaternaires au niveau du Golfe de Gabès

Le bassin méditerranéen a été le berceau d'un grand nombre de recherche sur le Quaternaire tant continental que littoral. En Tunisie, les dépôts Quaternaires ont été bien étudiés surtout au niveau du Golfe de Gabès par plusieurs auteurs :

1. Dépôts Pléistocènes

Perthuisot et Florida (1973) : ont accordé les dépôts marins Pléistocènes du Sud Est tunisien à deux transgressions marines : la première Eutyrrhénienne (formation Réjiche), la deuxième Néothyrrhénienne (formation Chebba) tels qu'ils ont été définis par Bonifay et Mars, 1959 en Méditerranée.

[Zouari et al. \(1998\)](#): les reconstitutions paléoclimatiques depuis le dernier interglaciaire obtenues dans le cadre du programme PALHYDAF, en Afrique septentrionale, reposent sur l'analyse pluridisciplinaire de séquences sédimentaires. Les principaux résultats montrent deux phases humides majeures centrées autour de 90-100 and 130-140 ka et qui pourraient correspondre aux *optima* climatiques définis par la climato stratigraphie océanique. Un des nouveaux résultats est la mise en évidence en Tunisie, d'une période humide, sans doute d'intensité fluctuante, autour de 20000-40000 ans B.P.

[Bouaziz et Jedoui, \(2003\)](#) : ont démontré la stabilité tectonique du Sud-Est tunisien au cours du Pléistocène supérieur (stade isotopique marin MIS5e). Ceci confirme que l'altitude des unités holocène serait due à un réajustement isostatique et ne correspondent pas à un jeu tectonique.

[Jedoui et al. \(2003\)](#): ils ont montré la présence de deux unités Pléistocène

L'unité basale est principalement quartzeuse se situent approximativement entre +2 et +3 m, alors que ceux de l'unité sommitale carbonatée à Strombes se retrouvent entre +3 et +6 m. Les datations radiochimiques montrent que ces deux unités se sont déposées au cours du seul sous-stade isotopique marin 5e. (Fig. 1.8)

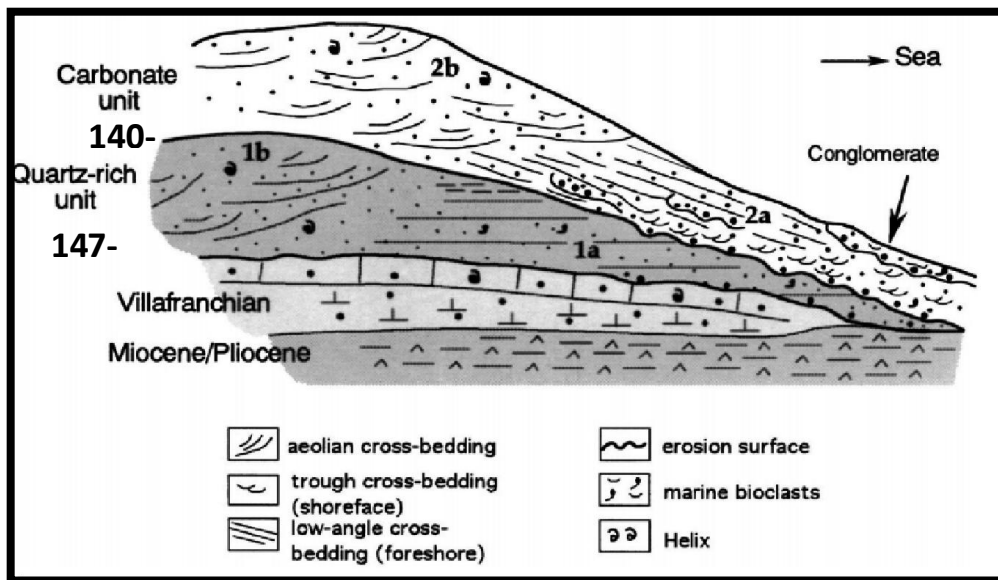


Figure 1.8 Coupe synthétique des affleurements marins Pléistocènes de la zone littorale du Sud-Est tunisien. Deux unités ont été identifiées sur le terrain : a) Unité quartzeuse : 1a, sables marins siliciclastiques ; 1b, sables éoliens silicoclastiques ; b) Unité Carbonatée : 2a, sables oolithiques marins avec Strombes ; 2b, sables éoliens oolithiques. (Jedoui et al., 2003)

2. Dépôts Holocènes

[Fontes et al \(1983\)](#) : d'après leurs travaux à l'Oued El Akarit ont montré :

Vers 10 000 ans BP, les barrages liés à l'activité des sources se reconstituent dans certains tronçons du cours. Ces plans d'eau isolés sont colonisés par les "*Cardium*". Cette période se poursuit avec des alternances de sédimentation détritique jusque vers 4000 ans BP.

Après 4000 ans BP, le débit des sources diminue. L'humidité reste toutefois suffisante pour assurer le développement d'une très nombreuse de mollusques pulmonés terricoles jusque vers 3000 ans BP.

Après 3000 ans BP, le climat évolue vers une aridité accentuée. Des encroutements gypseux se développent, mais des épisodes de crues exceptionnelles déblaient le chenal actuel. A titre d'exemple, le seul épisode de crue catastrophique de 1969 a produit un débit de pointe de crue de $350 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et engendre un surcreusement de plus d'un mètre en certains secteurs du lit ([Page, 1972](#)).

En étudiant les sédiments des carottes prélevées au niveau du Golfe de Gabés, [Brun \(1992\)](#) a montré l'existence de trois évènements climatiques distincts sur la base de la distribution végétale :

1) Vers 12 500 BP, le développement des Cypéracées et Ptéridophytes marquant la fin de l'aridité qui régna au Pléniglaciaire et qui fut caractérisée par l'extension des steppes à *Artemisia* et Chénopodiacées.

2) Vers 8500 BP, le développement d'*Olea* et de *Pistacia* qui indique un optimum climatique à la fois hydrique et thermique.

3) Vers 5000 BP, la régression des hygrophytes qui marque le début d'une phase d'aridification.

[Zouari \(1988\)](#) : montre qu'une période humide de l'holocène inférieur et moyen (de 11000 vers 3000 ans B.P) est également connue au niveau de l'oued El Akarit :

- De 9100 à 7690 ans BP Oued El Akarit est marquée par de forts débits qui permettent l'accumulation de la terrasse holocène.
- Après 7690 ans BP, les débits de l'oued El Akarit diminuent indiquant une phase sèche vers 7500-7000 ans BP.

- Oued El Akarit présenterait des débits forts jusqu'à 3000 ans BP.

[Jedoui et al \(1998\)](#) et [Jedoui \(2000\)](#): En étudiant les dépôts côtiers de l'Ile de Djerba, ont décrit plusieurs unités litho stratigraphiques:

- une unité éolienne « Unité Tlet » au sommet de l'unité Carbonaté daté d'environ 90ka BP

- un dépôt de paléosol composé d'argiles rouges d'épaisseur moyenne de 15 à 20 cm et daté de 8600 ans BP, ce dépôt traduit des conditions climatiques humides à cette époque.

- un dépôt éolien (dune de Sidi Salem) daté de 6500 ans B.P.

- un dépôt de sables marins bioclastiques d'âge 5500 ans BP. Un dépôt de paléo plage identifié au niveau de Lella Mariem constitué d'un sable grossier de la zone intertidale encaissant des fragments de poteries et daté de 2000 ans BP. (Fig. 1.9)

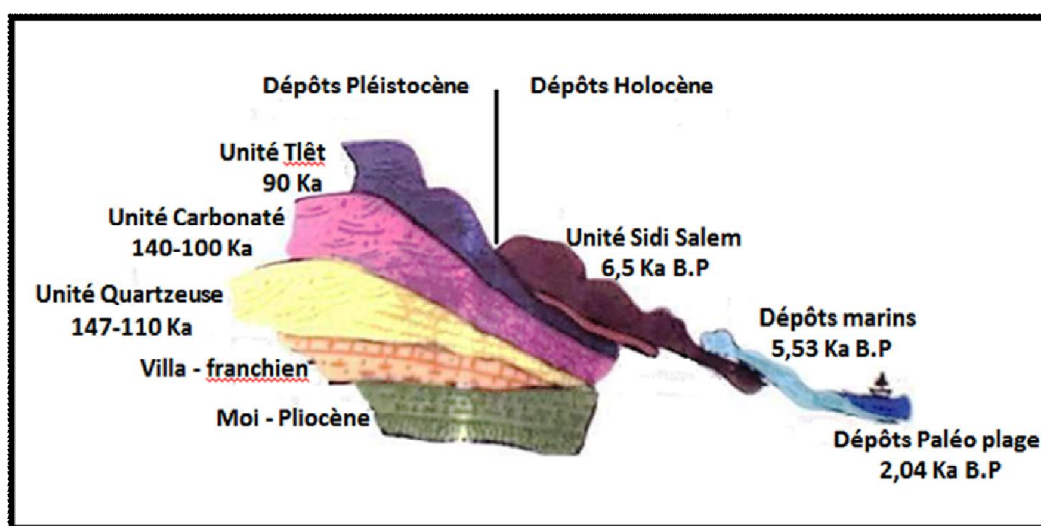


Figure 1.9: Les différentes unités litho stratigraphiques de l'Holocène du Sud-Est Tunisien (Jedoui 2000)

[Morhange et Pirazzoli \(2005\)](#): ont indiqué que le plus haut niveau marin holocène a atteint entre 6000 et 5000 ans BP une altitude d'à peu près 2 m, confirmant ainsi les conclusions citées par [Fontes et Perthuisot \(1971\)](#) et [Paskoff et Sanlaville \(1983\)](#). Ce maximum a été vraisemblablement de courte durée, et a été probablement suivi par une autre baisse du niveau marin. Cette émergence ne peut pas être attribuée à des causes tectoniques car le Golfe de Gabès est considéré relativement stable depuis le dernier interglaciaire (MIS5) et elle est probablement liée au réajustement hydro isostatique postglaciaire (Fig.1.10)

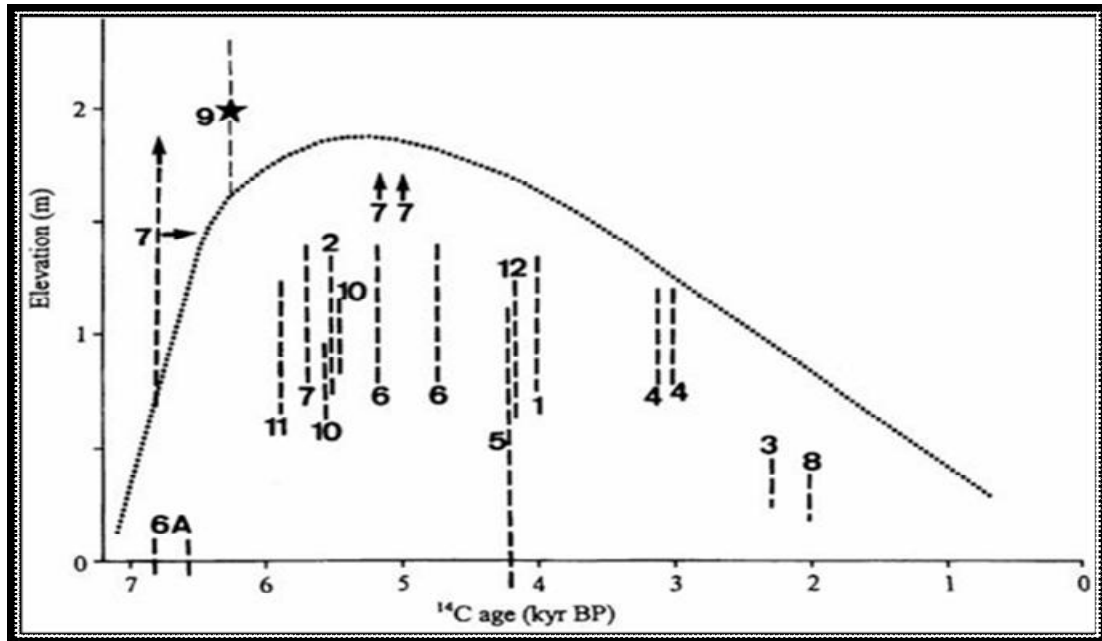
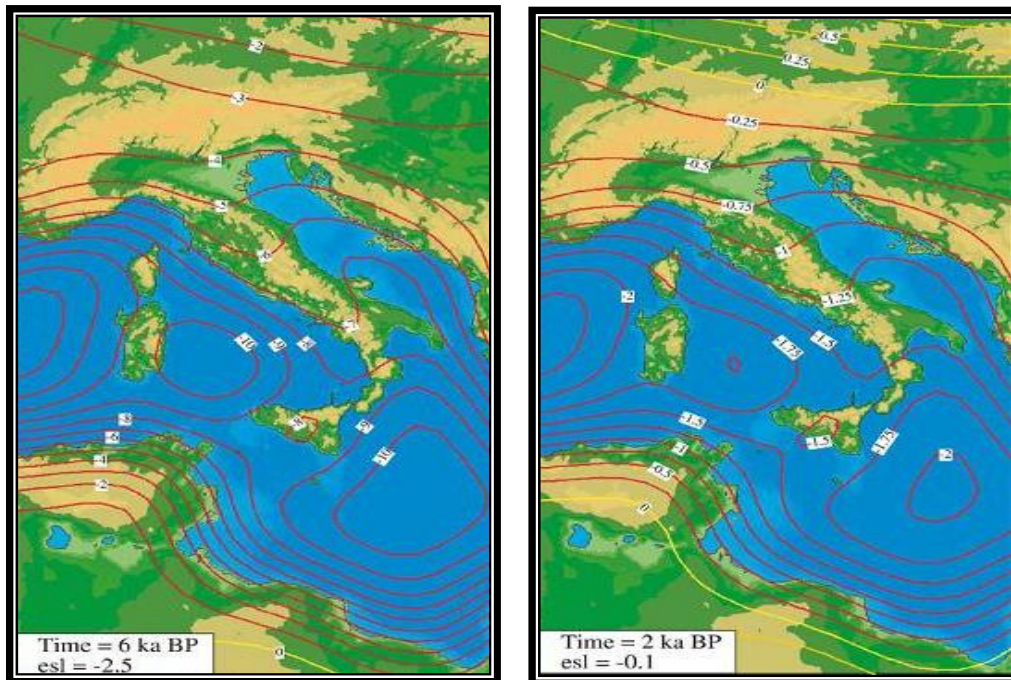


Figure 1.10: Courbe expérimentale de l'évolution du niveau marin moyen au cours de l'Holocène dans le sud Tunisien. Les lignes discontinues verticales indiquent l'âge des dépôts de plage. L'étoile indique la position proposée par Fontes et Perthuisot (1971). (Morhange et Pirazzoli, 2005)

[Lambeck et al \(2004\)](#) remarquent que vers 6000 ans B.P le niveau marin commence à se rapprocher de son niveau actuel. Le niveau des côtes s'étend de - 2m au niveau du Golfe de Gabès, à environ - 9m en Sicile et en Calabre (Italie du sud, fig. 1.11). Pendant l'époque romaine, environ 2000 BP, le niveau marin varie entre - 0.25 et - 0.5 m au niveau du Golfe de Gabès à environ - 1.8m en Sardaigne (Fig.1.11)



*Figure 1.11: Evolution du niveau marin des régions Méditerranéennes entre 6000 ans B.P et 2000 ans B.P
(Lambeck . et al 2004)*

[Lakhdar et al, \(2006\)](#): citent la présence dans les sédiments des diverses carottes de sebkhat Boujmal d'une vase noire datée de 6800 ans B.P à 4130 ans B.P typique des environnements lagunaires. Cet ensemble est surmonté successivement par des sables bioclastiques d'âge 3Ka à 2Ka BP puis un faciès silteux surmonté par des tapis algaires.

[Marquer et al, \(2008\)](#) : ont établi la reconstruction à haute résolution de l'histoire climatique de Sebkha Mhabeul pour les deux derniers millénaires. Le modèle d'âge, basé sur le téphrochronologie, indique que les sédiments de la carotte couvrent l'intervalle de temps compris entre l'époque romaine jusqu'au temps modernes et couvre des périodes climatiques bien définies (Fig1.12). Il s'agit de la première reconstitution, à haute résolution, paléo écologique / paléo climatique du SE tunisien en utilisant une approche multidisciplinaire (biologiques, charbon et pollen) et sédimentologique (flux du quartz). Ainsi quatre cycles humidité/sécheresse (550-950, 950-1300, 1300-1570 et 1570-1870 AD) de durées différentes ont été inventoriés. Les importantes instabilités hydrologiques étant concentrées sur la période Médiévale et le Petit Age Glaciaire inférieur, entre 1000 et 1550.

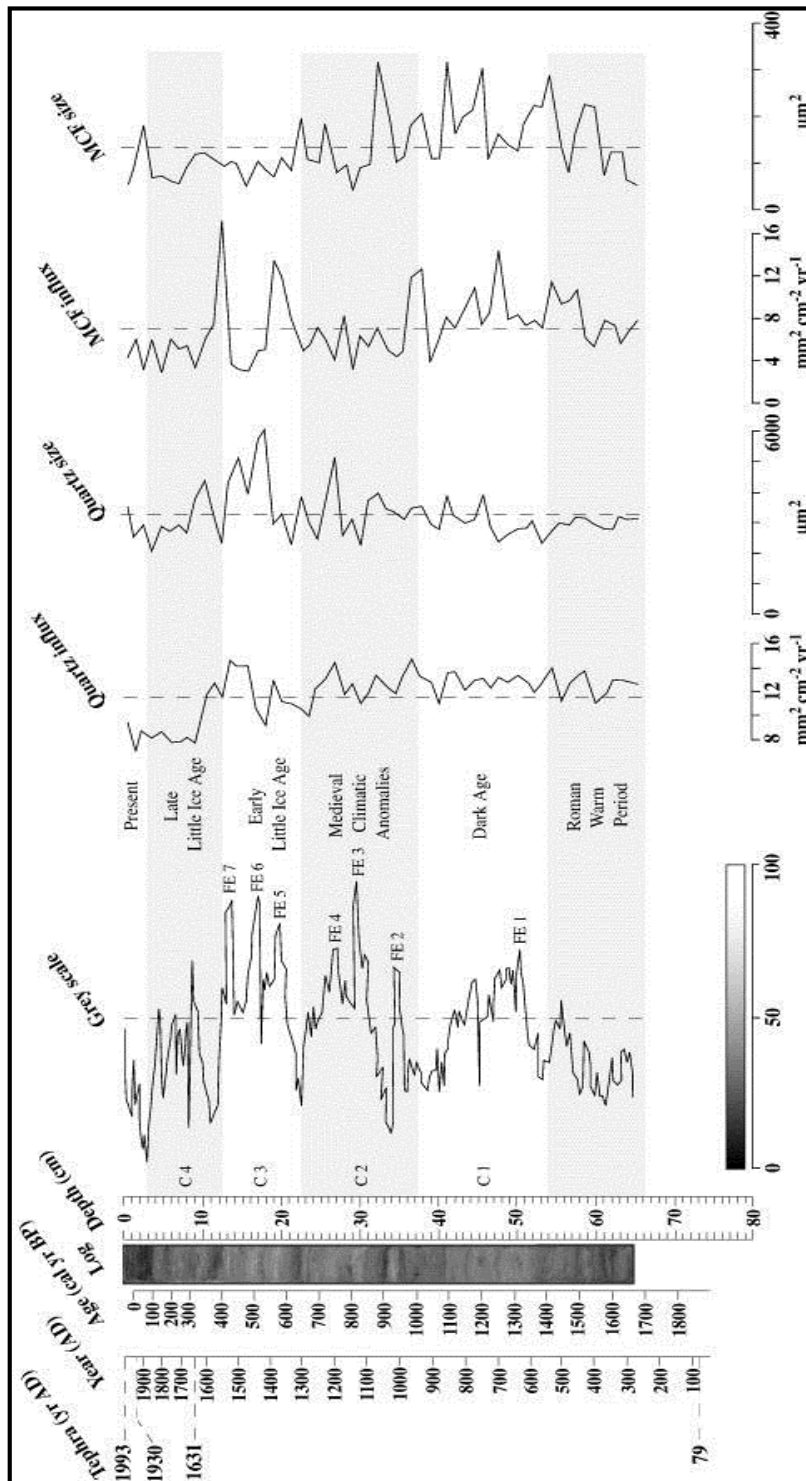


Figure 1.12: Variations de l'intensité de l'échelle de gris, du flux de quartz et des fragments microscopiques de charbon au niveau de la carotte de Sebkheth Mhabel. Les cycles climatiques sec / humide sont marqués de C1 à C4. Les inondations majeures sont marquées de FE1 à FE7. (Marquer et al 2008)

[Frébourg et al \(2010\)](#) : ont mis en évidence sur le littoral de Djerba (la côte du Golfe de Gabès) un niveau de dépôts grossiers, contenant des débris d'origine marine et datant d'environ 7600-8000 ans cal BP. Une tempête majeure pourrait être à l'origine de ces dépôts,

mais l'hypothèse du tsunami n'est pas exclue surtout à cause des évidences de courants bi-directionaux, fréquents dans les dépôts des tsunamis. En effet, [Pareschi et al. \(2006\)](#) documente un événement de tsunami très important qui aurait affecté les côtes du sud de la Méditerranée autour de 8000±400 ans cal BP et lié à l'effondrement du flanc oriental du volcan Etna, en Sicile qui a généré une onde de tsunami géante.

[Gargouri \(2011\)](#) : montre que l'histoire de la frange côtière de Sud Est de Skhira comprend les phases suivantes :

-Aux alentours de 9000 ans BP environ : Début de l'ingression marine.

-Entre 6000 et 4000 ans BP environ :L'invasion marine de la dépression côtière (El Guettiate) en relation avec les dernières pulsations transgressives de la remontée postglaciaire. Cet épisode est suivi par l'initiation de l'installation d'un système lagunaire de l'ensemble de la dépression.

-Entre 4000 et 3300 ans BP environ :Un confinement se manifeste dans la lagune. Les espèces sont caractérisées par une faune visiblement moins diversifiée que celle des niveaux sous-jacents.

Entre 3300 ans BP et 1550 ans BP : les témoins paléoenvironnementaux mettent en évidence un épisode transgressif. Cet épisode conduit au rafraîchissement de la lagune (diminution de la salinité à cause de l'apport fluviatile) et du remplissage sableux des chenaux de marée ainsi formés.

Cet épisode est également mis en évidence dans le marais Dreïaa (Sud Est tunisien, au niveau du Golfe de Gabès) par l'apparition de microfaunes saumâtres à côtières dans les dépôts grossiers. C'est à cette époque que se met en place le cordon sableux de direction Sud-Est, dont la formation peut être attribuée à une augmentation de la dynamique des houles et des vagues (fréquence des tempêtes).

- Entre 1550 ans BP et 1307 BP :Une nouvelle tendance régressive apparaît, matérialisée par la prolifération de l'ostracode *Cyprideis torosa* et par la présence de milioles, localement corrodées. L'association ainsi décrite est typique des milieux lagunaires confinés

-Entre 1307 ans BP et 558 BP, une nouvelle tendance transgressive apparaît, mise en évidence dans les deux sebkhas.

-La période entre 558 BP qui perdure actuellement, constitue la phase de comblement de la lagune.

[Zaibi et al., \(2011\)](#) : montre que l'histoire de la frange littorale de la région de Skhira comporte quatre phases, débutant par un milieu lagunaire ouvert estuarien (aux alentours de 7460 ans cal. BP) suivi par un milieu lagunaire fermé (aux alentours de 5408 ans cal. BP) et enfin un milieu laguno-saumâtre évoluant vers le milieu actuel de type sebkha.

[Anzidei et al., 2011](#) ont montré, après l'investigation de plusieurs sites archéologiques situés le long des côtes tunisiennes, que le niveau marin a enregistré une augmentation, au cours des derniers 2000 ans, de l'ordre de 0.2 à 0.5 m.

[Gzam et al., 2014](#) ont montré les étapes de la progradation de la plaine de cordons littoraux de Trab el Makhadha

La première étape est caractérisée par des apports terrigènes massifs (6000 ans) associés à la transgression holocène. Les apports terrigènes ont permis la formation du cordon holocène de Trab el Makahdha .

La deuxième phase est marquée par une stabilisation (diminution relative) du niveau marin par rapport à sa position actuelle (2100 ans). Cette stabilisation a permis la mise en place de la plaine d'inter-cordon et l'accumulation de sédiments auprès du rivage sous forme d'un haut fond sableux.

La troisième phase s'est traduite par une élévation rapide du niveau marin permettant la mobilisation d'une source sédimentaire d'origine marine et la mise en place du cordon actuel. Cette évolution a engendré l'individualisation de Sebkha « el Khalij ».

VI. Climat Holocène méditerranéen

Le climat méditerranéen se caractérise par des étés secs et généralement chauds et par des hivers doux et humides, résultant principalement de l'influence de la NAO ([Hurrell, 1995](#)). Le régime climatique méditerranéen est dû au déplacement en latitude des grands centres d'action de l'atmosphère lié au mécanisme cosmique des saisons amenant pendant l'été les masses d'air tropicales continentales du Sahara, rejetant ainsi plus au nord les perturbations du front polaire ([Péguy, 1970](#)). Inversement, pendant l'hiver, l'air tropical saharien laisse le domaine méditerranéen largement ouvert aux masses d'air polaire descendant très bas au sud et entrant en contact avec les eaux marines chaudes ce qui favorise

le passage des perturbations porteuses de pluie, surtout dans sa moitié septentrionale (Péguy, 1970). Plusieurs études ont montré que la variabilité hydrologique était importante spatialement, et qu'un contraste Nord Sud et Est Ouest existait au sein de la Méditerranée (Martin-Puertas et al., 2010; Magny et al., 2011; Roberts et al., 2012 ; Vannière et al., 2011). Ces variations latitudinales, mais aussi longitudinales, contribuent à une complexité du signal paléo-environnemental (Tzedakis, 2007), à laquelle vient s'ajouter les effets non négligeable de la saisonnalité à long terme (Denton et al., 2005; Peyron et al., 2011).

Parmi les facteurs responsables des changements climatiques, les variations des paramètres orbitaux (excentricité, précession et obliquité) et solaires (insolation et activité solaire) demeurent les plus importants (Milankovitch, 1920; Berger, 1977). Également le volcanisme peut avoir une influence non négligeable sur les conditions climatiques (Leroux, 1996). Depuis 200 ans environ les activités anthropiques (augmentation des concentrations des gaz à effet de serre) influent sur les changements climatiques (Magny, 1995). (Fig.1.13)

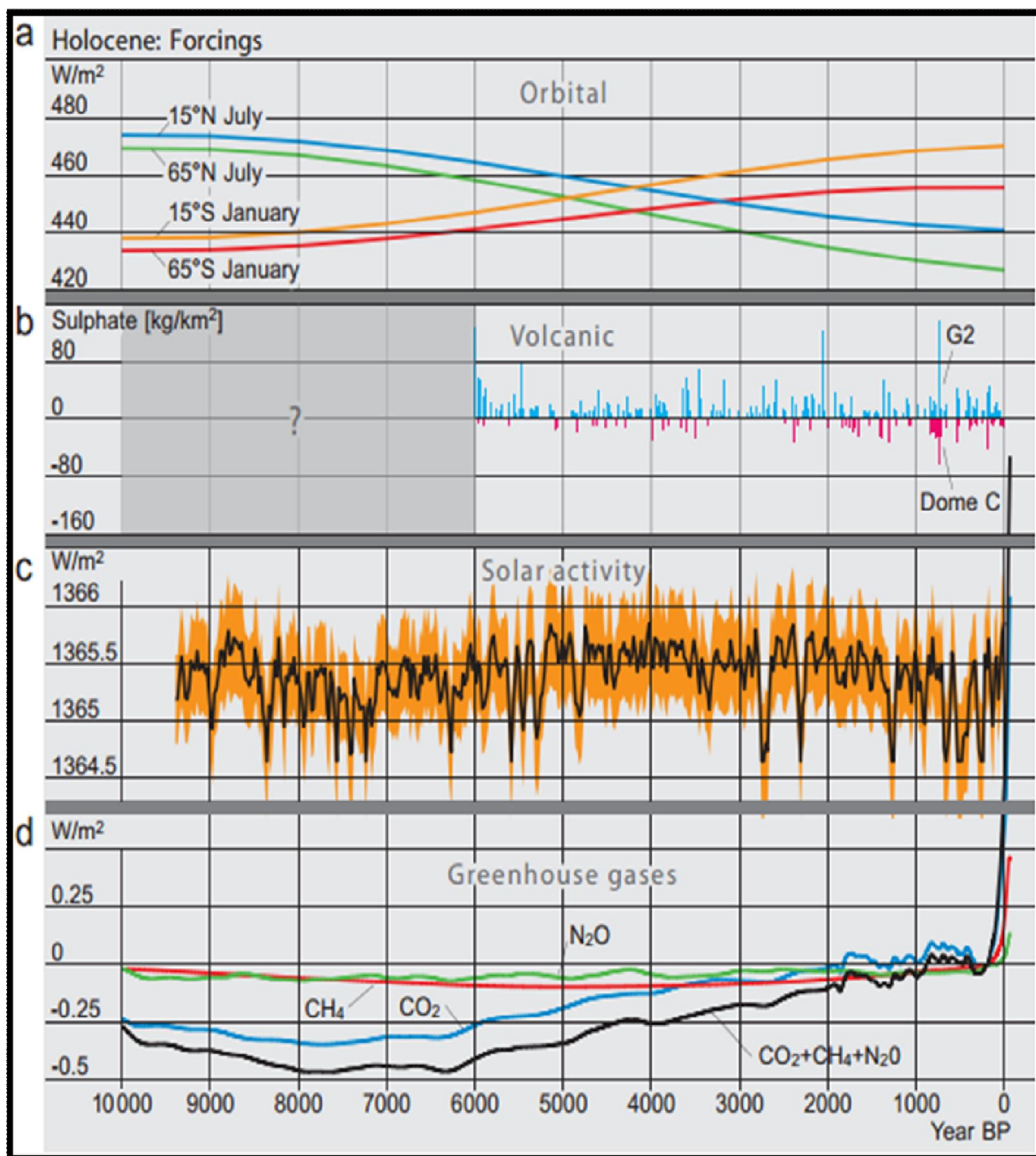


Figure 1.13 : Principaux facteurs forçant du climat holocène. (a) Variations de l'insolation orbitale au niveau de l'Hémisphère Nord (courbe bleue et verte) et de l'Hémisphère Sud (courbe orange et rouge) (Berger & Loutre 1991). (b) Forçage volcanique des 6 000 dernières années enregistré par les concentrations en sulfate dans les carottes de glace du Groenland (barres verticales bleues) et de l'Antarctique (barres verticales rouges) (Wanner et al., 2008). (c) Fluctuations de l'activité solaire reconstituées à partir de l'analyse du ^{10}Be dans les glaces polaires (Steinilber et al., 2009). (d) Forçage lié à l'augmentation de la concentration du CO_2 (compilé par Joos & Spahni 2008). (Wanner et al., 2014).

VII. Variation du niveau marin

Sur des échelles de temps géologiques, de l'ordre de plusieurs centaines de millions d'années, les variations du niveau marin sont contrôlées par les variations de la forme des bassins océaniques, dues principalement à l'activité tectonique de la planète (subduction de plaques océaniques, collision des continents, ouverture de nouveaux océans et formation des dorsales océaniques). Les marges continentales enregistrent les modifications des lignes de rivage, et donc du niveau marin.

Sur des échelles de temps comprises entre quelques milliers et plusieurs centaines de milliers d'années, les variations d'élévation du niveau de la mer suivent les cycles astronomiques responsables de l'alternance entre périodes glaciaires et interglaciaires. En effet, le niveau moyen des océans dépendant directement de l'équilibre entre la quantité d'eau présente sous forme de glace continentale (glaciers et calottes polaires du Groenland et de l'Antarctique) et la quantité d'eau dans les bassins océaniques, il est fortement lié à la température atmosphérique terrestre moyenne.

Les périodes glaciaires sont caractérisées par un niveau moyen des océans bas. En effet, une chute générale du niveau de la mer de l'ordre de 120 m (Lambeck et al., 2002) est ainsi observée lors du Dernier Maximum Glaciaire (Fig.1.14). Lors de la transition entre période glaciaire et période interglaciaire, la remontée du niveau marin, principalement liée à la fonte des glaces et à l'expansion thermique, s'effectue de manière non linéaire. Plusieurs épisodes de remontée rapide du niveau de la mer, également appelés Melt Water Pulse (MWP), sont en effet documentés au cours de la dernière déglaciation. La première phase de rapide de la transgression est décrite aux alentours de 19 000 ans cal BP (MWP-19ka) par plusieurs auteurs (e.g. Yokoyama et al., 2000; Clark et al., 2004). un second évènement de forte amplitude, connu sous le nom de MWP-1A Contemporain du réchauffement du Bølling-Allerød, le MWP-1A, qui s'est déroulé approximativement entre 14 650 et 14 300 ans, est caractérisé par une élévation du niveau de la mer de l'ordre de 14 à 18 mètres et une vitesse de remontée supérieure à 40 mm.an⁻¹ (Deschamps et al., 2012). Un troisième épisode, appelée MWP-1B, vient ponctuer la transgression déglaciaire à la fin du Younger Dryas, bien que son existence fasse débat (Bard et al., 2010, Stanford et al., 2011) montrent que le MWP-1B s'exprime comme un intervalle multimillénaire de remontée rapide du niveau de la mer entre 11 500 et 8 800 ans BP (Fig.1.14). Ces auteurs estiment, que durant cette période, la vitesse de remontée de la mer atteint une valeur maximale de 25 mm/an.

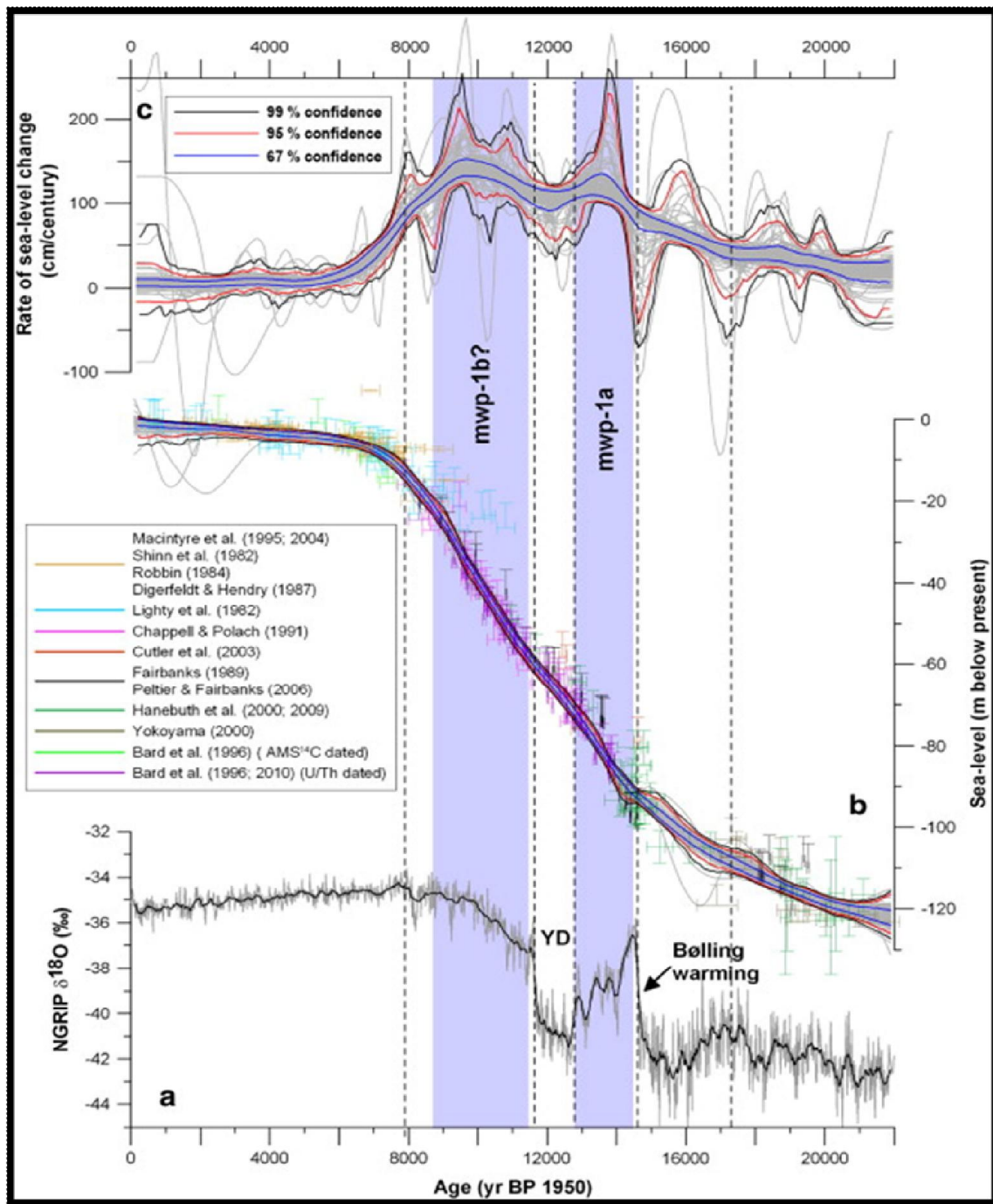


Figure 1.14 : Variations du niveau de la mer pour la période post-glaciaire, résultant de l'analyse statistique (de type Monte-Carlo) de plusieurs enregistrements du niveau de la mer. (a) Courbe isotopique résultant du rapport isotopique $\delta^{18}O$ issu de la carotte de glace NGRIP du Groenland. (b) Reconstruction du niveau de la mer résultant de l'analyse statistique de type Monte-Carlo. (c) Estimation du taux de variation du niveau de la mer (Stanford et al., 2011)

1. Variations du niveau marin global

Au début de l'Holocène. L'élévation du niveau marin ralenti entre -6 000 et -3000 ans. Durant les deux derniers millénaires, le taux d'élévation s'est stabilisé en effet, la remontée du niveau de la mer n'excède guère 0.2 mm/an (Lambeck and Bard, 2000; Lambeck et al., 2004).

A l'échelle centennale à décennale, le réchauffement climatique caractérisant la période très récente (IPCC, 2007) est accompagnée d'une hausse globale du niveau de la mer. Le 20^{ème} siècle est ainsi marquée par une remontée moyenne du niveau de la mer de 1.7 mm/an résultant de la fonte des glaces et surtout de l'expansion thermique (Church and White, 2011; Meyssignac and Cazenave, 2012).

Depuis les deux dernières décennies, la vitesse de remontée du niveau de la mer tend à s'accélérer, atteignant la valeur de 3.2 mm/an (Meyssignac and Cazenave, 2012).

2-Variations du niveau marin au niveau du golfe de Gabès

Au cours de la transgression pléistocène MIS 5e, le haut niveau marin a enregistré deux maxima eustatiques séparés par une régression. La première pulsation positive (110-147 ka) a atteint +3 m. La seconde, qui s'est déroulée entre 100-141 ka, est plus ample (+5 m). (Jedoui et al., 2002).

La phase régressive du dernier maximum glaciaire 18 000 ans B.P a favorisé un abaissement du niveau moyen de la mer jusqu'à environ -120 m. En effet, les domaines de sebkha, ont été formées au fond du golfe de Gabès (Fontes et Perthuisot, 1971; Perthuisot et al, 1973; Morzadec-Kerfourn, 2002).

Les dépôts marins, relatifs à la transgression Holocène (5000-6000 ans), ont été soulevés de l'ordre 2 m en dessus de l'actuel suite à une émergence hydro-isostatique post-glaciaire (Jedoui et al., 1998 ; Morhange et Pirazzoli, 2005). Dès lors, l'élévation du niveau marin, à l'échelle globale, s'est effectuée à une vitesse de l'ordre de 0.3 à 0.5 mm/an (Zerbini et al., 1996; Lambeck et Bard, 2000 ; Lambek, 2004).

L'étude sédimentologique portée sur les dépôts marins holocènes du Sud-Est tunisien prouve que le niveau marin s'est stabilisé à sa situation actuelle depuis 2 100 ans (Jedoui et al., 1998). Au cours des derniers 2 000 ans, Paskoff et Oueslati (1991) ont étudié 89 sites archéologiques montrent que l'érosion est la tendance générale de l'évolution côtière,

sauf au niveau de quelques secteurs tel que la frange côtière allant de la ville de Gabès jusqu'à la péninsule de Jorf où le littoral est resté stable.

VIII. Les enregistrements sédimentaires en domaine côtier

L'évolution des zones côtières est fonction de l'espace disponible pour la sédimentation et de la quantité (ainsi que de la taille et de la nature) du matériel mobilisable. Ces paramètres agissent sur la morpho-dynamique côtière à des échelles de temps variables.

L'étude sédimentologique et géométrique des dépôts des zones côtières est indispensable à la reconstitution des paléoenvironnements : déplacement de la ligne de rivage. Ainsi, les caractéristiques sédimentologiques des dépôts permettent de préciser leur origine, leur mode de mise en place et de fournir des informations sur les conditions climatiques qui régnaient au moment du dépôt.

En domaine côtier différents environnements sédimentaires peuvent être développés tels que les lagunes, les estuaires et les deltas

1. Les milieux deltaïques

Un delta est un type d'embouchure qu'un cours d'eau peut connaître à l'endroit où il se jette dans un océan, une mer ou un lac.

Morphologiquement un delta comprend de l'amont à l'aval (Fig.1.15) :

- Une plaine deltaïque, subaérienne formée par des distributaires actifs et abandonnées et également des crevasses fluviales (Allen & Mercier, 1987).
- Un front de delta, c'est le prolongement de la plaine deltaïque sous la mer.
- Le prodelta, c'est la partie la plus externe et la plus profonde du delta, située sous l'action des vagues.

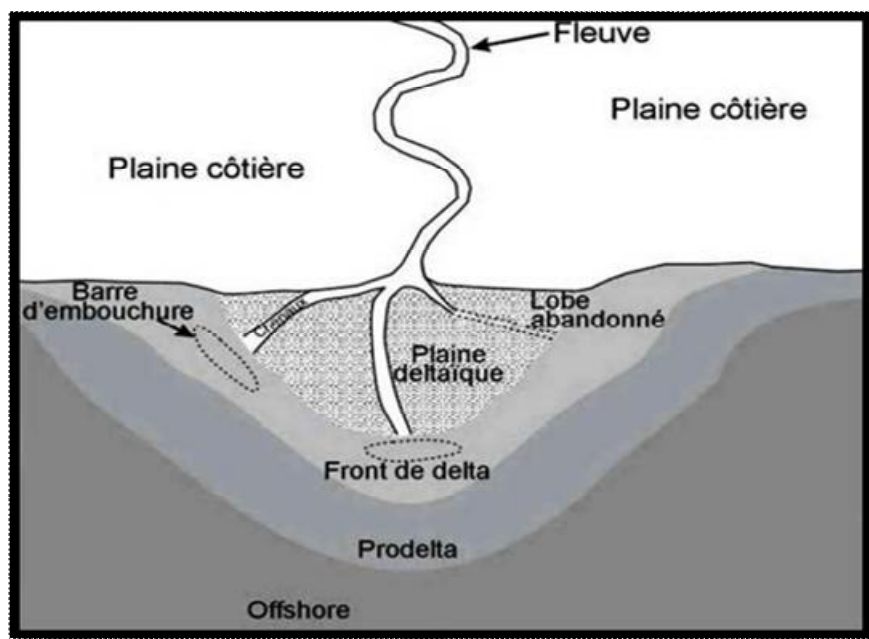


Figure 1.15: Principales composantes morphologiques d'un delta (d'après Suter, 1994).

2. Les milieux estuariens

Un estuaire est un environnement côtier à l'interface des domaines continentaux et marins. Il est par définition l'embouchure d'un fleuve sur une mer ouverte et où se font sentir l'action des marées et des houles.

Les travaux de Perillo (1995), permettent de diviser les estuaires en trois ensembles distincts, d'amont en aval (Fig. 1.16) :

- L'estuaire fluvial caractérisé par la présence permanente d'eau douce soumise à la marée dynamique,
- L'estuaire moyen considéré comme la zone de mélange des eaux douces et des eaux marines,
- L'estuaire marin caractérisé par des masses d'eaux salées, entièrement contrôlées par la dynamique marine.

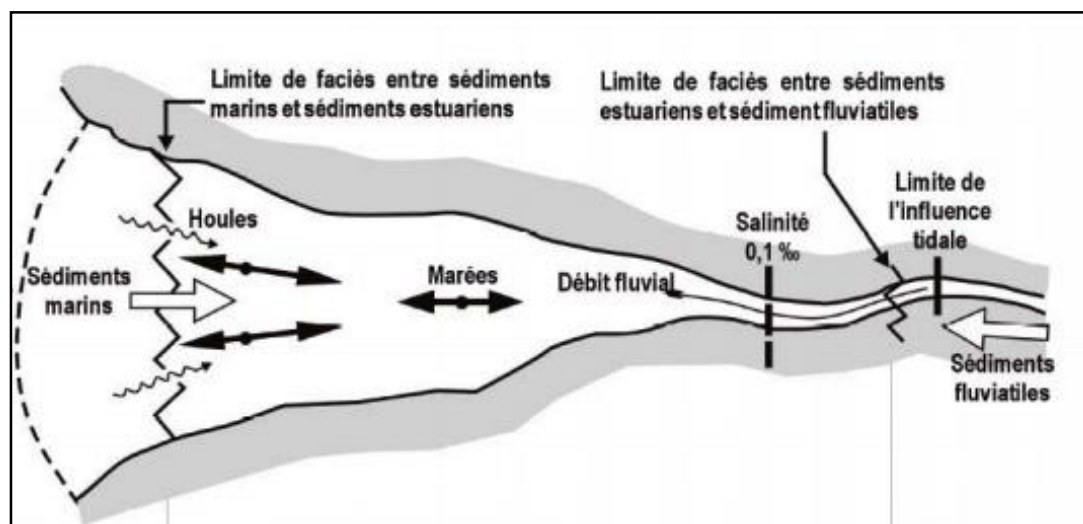


Figure 1.16 : représentation schématique d'un estuaire (Perillo 1995)

3. Les lagunes

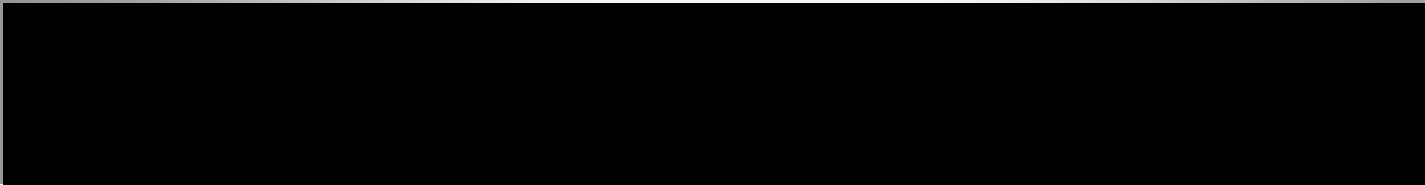
Une lagune est par définition, une dépression côtière peu profonde séparée de la mer par une île barrière et lui est connectée par une ou plusieurs passes (Lankford, 1977 ; Bidet et al., 1982; Carruesco 1989).

Les lagunes actuelles se sont formées durant l'Holocène suite à une remontée du niveau marin (transgression flandrienne, environ 10 000 ans BP) et sous l'action d l'hydrodynamisme littoral (Dias et al., 2000), elles peuvent évoluer suivant deux scénarii (Oertel et al., 1992) :

Le premier scénario considère que le niveau marin reste stable et que les marées sont de faible amplitude. Le cordon littoral va se refermer passant ainsi d'une lagune ouverte à une lagune fermée et l'évolution géomorphologique de la lagune est alors le comblement progressif ;

Le second scénario suppose que le niveau marin augmente ou que l'amplitude des marées est suffisante pour maintenir le cordon littoral ouvert. L'évolution est alors étroitement liée aux conditions locales telles que les caractéristiques morphologiques de la lagune, le climat et l'importance de la vitesse de sédimentation par rapport à celle de l'élévation du niveau marin. La lagune peut alors demeurer dans un état stable si les conditions d'équilibre sont maintenues.

Chapitre 2 : Matériels et Méthodes



Chapitre 2 : Matériels et méthodes

1. Méthodologie

L'étude des paléoenvironnements et des changements côtiers qui se sont succédé au cours de l'Holocène, nécessite une approche pluridisciplinaire. De nombreuses techniques d'investigation ont été utilisées permettant l'échantillonnage et l'étude des enregistrements sédimentaires, l'étude micropaléontologique ainsi que les datations carbone 14.

Nous allons présenter successivement les différentes techniques que nous avons utilisées dans le cadre de cette thèse en spécifiant les collaborateurs et laboratoires avec lesquels nous avons travaillé.

2. Etudes sédimentologique

2.1-Carottages

Le carottage a été réalisé à l'aide d'une foreuse hydraulique type « *Bonne Esperance* » appartenant à la société Thyna sondage à Sfax.

En allant de la mer (embouchure de l'oued) vers le continent (poche à *Cardium*), trois carottes ont été prélevées :

Au niveau de l'embouchure (34°07'11.5" N et 10°01'07.5"E) : la carotte AK1 présente une longueur de 6 mètres a été réalisée à proximité de l'embouchure de la rivière El Akarit

Au bord de la rivière (34°06'55.4" N et 10°00'15.1"E) : la carotte AK2 présente une longueur de 4,5 mètres a été réalisée à la bordure de la rivière.

Au niveau de la « poche à *Cardium* » (34°06'32.8" N et 009°59'23.0"E) : la carotte AK3 présente une longueur de 4,5 mètres a été réalisée juste à côté de la « poche à *Cardium* » sur la rive gauche.

Une coupe réalisée dans la rive gauche de l'oued El Akarit, au niveau de la poche à *Cardium*.

Ces carottes ont été échantillonnées tous les 5 centimètres, le matériel recueilli est conditionné en vue des différentes études.



Figure 2.1 : Foreuse hydraulique type Bonne Esperance



Figure 2.2: Photographies de la mission de carottage dans l'oued El Akarit



Figure 2.3: Photographies de la mission d'échantillonnage dans la poche à Cardium.

2.2. Analyses lithologiques

Les carottes sont décrites et photographiées. La description prend en compte la nature, la couleur (sédiment humide) du matériel ainsi que la présence de structures et d'éléments divers (racines, galets, coquilles,...).

La couleur des sédiments se base sur l'échelle standard de coloration du « Munsell soil color charts » (Mc Manus, 1988). (Fig. 2.4)

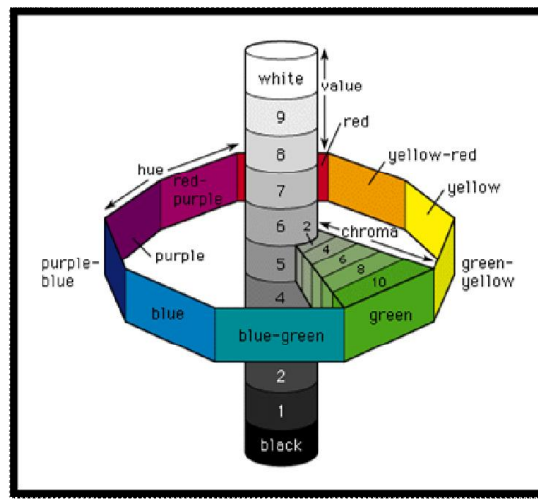


Figure 2.4: Echelle de Munsell (Mc Manus, 1988)

2.3. Analyse granulométrique

L'analyse granulométrique a pour objet de mesurer la taille des grains et de connaître la fréquence statistique des différentes tailles de grains, pour en déduire les conditions hydrodynamiques de la sédimentation.

A l'aide d'un granulomètre laser Coulter LS230, des analyses granulométriques sur les carottes AK1, AK2 et AK3 ont été effectuées au Centre Européen de Recherches Préhistoriques de Tautavel (Perpignan). L'analyse granulométrique, à partir d'un Coulter LS230, repose sur le principe de diffraction d'un faisceau laser par les particules sédimentaires en suspension dans l'eau. L'angle avec lequel sera dévié le rayon lumineux est fonction de la taille des particules.

Le granulomètre laser Coulter LS230 permet de mesurer des particules allant de 0.04 à 2000 μm . Le jeu de données a été représenté grâce à l'utilisation de six classes granulométriques : les argiles (de 0 à 3.9 μm), les silts (de 3.9 à 63 μm), les sables très fins (de 63 à 125 μm), les sables fins (de 125 à 250 μm), les sables moyens (de 250 à 500 μm) et les sables grossiers (de 500 à 2000 μm).

N.B : il est nécessaire d'éliminer la fraction grossière > 500 μm

A partir de la distribution de la taille des grains des échantillons, il est possible de calculer différents paramètres granulométriques (Médiane, Moyenne, Skewness, kurtosis et Sorting). Ces paramètres nous renseignent sur l'environnement de dépôt.

Pour le calcul de ces paramètres, nous avons eu recours au manuel du granulomètre (Coulter LS 230) et pour l'interprétation des résultats aux ouvrages de [Folk et Ward\(1957\)](#), [Verger \(1963\)](#), [Rivière \(1977\)](#), [Pye et Blott \(2004\)](#), [Anderson \(2007\)](#).

2.3.1. Indices granulométriques

- ✓ La médiane, taille correspondant à 50% des grains sur la courbe cumulative.
- ✓ la moyenne (Mz) représente la distribution granulométrique moyenne des sédiments. Elle traduit la puissance moyenne des paléoécoulements. Elle est déterminée par la formule suivante : $Mz = (Q16 + Q50 + Q84) / 3$ (Tableau 2-1). Avec $d(\phi) = -\log_2(d \text{ (mm)})$

d= diamètre des grains

Où ϕ_{16} , ϕ_{50} et ϕ_{84} représentent respectivement la taille des grains correspondant à 16%, 50% et 84% sur la courbe cumulative.

Tableau 2.1: Répartition des classes granulométriques en fonction de la moyenne (Folk, 1966)

Valeur de Mz en phi	Classement
$Mz < 1,00$	Sables grossiers et graviers
$1,00 < Mz < 2,31$	Sables moyens
$2,31 < Mz < 3,32$	Sables fins
$3,32 < Mz < 4,00$	Sables très fins
$Mz > 4,00$	Silts et argiles (lutites)

- ✓ le Skewness (Sk), traduit le degré d'asymétrie de la courbe de distribution par rapport à la médiane. Cette asymétrie indique la prépondérance ou non des particules fines (valeurs positives) ou des particules grossières (valeurs négatives) par rapport à la moyenne de l'échantillon (Tableau 2-2).
- ✓ $Sk = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\Phi_{50}) / 2 (\Phi_{84} - \Phi_{16}) + (\Phi_{5} + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}) / 2 (\Phi_{95} - \Phi_{5})$.

Tableau 2.2: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966)

Sekwness	Classement
$1 > S_k > 0,3$	Très asymétrique vers les fins
$0,3 > S_k > 0,1$	Asymétrique vers les fins
$0,1 > S_k > -0,1$	Presque symétrique
$-0,1 > S_k > -0,3$	Asymétrique vers les grossiers
$-0,3 > S_k > -1$	Très asymétrique vers les grossiers

- ✓ L'indice de classement (sorting ou déviation standard (Sd)), indique la qualité du classement, de formule :

$$Sd = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 4 + (\phi_{95} - \phi_5) / 6,6$$

Plus le sédiment est bien classé, plus « Sd » est petit. L'indice de classement est lié à l'hydrodynamisme lors du dépôt du sédiment et donc à l'environnement de dépôt (Tableau 2-3).

Tableau 2.3: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de « déviation standard » (Folk, 1966)

Standard Déviation	Classement
>4	Extrêmement mal classé
$4 > S_d > 2$	Très mal classé
$2 > S_d > 1$	Mal classé
$1 > S_d > 0,7$	Modérément classé
$0,7 > S_d > 0,5$	Moyennement bien classé
$0,5 > S_d > 0,35$	Bien classé
$0,35 > S_d$	Très bien classé

- ✓ Le coefficient d'acuité (kurtosis (K)), mesure la forme du pic de la courbe de distribution

$$K = (\phi_{95} - \phi_5) / 2,44 (\phi_{75} - \phi_{25})$$

Quand K est égale à zéro, la courbe est dite mésokurtique, ou moyennement classée, quand il est supérieur à 0, la courbe est dite leptokurtique, cela signifie que la distribution est bien classée, ce qui est un marqueur de mode de transport à puissance constante. Si le Kurtosis est négatif, cela signifie que la distribution est mal classée (platykurtique).

2.3.2. Diagramme de Passega

Le diagramme de [Passega \(1957\)](#) permet d'interpréter la dynamique de transport des sédiments et d'identifier les types de courants transporteurs du matériel.

L'axe des abscisses présente la médiane (Md) et celle des ordonnées expose les valeurs du premier centile (c). Il comporte un ensemble de segments appelés *patterns* qui représentent différents types de transport (Fig. 2.5).

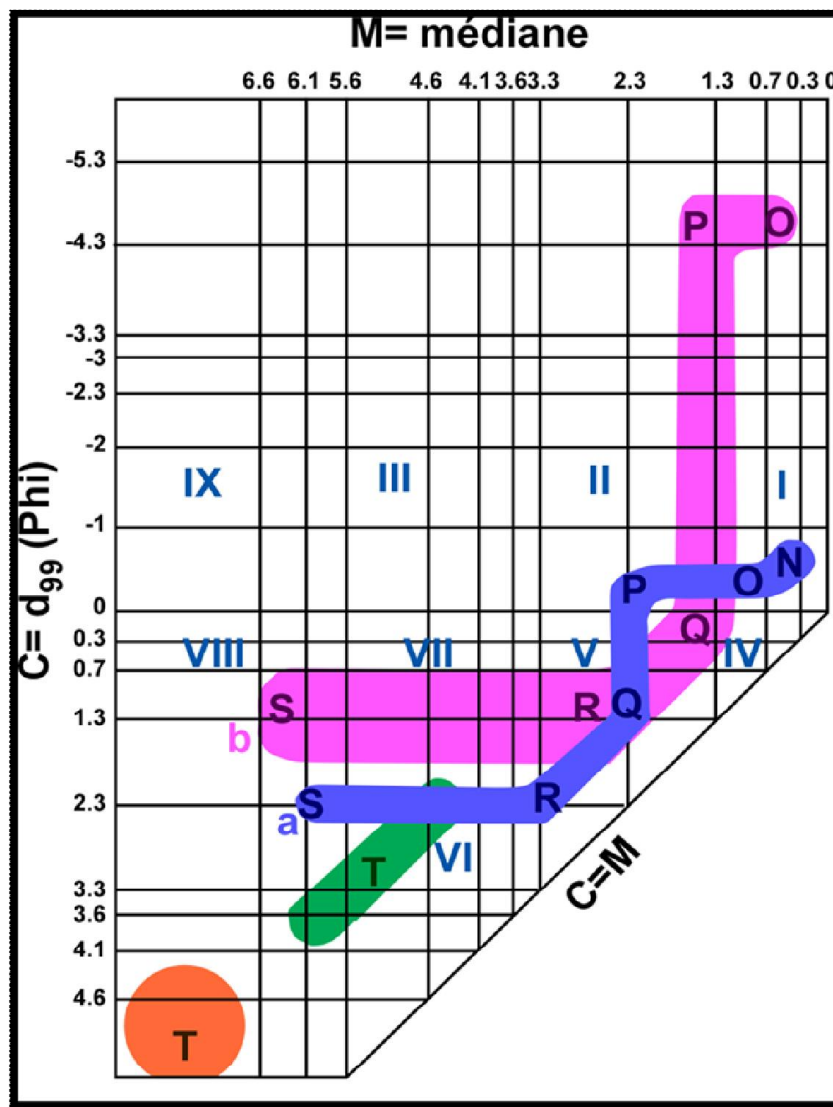


Figure 2.5: Diagramme original de de Passega (Passega 1957)

a: selon [Passega \(1964\)](#) et [Passega & Byramjee \(1969\)](#); b: selon [Ludwikowska-Kędzia \(2000\)](#)

Interprétations originales de [Passega \(1957\)](#) :

- Le segment SR représente les sédiments transportés en suspension homogène (uniforme).
- Le segment RQ représente les sédiments transportés en suspension gradée.
- Le segment QP représente les sédiments transportés par saltation
- Le segment PO représente les sédiments transportés essentiellement par charriage.
- Le segment ON représente les sédiments transportés par roulement.

2.4. Minéralogie des argiles

La minéralogie a été réalisée au Diffractomètre de Rayon X (DRX) pour déterminer la composition minéralogique des argiles, en vue d'apporter des arguments sur l'origine des sédiments.

2.4.1. Préparation

Afin d'étudier l'évolution de la composition minéralogique de la carotte AK1 il est nécessaire de préparer des lames d'agrégats orientées. Une masse **m** du sédiment est attaquée à chaud par le HCl et le H₂O₂ sur agitateur jusqu'à élimination totale des carbonates et de la matière organique. Ensuite, l'échantillon est soumis à une série de lavages par centrifugation (2500 t/min) successifs en ajoutant de l'eau distillée et en homogénéisant le dépôt jusqu'à un pH d'environ 6. Une fois le pH atteint une centrifugation à 750 t/min permet d'obtenir une suspension trouble dans laquelle se trouvent les argiles. La suspension est ensuite étalée sur un support de verre. On prépare ainsi 3 lames pour différentes études par diffraction de rayon X : une lame normale, une lame traitée à l'éthylène glycol et une lame chauffée à 500°C pendant 2 heures ([Chamley, 1971](#)).

Cette méthode consiste à utiliser la propriété de diffraction d'un faisceau monochromatique de rayons X par les plans réticulaires, en se basant sur la loi de Bragg :

$$n\lambda = 2 d \sin \theta$$

Avec n : nombre entier ; λ : 1,54 Å ; d : distance des deux plans réticulaires ; θ : angle d'incidence.

2.4.2. Type de diagramme obtenu

Dans le cas d'un mélange, le spectre sera la résultante de la somme des spectres individuels avec des superpositions éventuelles. En routine, on va donc enregistrer pour un même échantillon trois spectres obtenus dans des conditions expérimentales différentes, un

spectre à l'état naturel (spectre N), le second après solvatisation (spectre EG) et le troisième après chauffage (spectre H).

- ✓ **Diagramme normal (N)** (en rouge) Il est obtenu à partir d'une lame séchée à l'air : c'est le diagramme de référence auquel s'en reporte pour juger les déplacements causés par d'autre traitement.
- ✓ **Après Chauffage (H)** : (en vert) Le chauffage à 500° C pendant 2 h permet de détruire la Kaolinite en respectant les Chlorites. Après ces traitements, les Vermiculites et les Smectites sont déshydratés de façon irréversible.
- ✓ **Après Solvatisation (EG)** : (en bleu) Les lames sont placées une nuit dans un dessiccateur où vient se former une atmosphère d'Ethylène Glycol. Ce traitement a pour effet de gonfler les Smectites et en partie les Vermiculites.

Le tableau 2.4 récapitule l'effet de ces traitements sur le comportement des minéraux argileux.

Tableau 2.4 : Effets des différents traitements sur l'espacement basal des minéraux argileux

Minéral	Lame normale d (Å)	Lame traitée à l'éthylène- glycol d (Å)	Lame chauffée 2h à 500°C
Smectite (Mg, Ca)	14-15	17	10
Smectite (Na)	12,5	17	10
Kaolinite	7,1	7,1	disparaît
Illite	10	10	10
Chlorite	14	14	14
Palygorskite	10,5	10,5	10

Le pourcentage de chaque minéral argileux est déterminé en appliquant la méthode semi quantitative qui se base sur le calcul de l'aire du triangle constituant le pic. Pour avoir des pourcentages assez proches de la réalité on a multiplié l'aire de chaque triangle par le pouvoir réflecteur de chaque minéral argileux (Tableau 2.5).

Tableau 2.5 : Réflexions principales et pouvoir réflecteur des minéraux argileux

Minéral	2 θ	d (Å)	Pouvoir réflecteur
Kaolinite	12,46	7,1	2
Illite	8,84	10	1
Smectite	5,18	17	4
Chlorite	6,3	14	2
Palygorskite	8,34	10,6	0,67

3. Analyses micropaléontologiques

3.1. Préparation des échantillons

Les échantillons de sédiments destinés à des analyses de la microfaune ont été préalablement lavés, triés et comptés.

Lavage, tri et observation

Le lavage est utilisé pour extraire les microfossiles des sédiments meubles (Pujos, 1976). Les sédiments sont désagrégés et tamisés sous un jet d'eau sur une série de deux tamis (150 et 63 μm) puis séchés. Après séchage, le tri a été réalisé pour la fraction supérieure à 150 μm .

Ensuite, les microfossiles sont prélevés à l'aide d'un pinceau fin et placés dans des cellules pour leur identification.

Détermination et comptage

La détermination des espèces de foraminifères et d'ostracodes est rendue possible suite à l'identification des caractères morphologiques des différents tests et la comparaison de ces caractères par rapport aux diagnoses présents dans la littérature. Les individus de chaque espèce sont comptés afin d'établir des fréquences, des pourcentages et des courbes qui, en considérant la signification paléo-écologique de chacune d'entre elles, permettront une interprétation paléo-environnementale.

3.2. Microfossiles étudiés

L'étude de la microfaune benthique (foraminifères benthiques et ostracodes) est un outil important pour la reconstitution des paléo environnements.

3.2.1. Les ostracodes

Les ostracodes sont des crustacés de petite taille (entre 0.5 et 2 mm), appartenant à l'embranchement des Arthropodes. Le corps, est protégé par une carapace bivalve, calcifiée, articulée dorsalement par une charnière. Ils sont adaptés à tous les milieux aquatiques depuis les mares stagnantes dans les champs mal drainés sur le continent jusqu'aux fonds abyssaux. Ils ont, dans 98% des cas, un mode de vie benthique. A la mort de l'individu, les parties molles disparaissent rapidement et seule la carapace se fossilise.

Les ostracodes font partie d'un des plus grands groupes de crustacés possédant un enregistrement fossile riche et continu depuis le Cambrien supérieur (plus de 65 000 espèces fossiles et espèces vivantes ont déjà été décrites (Horne et al, 2002).

Anatomie

L'animal a le corps sans segmentation apparente, à tête et thorax mal délimité, ainsi que les appendices, dans une carapace bivalve constituée de calcite magnésienne (Fig. 2.6). A la mort de l'animal, seule la carapace se fossilise, valves réunies ou séparées. Le mode de reproduction des ostracodes est sexué ou parthénogénétique (essentiellement pour les ostracodes d'eau douce) et au cours de leur cycle de vie, qui dure quelques années, les individus croissent par mues successives (Horne et al., 2002). Lors de chaque mue, dont la durée n'excède pas quelques heures, une nouvelle paire de valves, de taille et de forme différentes à la précédente, est générée. Avant que l'organisme n'atteigne le stade adulte, huit à neuf phases de mues sont enregistrées.

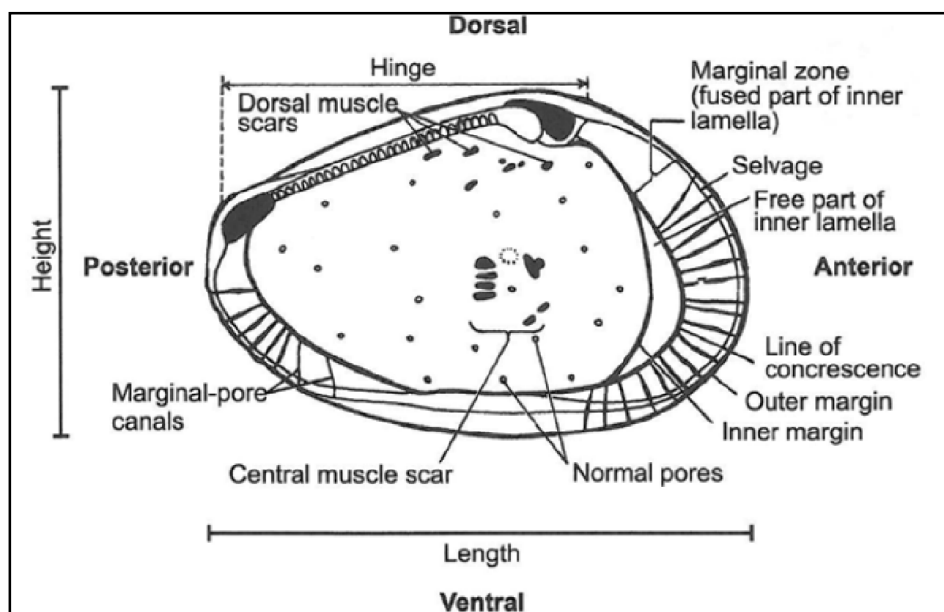


Figure 2.6 : Structure interne montrant les principaux éléments structuraux d'une valve gauche d'ostracode (modifié de van Morkhoven, 1962 in Armstrong and Brasier, 2005).

Ecologie et mode de vie

La systématique des ostracodes fossiles est basée principalement sur les caractéristiques morphologiques de la carapace. La surface des valves peut être lisse, ponctuée ou ornée d'un réseau de côtes, de tubercules, d'épines ainsi que de lobes et de sillons. Les ostracodes peuplent tous les milieux aquatiques : océan, zones marines littorales, estuaires, lagunes, eaux continentales, voire les sols humides des forêts. La plupart des ostracodes sont benthiques. Quelques-uns sont planctoniques de haute mer.

Facteurs écologiques

Les conditions naturelles qui contrôlent la distribution des ostracodes sont la salinité, la température, la nature du substrat, la bathymétrie et la quantité de nutriments. (Whatley, 1988)

La salinité

La salinité joue un rôle important dans la distribution des ostracodes. Ces derniers occupent en effet une large variété d'environnements en fonction de leur tolérance à la salinité et à ses fluctuations. Des ostracodes d'eau douce (<0.5‰), d'eau saumâtre (0.5 à 30‰) et marins (30-40‰) sont ainsi distingués. La majorité des espèces vivantes est adaptée à vivre dans des environnements marins (espèces sténohalines) alors que quelques espèces, essentiellement euryhalines, sont capables de vivre dans des environnements hypersalins (>40‰) (De Deckker et al., 2011). (Fig.2.7). les assemblages d'eau douce sont souvent riches et diversifiés, que les assemblages d'eaux à fort gradient de salinité sont souvent riches et très peu diversifiés, parce que très peu d'espèces (comme les *Cyprideis*) sont capables d'adapter leur perméabilité cellulaire à des variations de salinité. Enfin, que les assemblages marins sont le plus souvent diversifiés avec une richesse variable liée à d'autres paramètres.

- **Les assemblages d'eau douce** sont tout à fait caractéristiques et bien différents des assemblages marins. Le nombre d'espèce diminue à très faible salinité, on trouve également des ostracodes saumâtres qui supportent les basses salinités. Le nombre d'espèces est élevé dans les eaux douces permanentes que dans les eaux temporaires (Yassini, 1969 et Carbonel, 1971)

- **Les assemblages d'eau saumâtres** : les espèces sont généralement euryhalines et eurythermes. L'espèce caractéristique de cet assemblage est *Cyprideis torosa*.

- **Les ostracodes marins** : Ce sont bien sûr, les plus abondants et les plus diversifiés. Ils sont présents depuis les zones tout à fait littorales jusqu'aux abysses. Certains genres supportent

des petites variations de salinité (euryhalins - en domaine littoral) d'autres pas du tout (sténohalin).

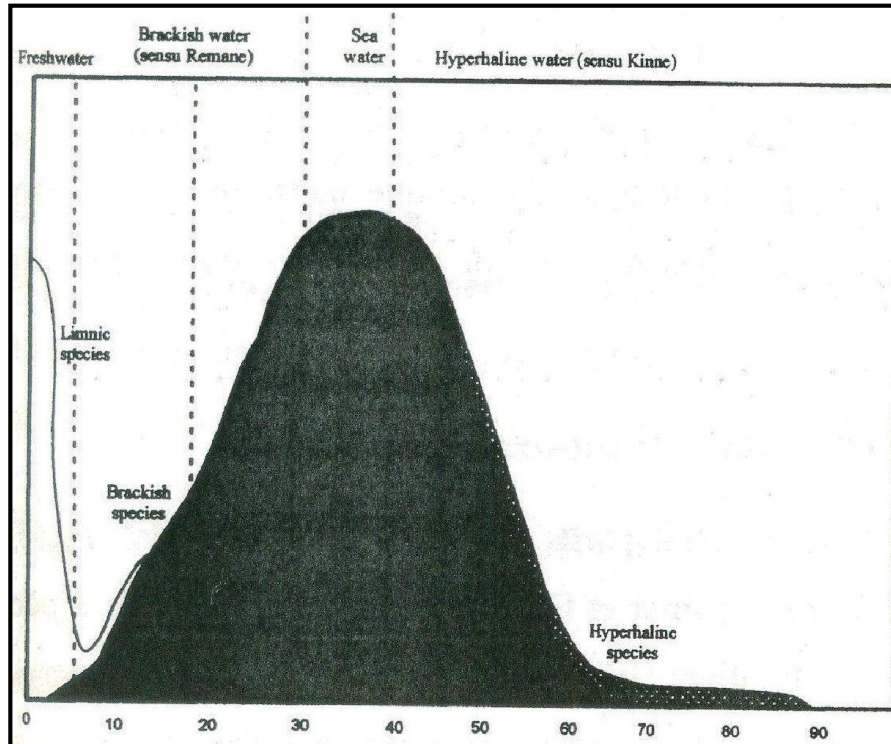


Figure 2.7 : Variation du nombre d'espèces en fonction de la salinité (Remane et Schlipper, 1958)

La température

Parmi les ostracodes quelques espèces sont eurythermes mais la plupart des ostracodes de la zone située au-dessus de la thermocline sont eurythermes. Les ostracodes psychrosphériques habitent la psychrosphère (zone à $T < 4^{\circ}\text{C}$ et bien oxygénée). Mais les grands fonds ne présentent pas toujours ces caractéristiques : c'est alors la thermosphère. A titre d'exemple, la Méditerranée n'a plus de psychrosphère, même par 4000 m de fond actuellement, alors qu'elle existait en période glaciaire (Benson, 1972).

Le substrat

Le substrat dépendant étroitement de la dynamique au fond, on rencontre des rampants, des nageurs près du fond, des fouisseurs et des phytobenthiques. Les sédiments grossiers comme les sables purs ou les oolites ont une population d'ostracodes très restreinte. Les sédiments mixtes sableux et argileux renferment une faune beaucoup plus importante.

La profondeur

La profondeur va jouer en tant que variation des masses d'eau (position de la thermocline, de la halocline, des remontées d'eau profonde) qui vont influencer la distribution des communautés : par exemple, la veine d'eau méditerranéenne (MOW) qui vers 800m exporte des faunes méditerranéennes en atlantique non par transport passif, mais par migration active (Laprida et al. 2002)

L'oxygénation des eaux

La teneur en oxygène dissous dans l'eau contrôle également la distribution spatiale et temporelle des ostracodes. Les assemblages d'ostracodes dominés par des espèces appartenant à l'ordre des Platycopoda seraient le reflet de conditions dysaérobiques (Whatley, 1991) ou oligotrophiques (Horne et al., 2011). La nature filtreuse de ces organismes les rendrait plus adaptés à survivre dans des environnements appauvris en oxygène dissous que les espèces appartenant à l'ordre des Podocopa (organismes non filtreurs) (Whatley, 1990; Brandão and Horne, 2009).

3.2.2. Les foraminifères benthiques

Généralités

Les foraminifères benthiques sont des protozoaires rhizopodes de la classe des « Foraminifera », du règne des « Protoctista » et de l'embranchement des « Granuloreticulosa » (Sen Gupta, 1999).

Le test comprenant une ou plusieurs chambres (loges), est muni d'un ou plusieurs orifices. Leur taille varie généralement de 38 μm à 1 mm. Les tests des foraminifères benthiques peuvent être de nature organique, agglutinée (agglutinats de particules terrigènes ou biogènes), carbonatée (cristaux d'aragonite ou de calcite minéralisés par l'organisme) et même, mais très rarement, de nature siliceuse.

Cette coquille confère aux foraminifères une capacité importante de fossilisation dépendant principalement de leur nature propre ainsi que des conditions physicochimiques du milieu sédimentaire dans lequel ils se sont enfouis.

Les tests des foraminifères retrouvés dans les archives sédimentaires constituent ainsi un outil micropaléontologique majeur dans les reconstitutions paléoenvironnementales ainsi que dans l'établissement des échelles biostratigraphiques.

La morphologie du test constitue le principal critère de classification actuelle des foraminifères (Loeblich et Tappan, 1988 ; Sen Gupta, 1999). La composition et les

microstructures du test sont de première importance pour classifier les foraminifères en divers ordres. La composition chimique et les arrangements granulaires des biocristaux sont utilisés comme critères discriminants secondaires afin de définir et de distinguer les sous-ordres et les super-familles. Le mode d'addition des chambres d'habitation, la nature des cloisons et les ouvertures sont également pris en compte. Finalement, la forme et l'arrangement des chambres ainsi que la nature sessile ou vagile des organismes sont considérés (Sen Gupta, 1999).

Caractéristiques biologiques

Les foraminifères présentent un corps constitué d'un cytoplasme se différenciant en un ectoplasme concentré près des orifices qui parsèment le test, ce test étant considéré comme un squelette intra-cytoplasmique et un endoplasme, correspondant à la plus grande partie de la masse cytoplasmique à l'intérieur du test (Murray, 2002). Les foraminifères possèdent deux modes de croissance : une croissance continue aboutissant à des tests uniloculaires et une croissance discontinue. La construction de nouvelles loges se fait à l'abri d'un kyste constitué de matériel exogène par l'animal (Debenay et al., 2000).aboutissant à des tests pluriloculaires. Le cycle de vie des foraminifères benthiques a été étudié pour 30 espèces environ (Lee et al., 1991 ; Goldstein, 1999).

Le schéma basique de reproduction consiste en une alternance entre phases sexuée et asexuée pour donner naissance à des individus qui sont libérés par l'abandon ou la dissolution des tests maternels (Murray et al., 2006). Dans le cas des espèces chez lesquelles l'alternance des générations est obligatoire (ex : *Elphidium crispum*), la reproduction dans l'agamonte se fait par une méiose donnant lieu à des individus mononucléaires haploïdes. Les gamontes produisent des gamètes qui forment des zygotes et croissent dans des agamontes (Fig.2.8, flèches pleines). Dans certains cas, où le cycle de vie consiste en une alternance facultative de générations, des successions de cycles asexués ont lieu (reproduction par de multiples fissions comme chez *Ammonia tepida*).

L'agamonte commence en étant un zygote diploïde. Celui-ci peut subir une méiose et une fission multiples pour former des juvéniles haploïdes qui vont croître dans des gamontes mononucléaires ; ou peut subir une multiple fission pour produire plusieurs générations asexuées successives (Fig.2.8, flèches en tirets). Une autre stratégie consiste à sauter une génération (apogamie). Dans la reproduction sexuée, il y a juste une fusion entre deux gamètes (proloculus microsphérique) tandis que dans la reproduction asexuée, les juvéniles héritent d'un noyau ainsi que d'une partie du cytoplasme parental (proloculus mégalosphérique) (Murray et al. 2006). Le foraminifère meurt en se reproduisant.

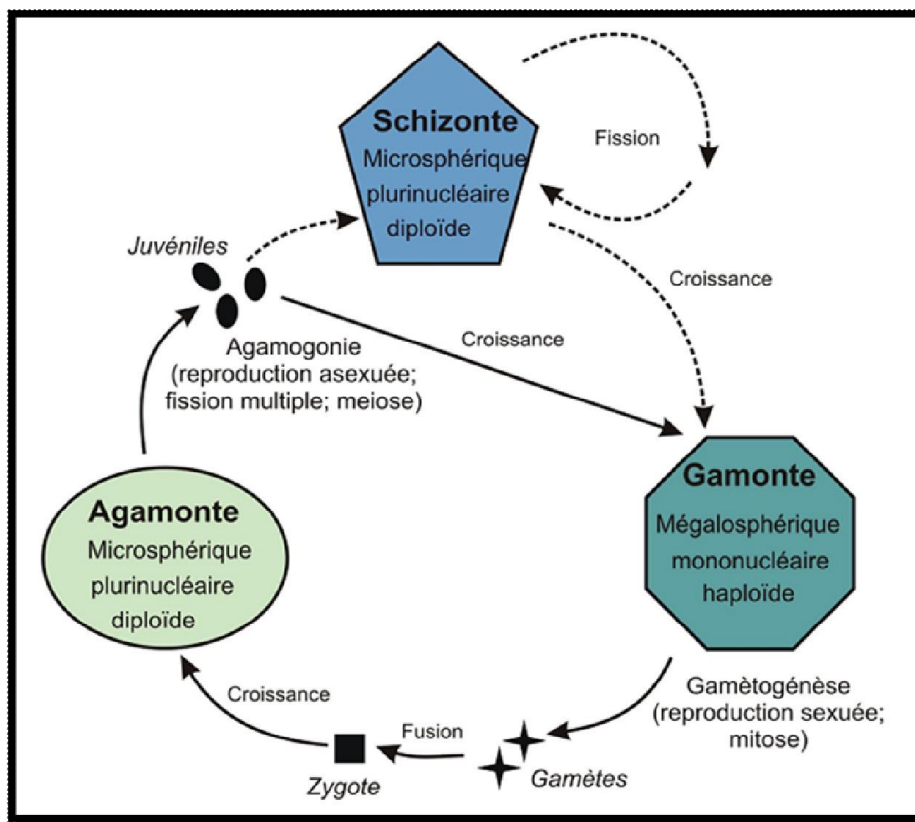


Figure 2.8: Représentation schématique du cycle de vie classique (alternance de générations) des foraminifères benthiques (Murray, 2006 ; Lee et al., 1991 et Goldstein, 1999). Les flèches pleines : cycle basique ; flèches en tiret : fission multiple alternative.

Micro-habitat

Le microhabitat désigne la répartition dans le sédiment des foraminifères benthiques. Il est généralement étudié jusqu'à dix centimètres de profondeur. Cette répartition est directement liée aux conditions physico-chimiques du sédiment (Corliss, 1985) et à l'activité biologique.

Deux types d'espèces sont rencontrées ; les formes épipéliques vivant sur la surface du sédiment et les formes endopéliques vivant dans le sédiment. Cette répartition est directement liée au flux de matière organique et à l'oxygénation (Shirayama, 1984 ; Corliss et Emerson, 1990), bien que d'autres facteurs comme la compétition interspécifique, peuvent également intervenir dans cette répartition (Gooday, 1986).

Un modèle, nommé TROX (TROphic et OXYgen), explique cette distribution en fonction de ces paramètres (Fig. 2.8; Jorissen, et al., 1995). Ainsi, selon ce modèle conceptuel, la profondeur de pénétration de l'oxygène contrôle la profondeur de vie des organismes, et en présence d'oxygène en profondeur, la distribution des organismes est déterminée par la disponibilité en nourriture. C'est-à-dire qu'en milieu oligotrophe, la matière organique labile est rapidement métabolisée en surface et le sédiment est bien oxygéné en profondeur. Ces milieux limités en nourriture sont caractérisés par des espèces épipéliques et endopéliques superficielles alors que les espèces endopéliques plus profondes sont rares. En milieu eutrophe, le flux de matière organique et la consommation d'oxygène sont importants. Ainsi la déplétion d'oxygène se fait directement sous l'interface eau-sédiment, et les faunes sont dominées en surface par des espèces endopéliques (intermédiaires et profondes) tolérantes à de très faibles teneurs en oxygène. Les conditions mésotrophes sont situées entre les conditions oligotrophes et eutrophes, ce qui correspond à une profondeur maximale de vie des foraminifères dans le sédiment.

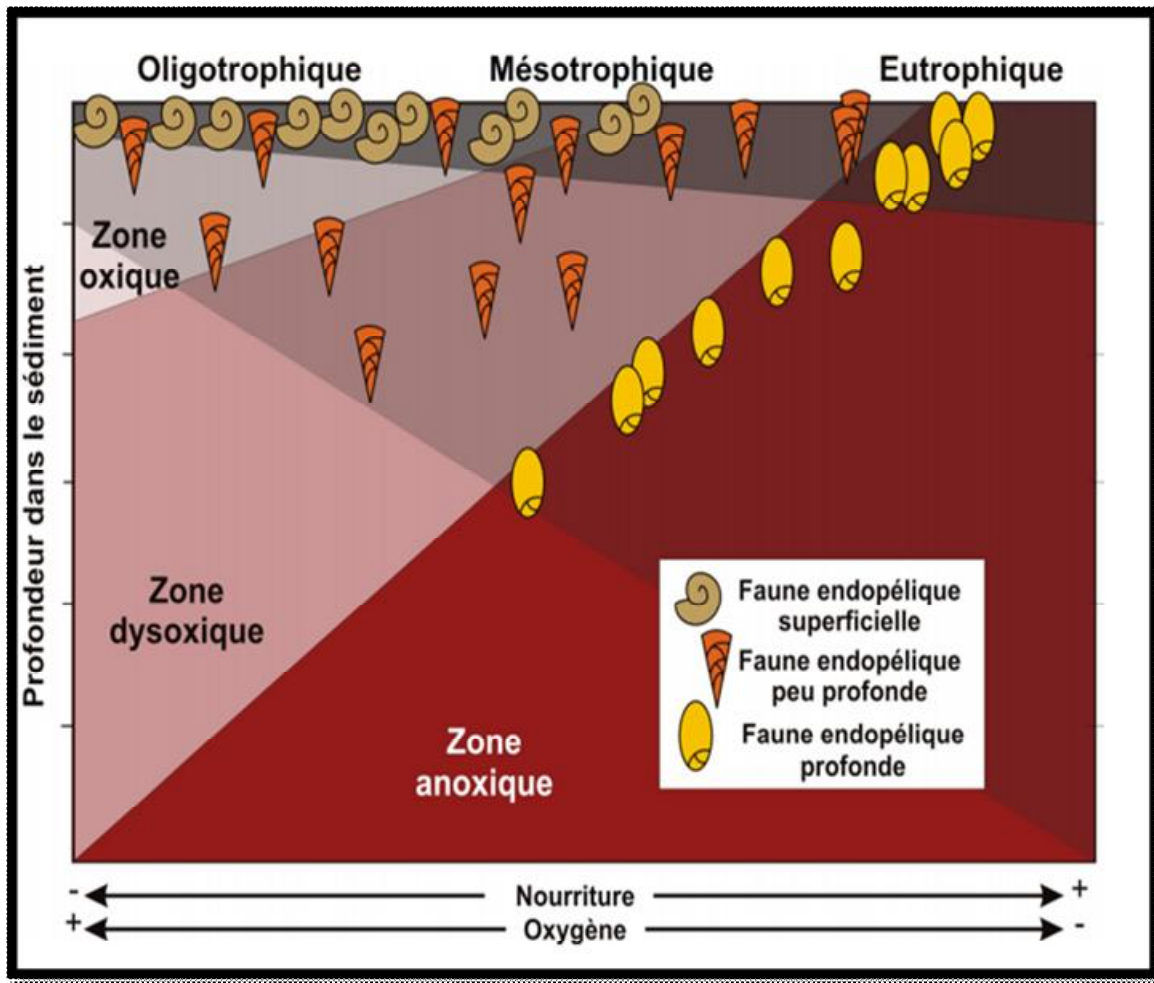


Figure 2.9: Modèle de microhabitat en fonction de la profondeur de la zone oxygène et de l'abondance de la matière organique (Jorissen et al., 1995 ; De Stigter, 1996).

Écologie des foraminifères benthiques

La grande majorité des foraminifères possède une vie marine ; 95% de ces organismes ont une vie benthique. Les premières études écologiques ont porté l'accent sur une répartition bathymétrique des faunes de foraminifères benthiques (Williamson, 1858).

Toutefois, lorsque ce paramètre est devenu insuffisant pour expliquer les répartitions faunistiques, les facteurs physico-chimiques sont apparus plus révélateurs des variations spatiales (Pujos, 1972, 1976 ; Streeter, 1973 ; Blanc-Vernet, 1988). L'abondance et la distribution des foraminifères benthiques, en milieu marin profond, sont en majorité contrôlées par les paramètres suivants :

L'oxygène

L'oxygène est un élément essentiel contrôlant la vie ainsi que la biodiversité des foraminifères benthiques. En général, dans les bassins fermés tels que les étangs, les lagunes ou les marais salants, la richesse spécifique diminue et seulement certaines espèces résistantes à ce stress environnemental peuvent subsister temporairement. (Sen Gupta et Machain-Castillo, 1993 ; Gooday, 1994 ; Jorissen et al., 1995 ; Gooday et al., 2000).

La matière organique

La composition, la densité et les microhabitats des communautés de foraminifères benthiques sont influencés par la qualité de la matière organique exportée au sédiment (Altenbach et Sarnthein, 1989 ; Corliss et Emerson, 1990 ; Corliss, 1991 ; Jorissen et al., 1995, Jorissen et al., 1998 ; De Rijk et al., 2000 ; Licari et al., 2003).

Le pH

Ce paramètre intervient dans la constitution des tests. Les tests agglutinés étant plus résistants aux pH acides (Murray, 1991). Boltovskoy et Wright, (1976) ont observé que la dissolution des tests calcaires commençait à partir d'un pH de 7,8.

La salinité

Les foraminifères benthiques sont retrouvés dans des eaux saumâtres à hyposalines (0-33), euhalines ou marines normales (33-37) ou dans des eaux hypersalines (> 37). Les organismes qui sont confinés dans des eaux de salinité normale sont dits sténohalins. Ceux qui sont tolérants aux eaux saumâtres ou hypersalines sont dits euryhalins. La fourchette de salinité tolérée par les foraminifères est large allant des eaux douces aux eaux fortement hypersalines (0 à ~ 70) (Murray, 2006). Les plus fortes biodiversités sont rencontrées dans les eaux de salinité normale (33-37). Vers les salinités extrêmes, la diversité et le nombre d'espèces diminuent progressivement (Murray, 2006).

La température

Les foraminifères benthiques qui sont confinés dans des eaux à température restreinte sont dits sténothermes. Ceux qui sont tolérants à un large éventail de températures sont dits eurythermes. La température limite supérieure de tolérance des foraminifères benthiques marins est autour de 45°C (Murray, 2006).

L'hydrodynamisme

Dans les environnements marins côtiers, il existe fréquemment des grandes variations de marées diurnes induisant des modifications de salinités. Toutefois, les variations de

température sont minimales. Ceci est dû au fait que les masses d'eaux sont constamment en mouvement. Les courants génèrent des déplacements horizontaux qui sont de grande importance pour l'oxygénation de l'eau de fond ainsi que pour le transfert de la matière organique (Murray, 2006).

Au cours de cette étude les paramètres suivants sont établis, analysés et comparés :

La densité faunique : C'est le nombre total des ostracodes et des foraminifères par unité de poids de sédiment brut. Elle renseigne sur la richesse trophique, la bonne ventilation et le niveau d'énergie du milieu,

La richesse spécifique: le nombre d'espèces élevé témoigne de la stabilité physico-chimique du milieu de vie,

Les associations. En fonction de la composition de chaque association et en la comparant par rapport aux environnements actuels, on pourra la rattacher à l'un des milieux marins, côtiers, lagunaire ou saumâtre.

3.2.3. Indices de diversités

Les indices de diversité sont fréquemment utilisés en écologie car ils constituent des paramètres de caractérisation d'un peuplement. Les indices de diversité de Shannon (H) et d'Equitabilité (E) (Shannon, 1948 ; Hayek et Buzas, 1997) ont également été calculés afin d'évaluer la biodiversité de chaque échantillon.

3.2.3.1. L'indice de Shannon (H)

Il est le plus fréquemment employé dans les études d'écologie benthique. L'indice de Shannon (H) se calcule avec la formule suivante :

$$H = - \sum P_i * \text{Log}_2 (P_i)$$

Avec P_i : abondance relative = N_i / N pour i variant de 1 à n

N_i : nombre d'individus de l'espèce i dans l'échantillon

N : nombre d'individus total de l'échantillon.

L'indice de Shannon (H) est minimal (=0) si tous les individus du peuplement appartiennent à une seule et même espèce.

H est également minimal si, dans un peuplement chaque espèce est représentée par un seul individu, excepté une espèce qui est représentée par tous les autres individus du peuplement.

H est maximal quand tous les individus sont répartis d'une façon égale sur toutes les espèces (Frontier, 1983).

2.2.3.2 - L'équitabilité (E)

L'indice d'équitabilité (E) de (Piélou, 1966), qui représente le rapport entre la diversité spécifique maximale théorique et le logarithme en base 2 de richesse spécifique de l'échantillon, et qui varie entre [0 et 1]

$$E = H / \text{Log}_2 (N).$$

Cet indice (E) est maximal quand les espèces ont des abondances identiques dans le peuplement et il est minimal quand une seule espèce domine tout le peuplement.

4. Datations par le radiocarbone

4.1. Principe de la méthode

La datation par le radiocarbone est parmi les plus employées dans l'étude des témoins paléo-environnementaux récents. Elle repose sur le principe que tout organisme vivant contient une quantité de carbone 14 radioactif provenant du gaz carbonique atmosphérique. A sa mort, les échanges gazeux cessent, le ^{14}C n'est plus renouvelé, sa radioactivité décroît alors lentement à raison de la moitié tous les 5570 ans (période de demi vie). Il est alors possible, en mesurant la radioactivité d'un échantillon, de connaître le temps qui s'est écoulé entre la mesure et la mort du végétal (arbres, tourbes) ou de l'animal (microorganismes, coquillages, ossements,...) (Magny et Ruffaldi, 1995). L'âge est calculé à partir de la formule de décroissance exponentielle radioactive comme suit :

$$A_t = A_0 e^{-\lambda t}$$

Où A_t est l'activité carbone de l'échantillon, A_0 l'activité carbone moderne (échantillon standard de référence), λ constante de désintégration égale $\text{Ln}2/T$ égale à $0.69314/T$, T étant la période de demi-vie du ^{14}C utilisée par convention, soit 5570 ans.

Il faut noter que cette méthode suppose que la radioactivité naturelle est restée constante au moins au cours des 40 000 dernières années, cependant l'activité du ^{14}C n'a pas toujours été constante dans le temps. Des fluctuations de la teneur en ^{14}C dans l'atmosphère ont eu lieu, entraînant un rajeunissement des datations ^{14}C effectuées, d'autant plus important que l'on remonte dans le temps. Des corrections ont été réalisées à partir de mesures sur les cernes de croissance d'anciens arbres. Deux tables de corrections ont été établies (Stuiver et Reimer, 1993). La première concerne le matériel d'origine continentale et elle est utilisée pour

les charbons de bois. La seconde tient compte de l'effet âge-réservoir du milieu marin et elle concerne les coquilles (marines ou lagunaires).

La conversion des dates ^{14}C en années calendaires, par l'intermédiaire de courbes de calibration, conduit à des dates classiques exprimées dans le texte par la terminologie conventionnelle BC (Before Christ) ou AD (Anno Domini), ou encore BP (Before Present) pour les périodes plus anciennes (le présent étant fixé à 1950).

4.2. Datations

Dans le cadre de cette thèse, les datations par le radiocarbone ont été effectuées grâce à la méthode A.M.S (Accelerator Mass Spectrometer) au laboratoire de datation par le radiocarbone de Poznań (Pologne). Les échantillons prélevés pour datation se composent de coquilles des mollusques et de carapaces d'ostracodes (*Cyprideis torosa*).

Les dates obtenues correspondent à des âges ^{14}C conventionnels normalisés au $\delta^{13}\text{C}$. Elles ont été corrigées de l'effet réservoir, estimé à environ 400 ans, et converties en âges calibrés via le programme Calib Rev 7.0.2 en utilisant la courbe de calibration Marine13 (Reimer et al., 2009). Les âges présentés dans ce mémoire sont donc des âges calendaires (ka cal. BP).

5. Microscopie électronique à balayage

La microscopie électronique à balayage (MEB), est une technique d'observation permettant d'obtenir des images de la surface d'un échantillon en haute résolution, elle a été utilisée afin d'illustrer les faunes d'ostracodes et de foraminifères benthiques présents dans les sédiments quaternaires du Golfe de Gabès (Oued El Akarit). Les microfossiles ont été métallisés au préalable d'une fine couche d'or et analysés au laboratoire d'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETA).

Chapitre 3 : Etudes Sédimentologique



Chapitre 3 : Etude Sédimentologique

L'approche sédimentologique adoptée se résume en des études lithologique, granulométrique et minéralogique, afin de déterminer le mode et l'environnement de dépôt. L'analyse sédimentologique des dépôts quaternaires à l'embouchure de l'oued El Akarit est basée sur l'examen de trois carottes prélevées dans le site d'étude.

I. Localisation des carottes

Trois forages carottés ont été réalisés dans la rive gauche de l'Oued El Akarit et ce, de l'Ouest à Est. Les prélèvements sont répartis sur une seule radiale, de l'aval vers d'amont on trouve AK1 ($34^{\circ}07'11.5''$ N et $10^{\circ}01'07.5''$), AK2 ($34^{\circ}06'55.4''$ N et $10^{\circ}00'15.1''$ E) et AK3 ($34^{\circ}06'32.8''$ N et $009^{\circ}59'23.0''$ E).et (Fig.3.1) Les carottes sont décrites par plusieurs unités successives caractérisées par des critères lithologiques et faunistiques distincts et ce, du sommet à la base. Ainsi, la séquence de remplissage Quaternaire de l'Oued El Akarit se compose d'une succession d'unités sédimentaires qui enregistrent l'évolution dans le temps des environnements des dépôts.

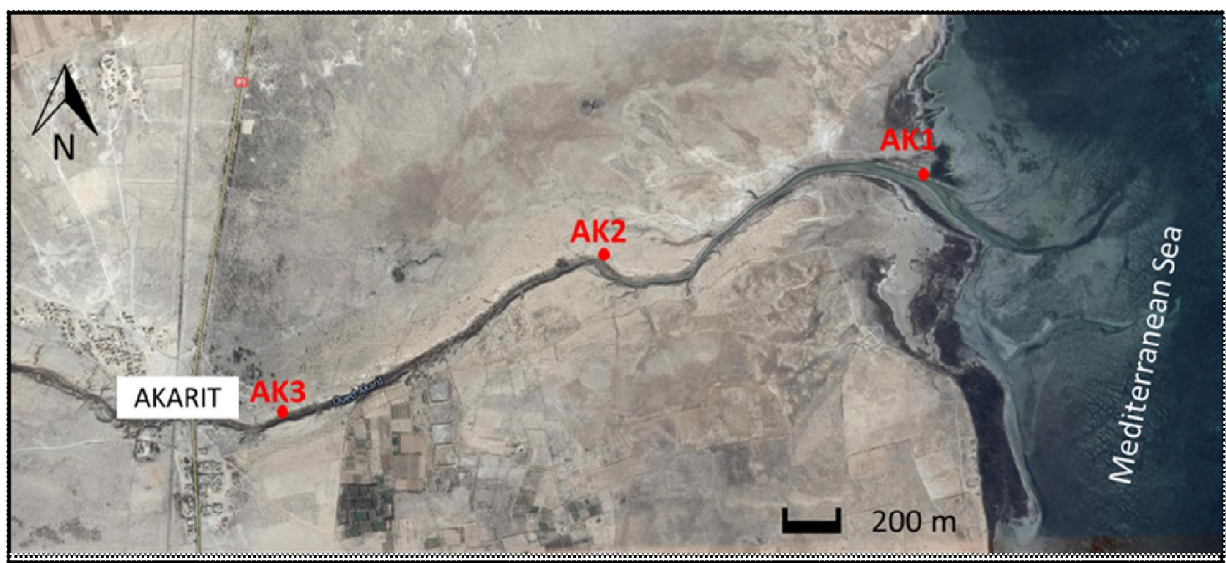


Figure 3.1 : Localisation des trois carottes étudiées

II. Etude de la carotte d'embouchure (Carotte AK1)

1. Description des unités lithologiques

La carotte AK1 est prélevée en bordure de l'embouchure actuelle de l'Oued El Akarit, et elle atteint 600 cm de profondeur (Fig.3.2). Cette carotte est composée de quinze unités, de bas en haut on distingue :

Unité U1 : (entre 600 et 560 cm) sables très fins silteux blanchâtres carbonatés riches en charophytes ;

Unité U2 : (entre 560 et 530 cm) sables très fins silteux brunâtres ;

Unité U3 : (entre 530 et 470 cm) cette unité présente une granulométrie à forte hétérogénéité. En effet, les graviers et les galets sont englobés dans les sables très fins de couleur beige, cette unité renferme des ostracodes et des foraminifères saumâtres et marins côtiers ;

Unité U4 : (entre 470 et 450 cm) : sables très fins silteux gris, caractérisés par l'absence de la faune ;

Unité U5 : (entre 450 et 380 cm) la base de cette unité (entre 450 et 400 cm) présente des silts légèrement sableux vert olive très riches en matière organique. Au sommet (entre 400 et 380cm), on a des sables très fins verts à concrétions carbonatées renfermant des débris de végétaux et de la microfaune saumâtres ;

Unité U6 : (entre 380 et 335 cm) Sables très fins silteux gris foncé riches en débris de coquilles et en microfaune spécifique des eaux saumâtres ;

Unité U7 : (entre 335 et 290 cm) : Sables très fins silteux gris très riches en lamellibranches de type *Abra* et en coquilles brisées ;

Unité U8 : (entre 290 et 220 cm) Sables très fins silteux brunâtres, dépourvus de macrofaune et microfaune ;

Unité U9 : (entre 220 et 190cm) Sables moyens à grossiers gris, on note la présence en grande quantité des bivalves lagunaires et marines de type *Loripes acteus* et *Cerastoderma edule*, des gastéropodes de type *Gibbula umbilicalis*, *Cerithium vulgatum*, des végétaux (*Cymodocées* et *Halimeda*) et des charbons de bois. Cette unité se caractérise aussi par la présence de coquilles de mollusques brisées (dont il est impossible de déterminer l'espèce en raison de leur taille très réduite) ;

Chapitre 3 : Etude sédimentologique

Unité U10 : (entre 190 et 160cm) silts sableux beiges azoïques ;

Unité U11 : (entre 160 et 125cm) silts argileux verts ;

Unité U12 : (entre 125 et 80cm), cette unité ressemble à l'unité 9, avec des sables moyens à grossiers gris très riches en mollusques *Cerithium vulgatum*, *Gibbula umbilicalis* et en végétaux, ces dépôts sont associés à des coquilles brisées ;

Unité U13 : (entre 80 et 40 cm) la granulométrie de cette unité présente des sables moyens beiges clairs associés à de rares débris de coquilles ;

Unité U14 : (entre 40 et 25cm) Sables moyens brun très riches en gastéropodes lagunaires ;

Unité U15 :(entre 25cm et la surface) Sables fins limoneux actuels rougeâtre.



Figure 3.2 : Description lithostratigraphique de la carotte AK1

2. Datation carbone 14

Sept datations radiométriques au ^{14}C de la carotte AK1, faites au Laboratoire de Radiocarbone de Poznan (Pologne), ont permis de la subdiviser en deux zones distinctes. La première, de la base de la carotte jusqu'à 220 cm, comporte 4 datations, dont les âges sont supérieurs à 40000 ans. BP. La deuxième zone de 220 cm au sommet, comporte 3 datations, comprises entre 3000 et 1300 ans B.P (Tableau 4.1 de chapitre 4)

3. Etude granulométrique

Les paramètres granulométriques des faciès sédimentaires de la carotte AK1 sont illustrés dans la figure 3.3.

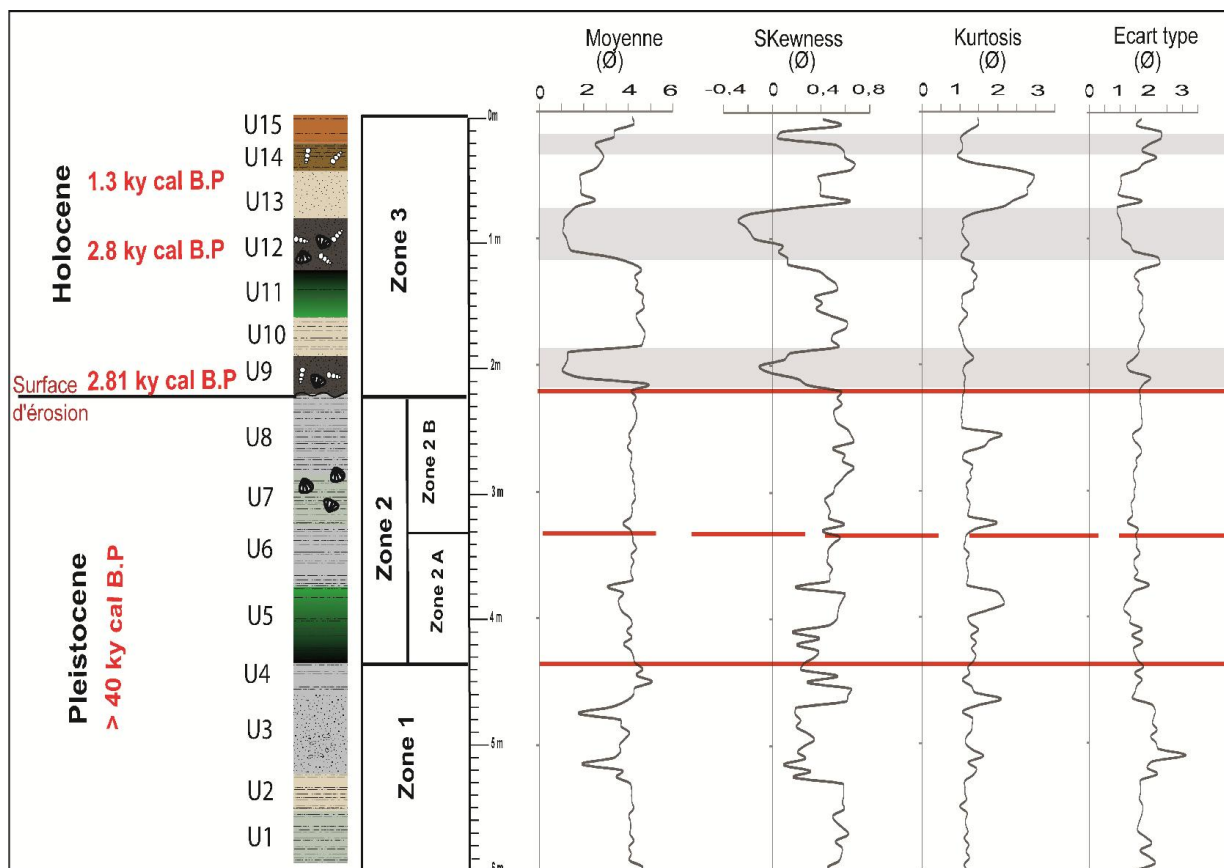


Figure 3.3: Evolution des paramètres granulométriques d'AK1

Quinze échantillons ont été choisis pour présenter la signification et les caractéristiques des indices granulométriques des sédiments (Tableaux 1 à 15 en annexe : Etude sédimentologique de la carotte AK1). Ces échantillons ont été prélevés au milieu de chaque unité pour minimiser les contaminations par les perturbations dues aux frottements liés au carottage. Ils constituent ainsi une image la plus représentative du milieu de dépôt.

L'évolution des paramètres granulométriques (Fig.3.3) et les courbes granulométriques de fréquence et cumulatives (Figs.1 à 15 en annexe : Etude sédimentologique de la carotte AK1) de la carotte AK1 nous a permis de déceler trois zones différentes :

Zone 1 : (de U1 à U4)

Cette zone présente des sables vaseux, très mal classé ($2 < \sigma < 4$) et bimodale avec une distribution asymétrique vers les très fines $0,3 < Sk < 1$ et une allure leptokurtique ($K > 0$). Le faciès granulométrique est sublogarithmique ($N \approx 0$) correspondant à des faciès de transition entre les faciès paraboliques ($N > 0$) et les faciès hyperboliques ($N < 0$).

Zone 2 : (de U5 à U8)

C'est une zone caractérisée par une granularité fine avec une taille moyenne de grains $3,32 < Mz < 4,1$ les courbes de fréquence présentent en général, un seul pic (voir annexe) sauf pour l'unité U6 qui montre trois pics avec une distribution asymétrique vers les fines ($0,3 < Sk < 1$) et une allure leptokurtique ($K > 0$). Le faciès granulométrique est sublogarithmique ($N \approx 0$) correspondant à des dépôts plus ou moins vaseux des zones littorales relativement calme et des lagunes (Rivière 1977).

Zone 3 : (de U9 à U15)

Cette zone se caractérise par une alternance entre des sédiments présentant une granularité moyenne à grossière ($1 < Mz < 2,31$) polymodal (U9, U12 et U13) avec une distribution symétrique ($-0,1 < Sk < 0,1$). Le faciès granulométrique est sublogarithmique ($N \approx 0$) et des sédiments caractérisés par une granularité fine ($3,32 < Mz < 4,1$) bimodal (U10, U11, U14 et U15) avec une distribution asymétrique vers les très fines ($0,3 < Sk < 1$) et le faciès granulométrique est sublogarithmique ($N \approx 0$).

4. Test Passega

La méthode développée par Passega, pour l'interprétation des données granulométriques et appliquée aux échantillons de subsurface de la carotte AK1 a permis de connaître le mode de transport des sédiments de l'embouchure de l'oued El Akarit afin de déterminer les conditions hydrodynamiques (Fig.3.4).

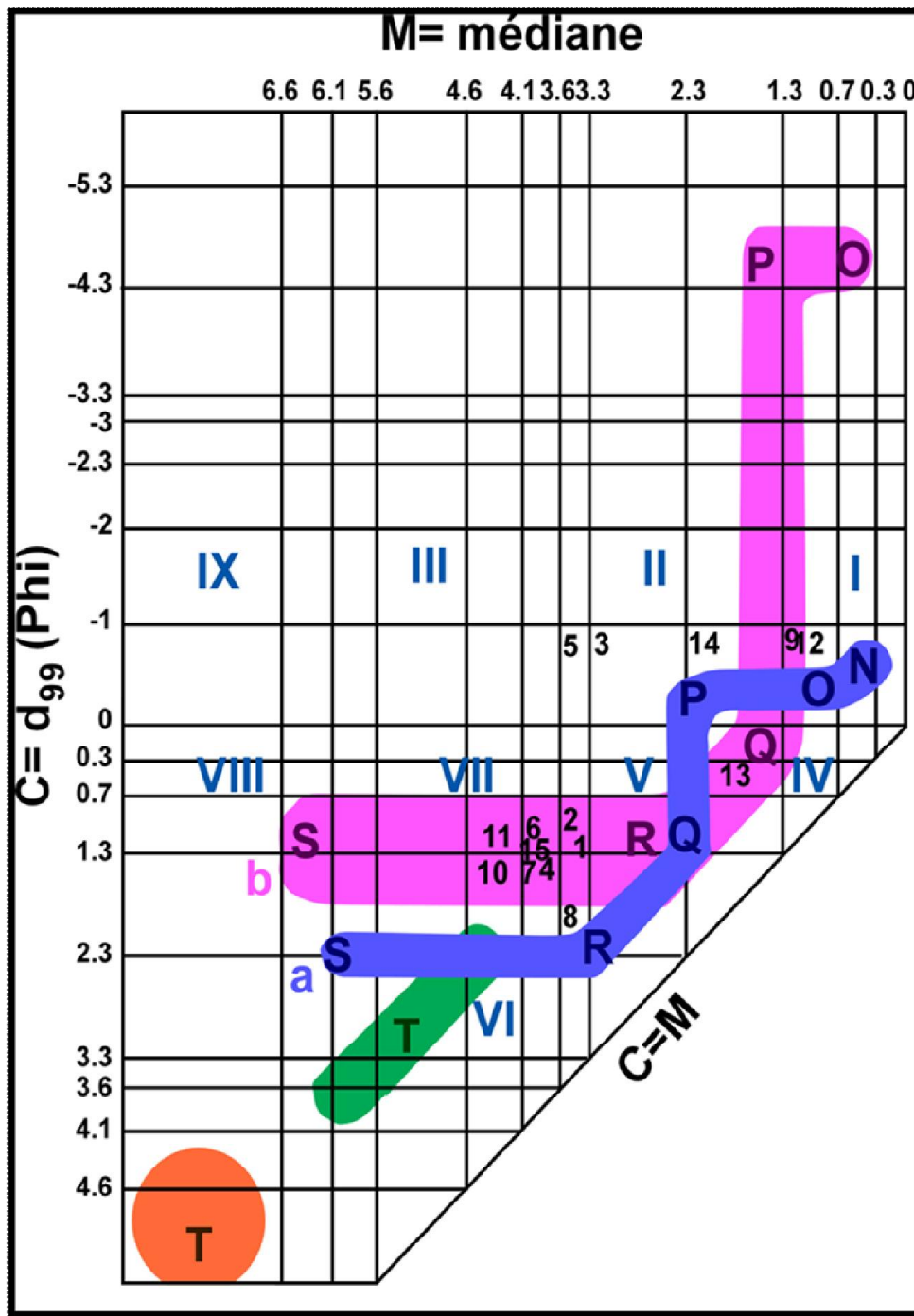


Figure 3.4: Emplacement des divers échantillons sur le diagramme de Passega a: selon Passega (1964) et Passega & Byramjee (1969); b: selon Ludwikowska-Kędzia (2000)

Zone 1 : (de U1 à U4)

Les faciès granulométriques sont sub-logarithmiques, ils caractérisent des dépôts plus ou moins vaseux. Le diagramme de Passega montre que les échantillons de cette zone se trouvent dans le segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniformes déposés en eaux substagnantes des environnements de lits majeurs et des plaines

alluviales envahies par les inondations. Cependant l'unité U3 présente des dépôts de suspension uniforme, avec une fraction transportée par roulage sur le fond, déposés par décantation en eaux substagnantes. (Rivière, 1977 ; Mycielska-Dowgiało, E & Ludwikowska-Kędzia, M., 2011 ; Geoffrey et al., 2013, Opreanu et al., 2007).

Zone 2 : (de U5 à U8)

Les faciès granulométrique sont sub-logarithmique correspondant à des dépôts plus ou moins vaseux des zones littorales relativement calmes et des milieux lagunaires (Rivière 1977).

Les échantillons des unités U5 et U6 se situent respectivement au-dessus du segment SR et dans le segment PQ sur le diagramme de Passega. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme, avec une fraction transportée par roulage sur le fond, déposé par décantation en eaux substagnantes des environnements lagunaires avec une augmentation relative du pourcentage des éléments les plus grossiers et des dépôts de suspensions gradées et de roulement sur le fond. Les unités sommitales (U7et U8) se trouvent dans le segment SR, indiquant des dépôts de décantation des suspensions uniforme déposé par décantation en eaux substagnantes des environnements lagunaires (Rivière, 1977 ; Mycielska-Dowgiało, E & Ludwikowska-Kędzia, M., 2011 ; Geoffrey et al., 2013, Opreanu et al., 2007).

Zone 3 (de U9 au sommet de la carotte)

Les unités de cette zone montrent des alternances entre des échantillons trouvés dans le segment PQ (U9, U12, U13 et U14) qui correspond probablement à des dépôts résultant essentiellement par roulement et saltation courte et déposés par excès de charge. Les autres échantillons se situent dans le segment SR (U10, U11 et U15). Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme déposé par décantation en eaux substagnantes des environnements relativement calme tels que les vases lagunaires ou littorales ainsi que des plaines alluviales envahie par les (Rivière, 1977 ; Mycielska-Dowgiało, E & Ludwikowska-Kędzia, M., 2011 ; Geoffrey et al., 2013, Opreanu et al., 2007).

Le faciès granulométrique est sublogarithmique ($N \approx 0$) correspondant à des dépôts des cours inférieurs des fleuves et des embouchures ainsi que lagunaires ou littorales. (Rivière 1977).

5. Discussion

La représentation des paramètres granulométriques D50 et D99 de l'ensemble des niveaux mesurés dans le cadre de cette étude dans le diagramme de Passega (Fig.3.4) montre une dispersion importante des points. La dispersion est majoritairement située dans la branche SR, avec des incursions vers RQ et PQ. L'évolution des caractères granulométriques au long de la carotte AK1 (Fig.3.3) et l'interprétation du diagramme C/M soulignent la présence de deux grands types de faciès auxquels des conditions différentes de dépôts peuvent être associées :

1- sédimentation des dépôts de suspension uniforme, ce qui caractérise un dépôt par décantation d'un milieu calme, essentiellement des dépôts des plaines alluviales d'inondation ou des dépôts lagunaires.

2- les sédiments sont transportés par suspension et par roulement sur le fond. Ce type de dépôt caractérise essentiellement le faciès sableux. Cette différence de mode de transport correspond à une différence granulométrique, mais également à un milieu énergétique différent. La présence de particules très grossières (graviers et galets) mal classées polymodales ne peut pas être expliquée par les mêmes processus hydro-sédimentaires que ceux invoqués dans l'interprétation des diagrammes de Passega. Ces incursions sableuses sont assimilées à des phénomènes exceptionnelles tels que des crues suffisamment importantes pour permettre le développement de processus de charge de fond assimilés à de la suspension graduée avec ou sans roulements.

Le graphique de la **figure 3.5**, est le profil granulométrique prenant en compte la fraction représentant 90% de la masse volumique et les fractions entre 300 et 450 μm et entre 4 et 9 μm de chaque profondeur. Ainsi, chaque pic de granulométrie (D90), présente une signature d'évènement très hydrodynamique pouvant transporter des particules dont la taille atteint au moins celle du percentile 90. Cette suggestion est confirmée par le fait que chaque pic de D90 est en phase avec la population de sable moyen à grossier (fraction 300-450 μm). Etant donné que le volume de cette fraction ne représente que 6 à 12% du volume total, on déduit que lors de ces évènements, l'ensemble de la granulométrie est bouleversée. Cette variation se manifeste avec une plus forte proportion en classes granulométriques élevées et la disparition des fractions les plus fines. Ceci explique l'anti-corrélation avec la fraction comprise entre 4 et 9 μm . Cette augmentation de la taille des particules sera probablement un

trace de paléocrues /tempêtes au nombre de 11 pendant la phase pléistocène (zones 1 et 2) et de 3 au cours des derniers 3000 ans B.P (zone 3)

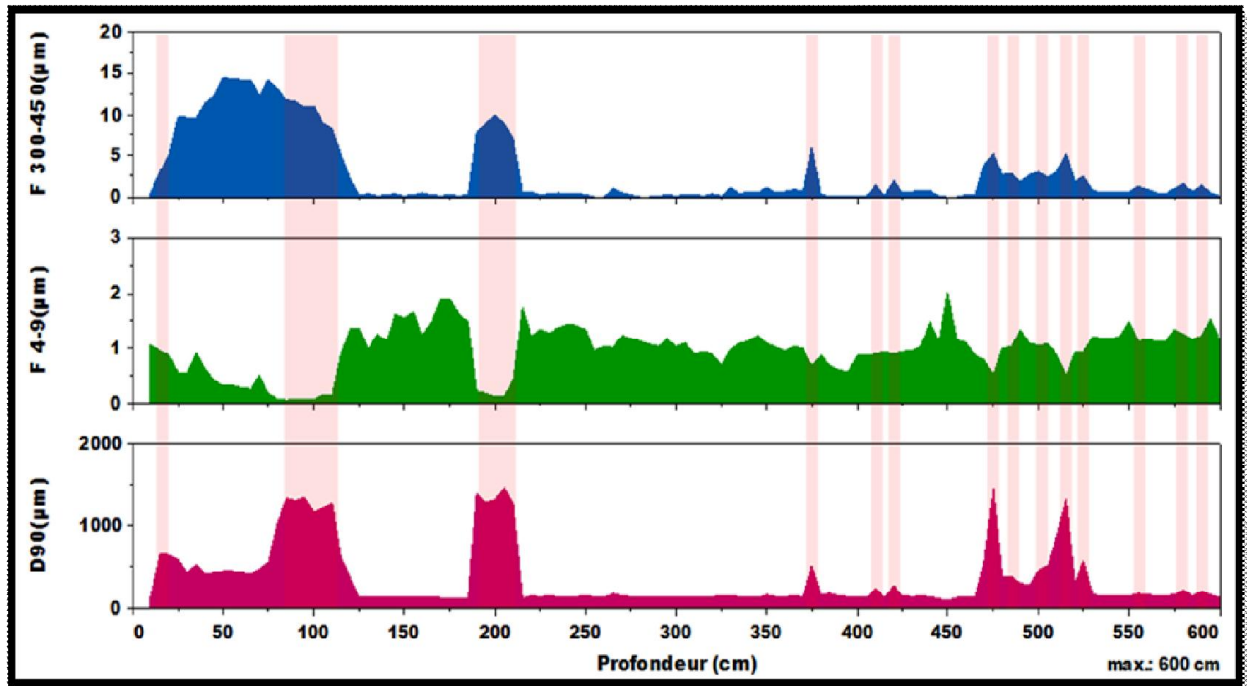


Figure 3.5 : Evolution (% volumique) des trois populations granulométriques

6. Minéralogie des argiles

Les minéraux argileux appartiennent à la famille des phyllosilicates ou silicates en feuillets, et constituent sans doute le matériel le plus répandu à la surface terrestre. Leur caractérisation et leur répartition dans le temps et dans l'espace sont essentielles pour suivre les variations induites par un changement au niveau de la source du sédiment et qui est essentiellement d'ordre climatique. D'après l'analyse minéralogique de la carotte AK1 au diffractomètre RX, il s'avère que le cortège argileux des dépôts de l'embouchure de l'oued Akarit est composé par l'illite, la palygorskite la kaolinite, avec des traces de smectite et de chlorite. Leur répartition nous a permis de distinguer trois grandes zones (Fig.3.6) :

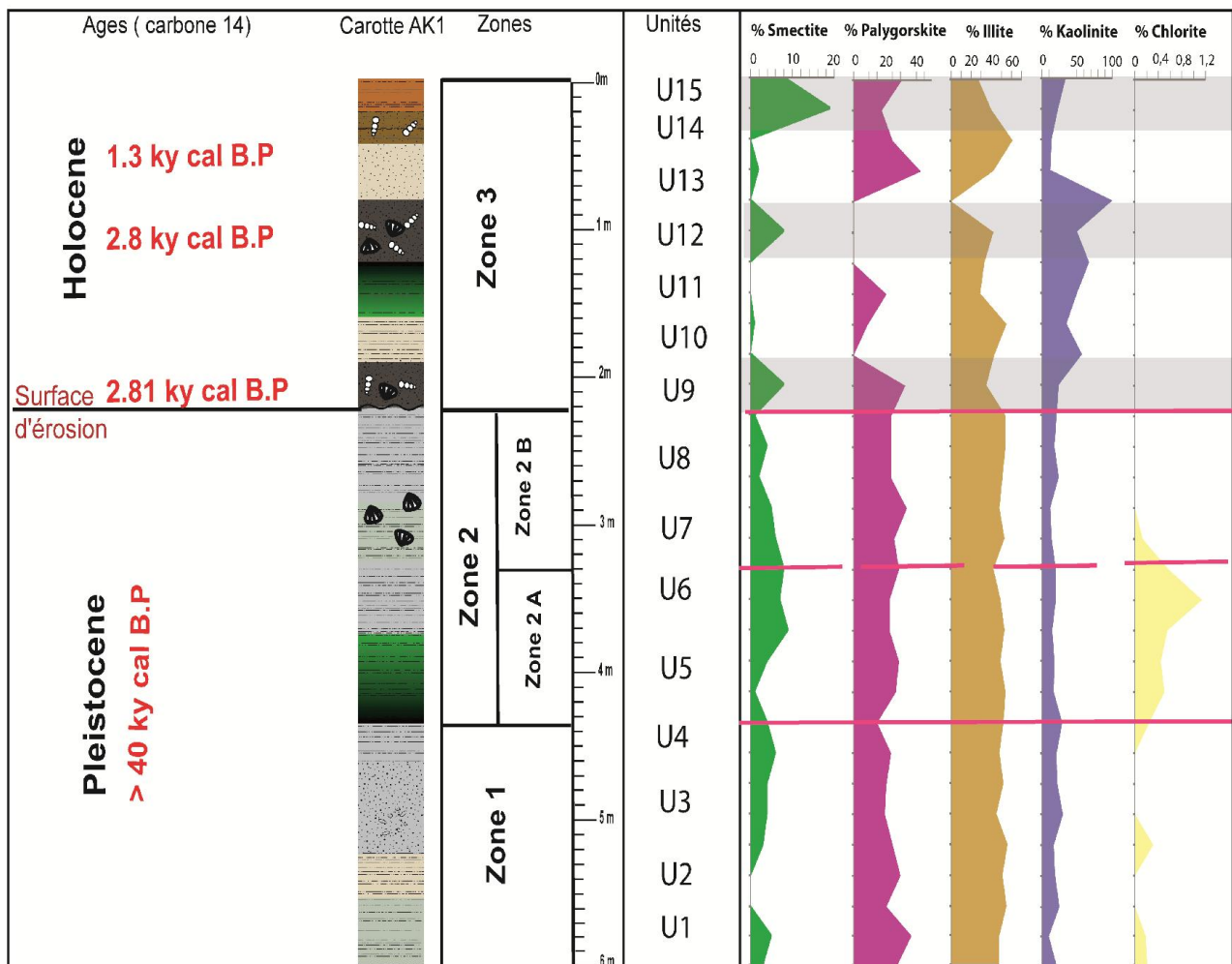


Figure 3.6: Evolution des minéraux argileux le long de la carotte AK1

6.1. Résultats

Zone 1 (de 600 à 450 cm), le cortège argileux est formé par ordre d'importance décroissant, d'illite (48% à 56 %), palygorskite (15% à 30 %), kaolinite (10 à 30 %), smectite (0 à 6 %) et du chlorite (0 à 0,2%) (Fig.3.6).

Zone 2 (de 600 à 220 cm), présente la même répartition des minéraux argileux de la zone 1. En effet l'illite et la palygorskite sont les minéraux cardinaux, ce qui caractérise cette zone est l'augmentation relative des pourcentages de smectite (9%) et de chlorite (1%) surtout dans la sub-zone 2A.

Zone 3 (de 220 cm au sommet de la carotte), montre que la répartition des minéraux argileux cités dans les zone 1 et 2 change en effet, on note :

- (1) la disparition totale de chlorite,
- (2) les teneurs en illite évoluent en sens inverse par rapport à celles de la kaolinite.
- (3) un accroissement relative de la proportion de smectite dans les unités U9, U12 et U14.

6.2. Discussion

Les minéraux argileux peuvent être des traceurs efficaces pour l'évolution de l'origine du matériel sédimentaire dans le temps (Sabatier, 2008). Dans le cas de l'embouchure de l'oued El Akarit l'illite et la palygorskite sont les minéraux argileux les plus abondants, à un degré moindre La kaolinite et la smectite alors que la chlorite est quasi absente (ne dépasse pas 1,2%).

L'évolution du cortège argileux dans la carotte de l'embouchure en fonction du temps montre que :

La phase pléistocène est caractérisée par la dominance de l'illite et la palygorskite.

L'illite, se forme sous climats froids et/ou secs (Millot, 1964 ; Chamley, 1989), sa répartition à travers le cortège sédimentaire est presque homogène et la coïncidence avec les facies riche en quartz suggérant une origine détritique terrigène.

La palygorskite (attapulгите), est répondu dans les environnements de dépôt marin, de transition et lacustre. Son origine a été attribuée soit à la cristallisation directe soit à la transformation des smectites (Millot, 1964 ; Jamoussi et al 2003). La présence de ce minéral dans les sédiments de l'embouchure de l'oued el Akarit semble avoir une origine authigène en effet, sa formation nécessite des conditions alcalins et un climat semi-aride.

La kaolinite est la plus abondante sous un climat chaud et humide. Ce minéral s'accroît plus dans la phase holocène.

La chlorite existe sous forme de traces (ne dépassent pas 1%) dans les sédiments sablo-vaseux de la zone 2B.

La présence de smectite en faible proportion (10%) a une double origine. En effet, elle se trouve dans les sédiments à caractère détritique (Trauth, 1977) aussi elle peut se trouver dans des milieux confinés riches en matière organique. La néoformation des smectites dans ce type de milieu est fréquente (Millot, 1970).

Globalement, la fraction argileuse des sédiments de l'oued El Akarit a une origine climatique et en grande partie hérité. En effet, le bassin versant de l'oued El Akarit est riche en kaolinite, illite et chlorite.

La phase holocène se caractérise par l'augmentation des pourcentages de kaolinite, illite et smectite dans les niveaux à haute énergie qui sont des sables grossiers, polymodaux et très mal classés et qui sont caractérisés par la présence des éléments détritiques (galets, graviers, charbons de bois, faunes remaniées) et des fragments de coquilles. Ce ci suggère que la kaolinite et l'illite sont d'origine continental apportées par éléments détritiques grossiers par les crues du bassin versant.

La smectite se forme sous l'action d'un climat chaud caractérisé par une alternance de phases humides et sèches (Chamley, 1971). En méditerranée, la smectite est principalement apportée par les fleuves et les oueds. Ceci peut traduire que les unités (U9, U12 et U14) de la phase holocène sont des dépôts déventements extrêmes (crues et tempêtes marines).

III. Etude des carottes de la rive gauche de l'oued El Akarit :

(Carottes AK2 et A3)

1. Carotte AK2

1.1. Description des unités lithologiques

La carotte AK2 est prélevée en bordure de la rive gauche de l'Oued Akarit à 2km de la route principale Sfax/Gabés, et elle atteint 460 cm de profondeur (**Figure 3.7**). Cette carotte est composée de sept unités, de bas en haut on distingue :

Unité U1 : (entre 460 et 375 cm) : Silt légèrement argileux beige.

Unité U2 : (entre 375 et 325 cm) : sable moyen à galets beige foncé ;

Unité U3 : (entre 325 et 310 cm) : Silt verdâtre ;

Unité U4 : (entre 310 et 180 cm) : Silt argileux verdâtre ;

Unité U5 : (entre 180 et 120 cm) : Silt argileux gypseux rouge ;

Unité U6 : (entre 120 et 30 cm) : Silt argileux rouge ;

Unité U7 : (entre 30 et 0 cm) : Sables fins silteux brun foncé

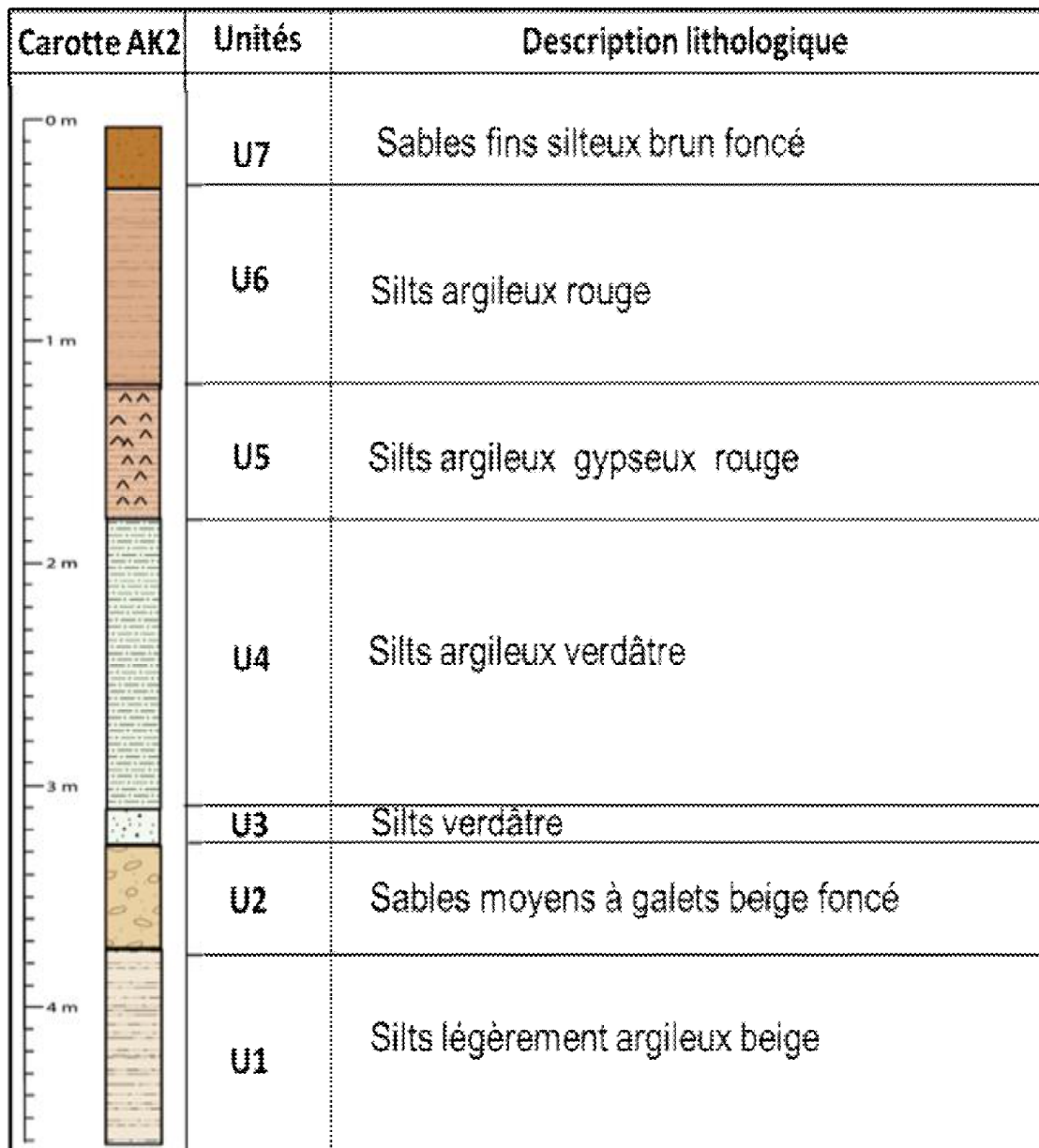


Figure 3.7 : Description lithologique de la carotte AK2

1.2. Etude granulométrique

L'ensemble des résultats concernant la granulométrie des sédiments du forage AK2 est exposée dans la Figure 3.8 et les tableaux Tableaux 1 à 11 en annexe : Etude sédimentologique de la carotte AK2

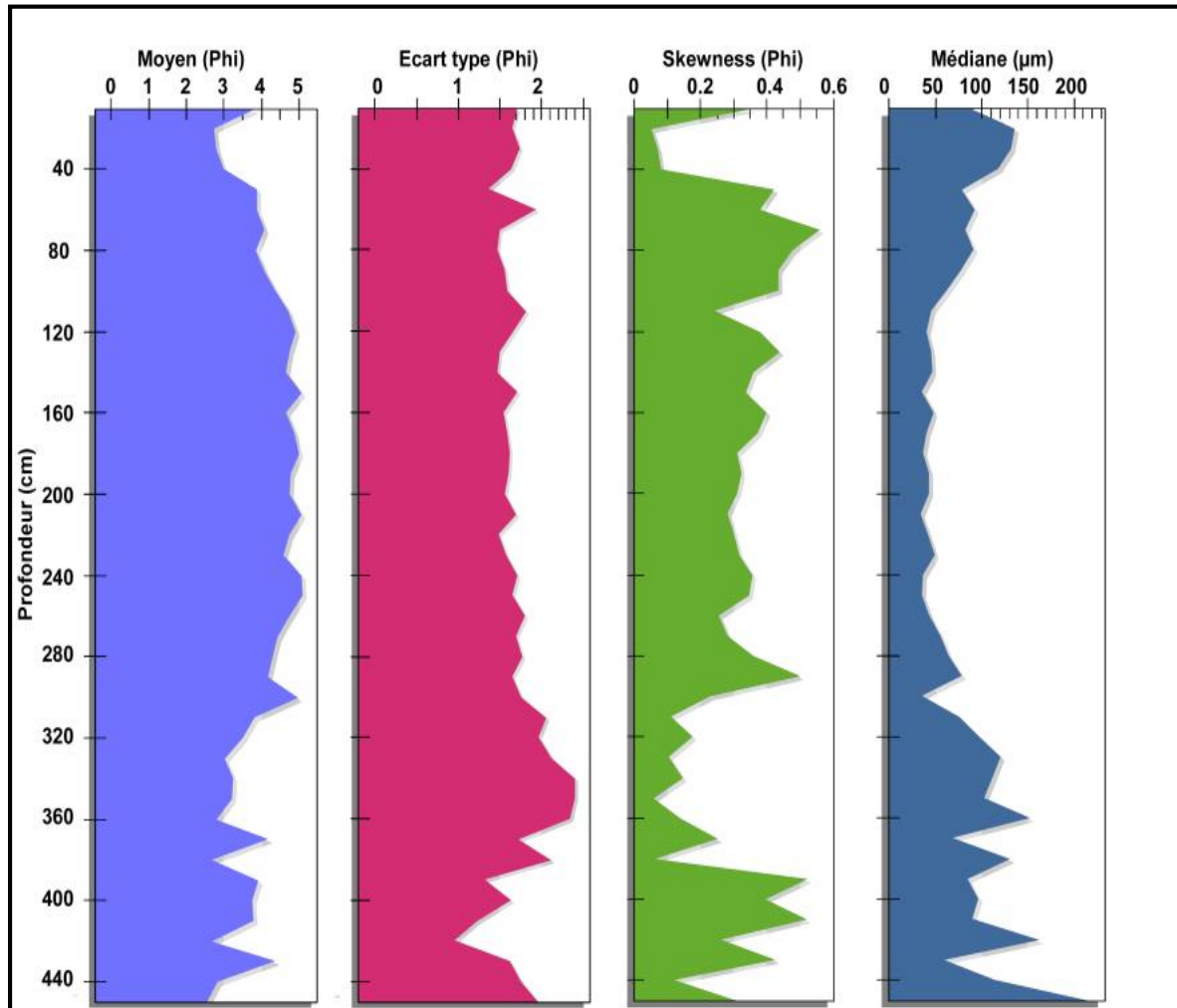


Figure 3.8 : Evolution des paramètres granulométrique le long de la carotte AK2

Les courbes granulométriques de fréquences et cumulatives (Figs. 1 à 11 en annexe : Etude sédimentologique de la carotte AK2) ainsi que les paramètres granulométriques nous a permis de montrer que les sédiments du forage AK2 sont composés de sables vaseux ($3,32 < Mz < 4$) unimodale (U1, U4, U5, U6 et U7) alors que les unités U2 et U3 présentent des éléments grossiers (galets) polymodale.

Les courbes de fréquence sont asymétrique vers les particules très fines ($0,3 < Sk < 1$) pour toutes les unités du forage AK2 à l'exception de l'unité U2 qui est symétrique ($-0,1 < Sk < 0,1$)

La distribution des sédiments des unités (U1, U3, U4, U5, U6 et U7) est leptokurtique ($K > 1,00$), indiquant une taille de grain homogène, alors que celle de l'unité U2 est mésokurtique avec des tailles de grains moins homogènes.

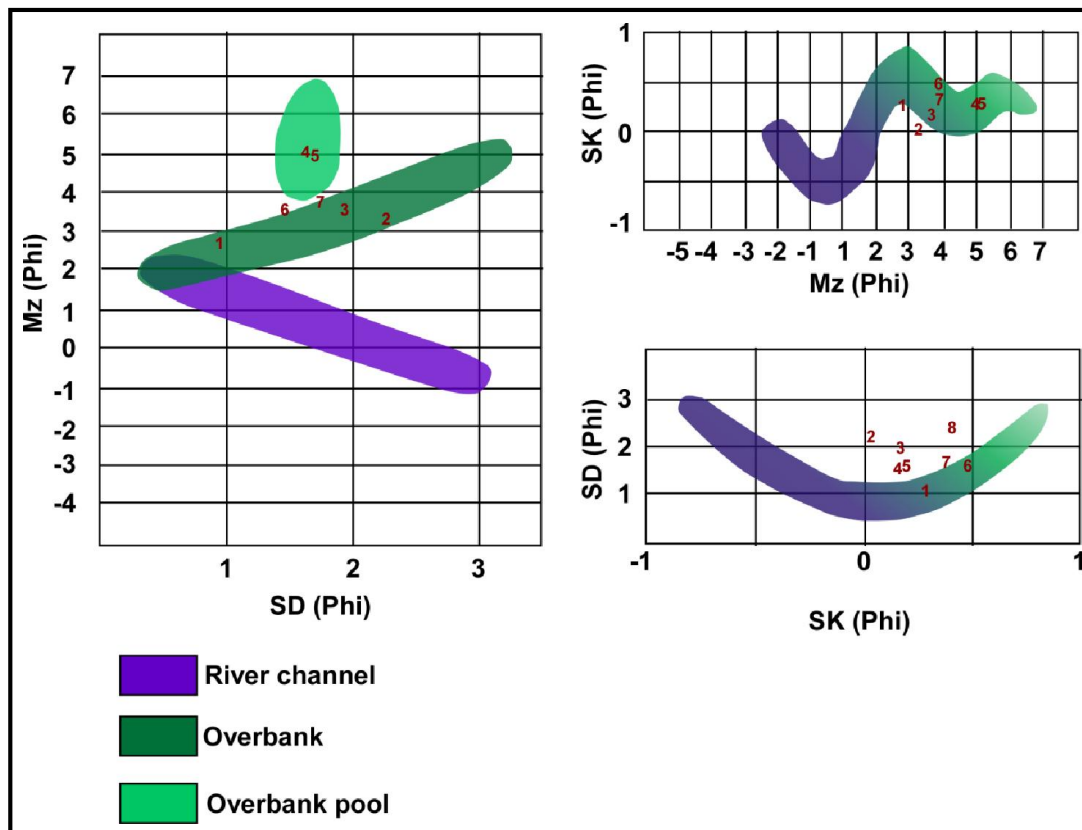


Figure 3.10: Projection des échantillons sur les différents diagrammes

2. Etude de la carotte AK3

2.1. Description des unités lithologiques

La carotte AK3 est prélevée en bordure de la rive gauche de l'Oued Akarit à 650 m de la route principale Sfax/Gabés, et elle atteint 450 cm de profondeur (Fig.3.11). Cette carotte est composée de onze unités, de bas en haut on distingue :

Unité U1 : (entre 440 et 450 cm) : Sable très fin à cailloux.

Unité U2 : (entre 375 et 440 cm) : Sable très fin gris foncé ;

Unité U3 : (entre 345 et 375 cm) : Silt jaunâtre ;

Unité U4 : (entre 315 et 345 cm) : Sable très fin légèrement argileux grisâtre ;

Unité U5 : (entre 205 et 315 cm) : Silt argileux beige ;

Chapitre 3 : Etude sédimentologique

Unité U6 : (entre 175 et 205 cm) : Silt argileux carbonaté beige ;

Unité U7 : (entre 160 et 175 cm) : Silt argileux carbonaté gris ;

Unité U8 : (entre 115 et 160 cm) : Silt argileux très carbonaté grisâtre ;

Unité U9 : (entre 115 et 80 cm) : Silt argileux très carbonaté beige ;

Unité U10 : (entre 50 et 80 cm) : Silt argileux gris ;

Unité U11 : (entre 0 et 50 cm) : Sables fins très carbonaté gris à vert olive ;

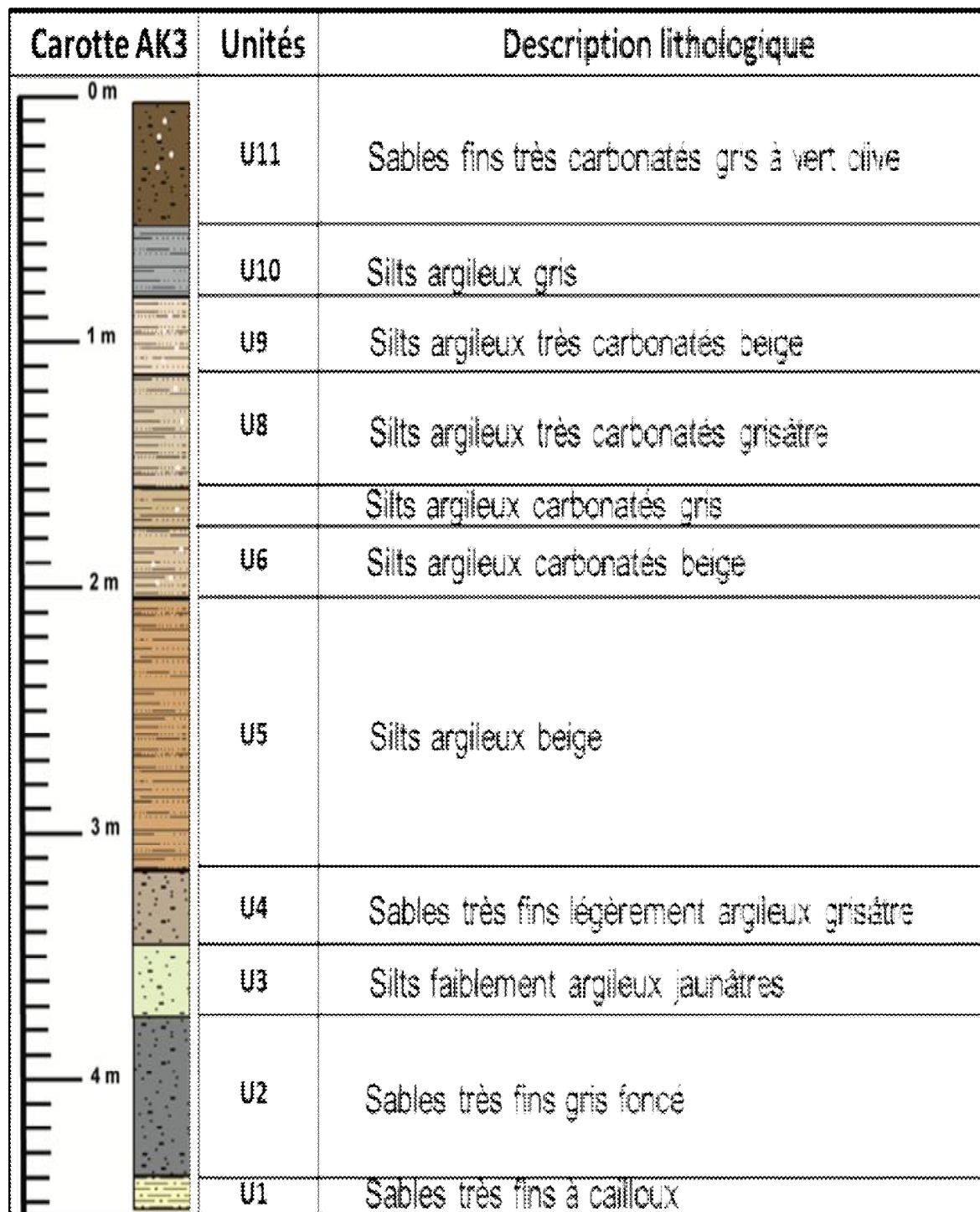


Figure 3.11 : Description lithologique de la carotte AK3

2.2. Etude granulométrique

L'étude des paramètres granulométriques des sédiments de la carotte AK3 sont illustrées dans la figure suivante (fig.3.12)

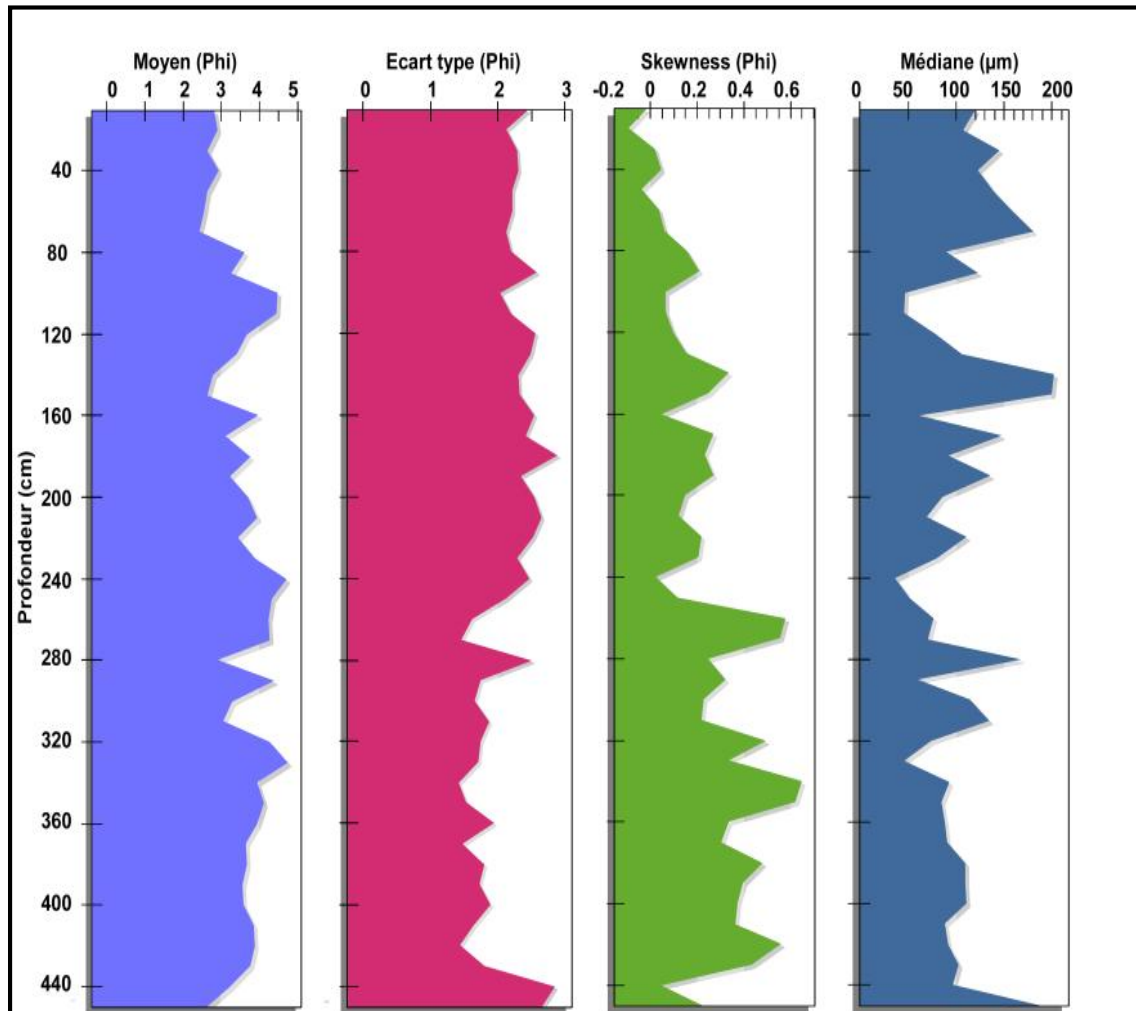


Figure 3.12 : Evolution des paramètres granulométriques le long de la carotte AK3.

Les paramètres granulométriques, Les courbes granulométriques de fréquence et cumulative (Figs 1 à 7 et tableaux 1 à 7 en annexe : Etude sédimentologique de la carotte AK3) du forage AK3 ont montré qu'il s'agit de sable vaseux ($3,32 < Mz < 4$) très mal classé ($2 < \sigma < 4$).

Les unités (U2, U3 et U4) présentent une asymétrie vers les particules très fines ($0,3 < Sk < 1$) et la distribution de sédiments de ces unités est bimodale et leptokurtique ($K > 1,00$) alors que les Skewness des unités (U1, U5, U6, U7, U8, U9, U10 et U11) montrent une asymétrie vers les particules fines ($0,1 < Sk < 0,3$). Ce sont des silts plurimodaux avec une

distribution mésokurtique ($K > 0$) ce qui marque une grande hétérogénéité des sédiments et qui par la suite montre une dynamique très variée.

2.3. Test Passega

Le mode de transport des sédiments est en suspension uniforme au sens de Passega, déposés par décantation en eaux calmes correspondant à des milieux laguno-lacustres de grande extension (Fig.3.13) (U2, U3, U4 et U5). Ainsi, les sédiments sont transportés de manière générale par suspension uniforme, avec néanmoins des échantillons (U1, U6, U7, U8, U9, U10 et U11) sont transportés essentiellement par suspension gradée

La présence de particules grossières est attribuée à des phénomènes exceptionnels pour permettre le développement de processus de roulements.

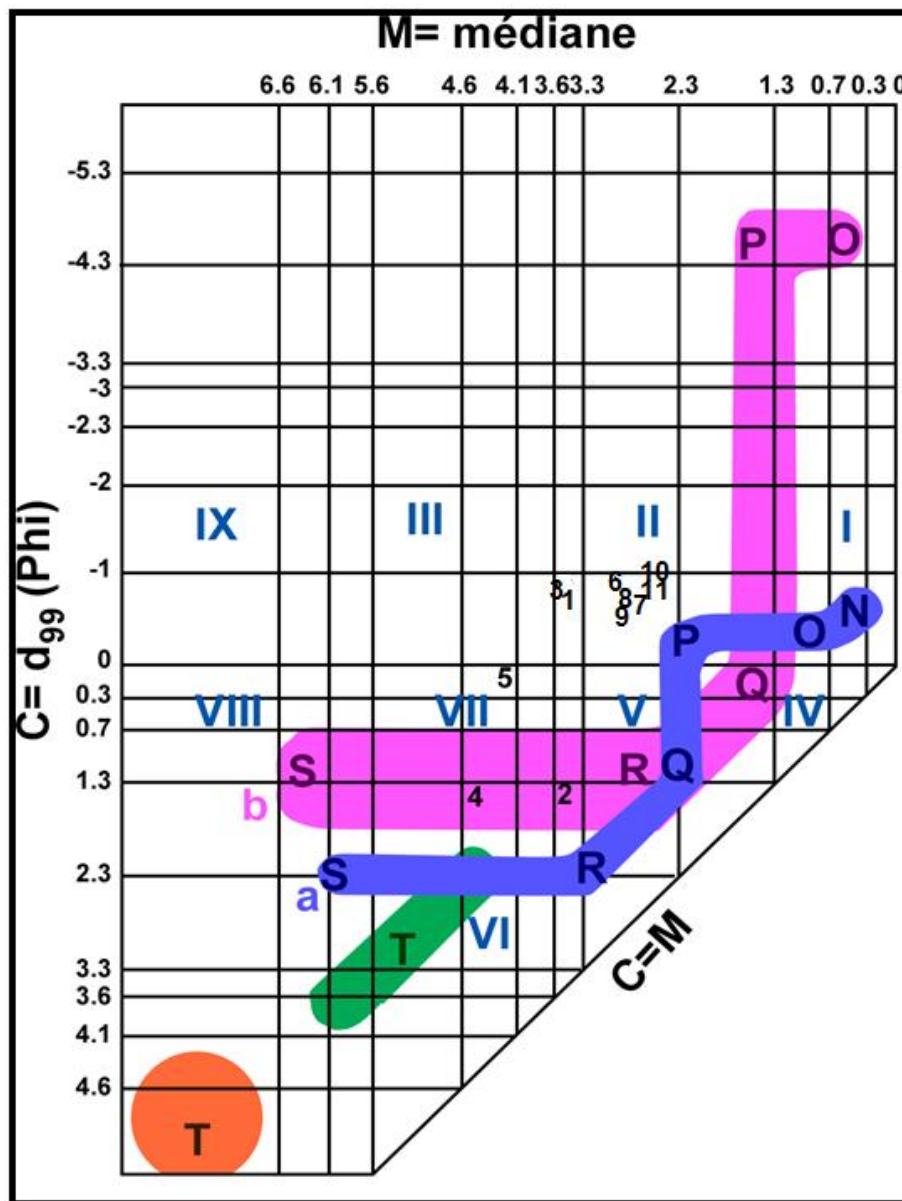


Figure 3.13: emplacement des échantillons sur le diagramme de Passega

D'après les travaux de Fisk (1947), Allen (1967), Berendsen (1982), Makaske et al (2002), Gouw (2007) les alternances observées au niveau de la carotte AK3 pourraient correspondre à des dépôts des bassins d'inondation (overbank pool) et des dépôts de levée naturelle (overbank).

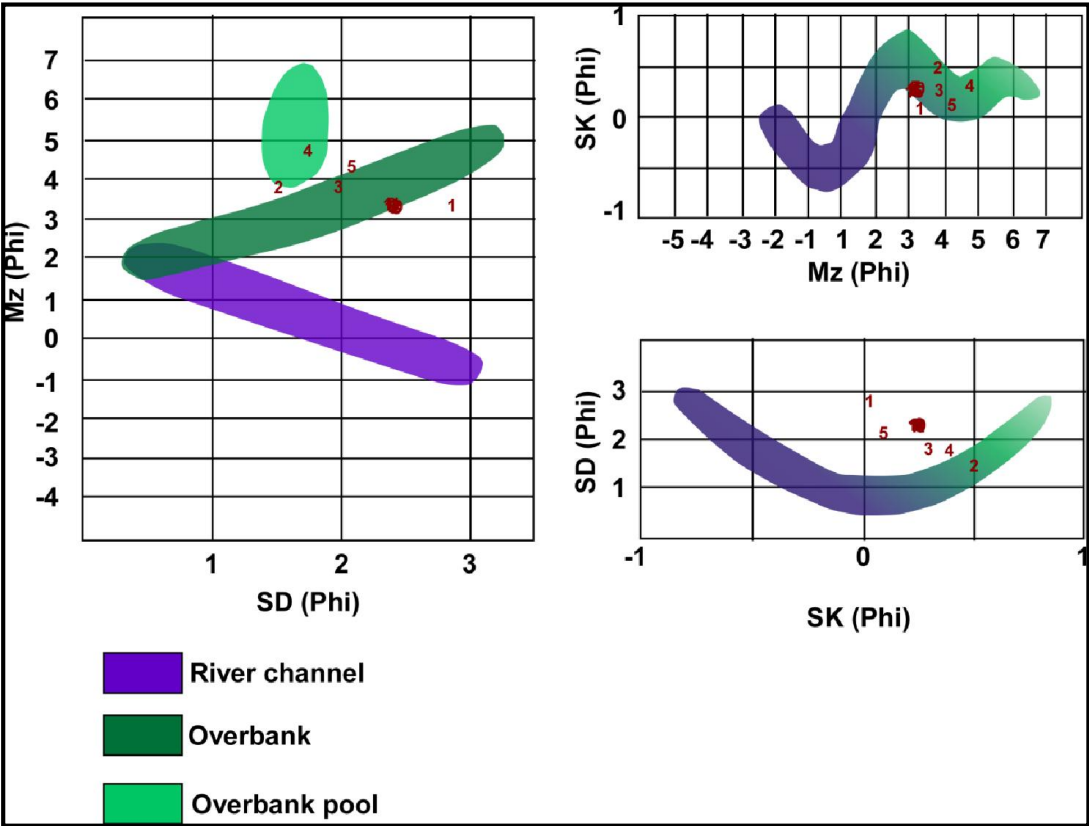


Figure 3.14 : Projection des échantillons sur les différents diagrammes

Chapitre 4 : Etude micropaléontologique



Chapitre 4 : Etude micropaléontologique

Ce chapitre présente les résultats des analyses des assemblages d'ostracodes et de foraminifères benthiques du Quaternaire à partir des sédiments de trois carottes prélevées au niveau de la vallée de l'oued El Akarit. Les foraminifères et les ostracodes fossiles sont ainsi un outil micropaléontologique important pour les reconstructions paléoenvironnementales et l'établissement des unités biostratigraphiques.

I. Etude de la microfaune des sédiments de l'embouchure de l'oued El Akarit (Carotte AK1)

1. Datation des dépôts

La réalisation des datations par le carbone 14 conduit à une première reconstitution des environnements du passé (voir chapitre 2). En effet, les unités U1, U3, U7, U9, U12 et U15 ont fait l'objet de datation sur les valves des coquilles (lamellibranches), les gastéropodes et les ostracodes de type *Cyprideis torosa* (10mg de coquilles/échantillon). Les âges ^{14}C obtenus pour les niveaux de 585-590 cm d'U1, 510-518 cm d'U3 et les niveaux 310-315 cm / 295-300 cm d'U7 sont supérieurs à 40 000 ans cal BP. Les âges médians calibrés obtenus pour les niveaux de 207-210 cm d'U9, 115-120 cm d'U12 et de 15-20 cm d'U15 sont respectivement 2810, 2800 et 1300 ans. (Tableau 4.1)

Tableau 4.1: Datation carbone 14 des coquilles prélevées des sédiments de subsurface de la carotte AK1.

Laboratory	Lithology Units	Depth (cm)	Studied material	^{14}C (years B.P)	Calibrate age \pm sigma (years B.P)	Median age (years B.P)
Poz-64204	(U1)	585-590	Ostracods	49000 \pm 300	-	> 40.000
Poz-59184	(U3)	510-518	Ostracods	44200 \pm 800	46132-47879	> 40.000
Poz-59183	(U7)	310-315	Bivalvia	44800 \pm 900	46636-48663	> 40.000
Poz-64203	(U7)	295-300	Ostracods	45000 \pm 200	47491-48250	> 40.000
Poz-59304	(U9)	207-210	Gastropoda	3055 \pm 35	2765-2855	2810
Poz-591182	(U12)	115-120	Gastropoda	3040 \pm 30	2759-2836	2797
Poz-59181	(U15)	15-20	Gastropoda	1795 \pm 30	1295-1363	1329

2. Microfaune

Depuis plusieurs décennies, les ostracodes et les foraminifères se sont révélés de précieux outils pour la reconstitution des paléoenvironnements.

la répartition des ostracodes actuels en fonction des caractéristiques bathymétriques, hydrodynamiques et la nature des substratum aussi bien des milieux marins et lagunaires (Ruiz et al., 1996 ; El Hmaidi et al., 2002 ; Pascual et al., 2008 et Nachite et Bekkali, 2010) qu'estuariens (Laprida, 2001 ; Nachite et al., 2010)

Carbonel (1980), Bertholon, (1995) et Frenzel et Boomer (2005) ont étudié ces microcrustacés en tant qu'indicateurs de variations climatiques saisonnières et des changements de la température de l'eau, de sa qualité chimique et de la richesse de milieu en éléments nutritifs.

Concernant les foraminifères benthiques, leur écologie et leur distribution le long de la frange littorale dépendent des influences marines et continentales. Ils permettent de reconstituer les différents types d'environnements dans lesquels ils se sont développés (Laprida et Bertels-Psotka, 2003 ; Samir et al., 2003) et les variations du niveau marin (Unsal et al., 2002 ; Laprida et al., 2007 ; Di Bella et al., 2008).

Les travaux sur les assemblages d'ostracodes et des foraminifères benthiques récents des environnements paraliques et côtiers de la Tunisie ont fait l'objet de plusieurs publications. Ils se sont intéressés à la lagune lde Ghar El Melh (Mansouri, 1979), lac de Tunis (Carbonel et Pujos, 1981 ; Jouirou, 1982), sebkha d'Ariana (Carbonel, 1980), lac Ichkeul (Stevenson et Battarbee, 1991), lagune El Melah de Soliman (Ruiz et al., 2006), lagune El Hisha (Ben Rouina et al., 2011), Sebkha El-Guettiate et Sebkha Dreâa (Zaïbi et al., 2011, 2012). Ces travaux donnent des renseignements sur leur écologie et leur distribution en rapport avec les influences marines et continentales.

En tenant compte des associations citées dans les travaux antérieurs, les espèces d'ostracodes et celle des foraminifères benthiques inventoriées au niveau du forage AK1 peuvent être regroupées en trois associations, chacune caractéristique d'un environnement particulier :

2.1. Ostracodes

1) L'analyse des assemblages d'ostracodes de la carotte AK1 (120 échantillons) a permis d'identifier 40 espèces. Ces derniers peuvent être regroupés en trois assemblages

1) Assemblage de milieu marin constitué de *Aurila convexa*, *A. prasina*, *A. woodwardi*, *Argilloecia sp*, *Callistocythere discrepans*, *C. littoralis*, *Carinocythereis carinata*, *Caudites calceolatus*, *C. sp*, *Costa edwardsi*, *Cythere demis*, *Cytheretta adriatica*, *Hiltermannicythere emaciata*, *krithe sp*, *Loxoconcha parallela*, *L. pellucida*, *L. rhomboidea*, *Neocythereideis fasciata*, *N. faveolata*, *N. subspiralis*, *Paracytheridea depressa*, *Pontocythere elongata*, *Semicytherura incongruens*, *S. sella*, *S. striata*, *S. sp*, *Tenodocythere prava*, *Urocythereis favosa* et *U. oblonga*.

Ces espèces vivent essentiellement en milieu littoral et infralittoral, sauf les genres *Argilloecia* et *Krithe* qui sont plutôt typiques d'un milieu profond (épibathyal).

2) Assemblage de milieu lagunaire communicant avec la mer, composé de *Leptocythere fabaeformis*, *L. levis*, *L. pellucida*, *L. macella*, *L. castanea*, *Xestoleberis aurantia*, et *Xestoleberis dispar*.

3) Assemblage de milieu saumâtre à influence estuarienne formé par *Cyprideis torosa*, *Cytherois fischeri*, *Loxoconcha elliptica* et *L. turbida*.

2.1.1. Zonation des ostracodes

En se basant sur les variations de la distribution relative des taxa dominants, de la richesse spécifique, de la densité et de l'évolution des assemblages d'ostracodes, les zones suivantes peuvent être distinguées au niveau des différentes unités lithologiques de la carotte AK1 (Fig.4.1).

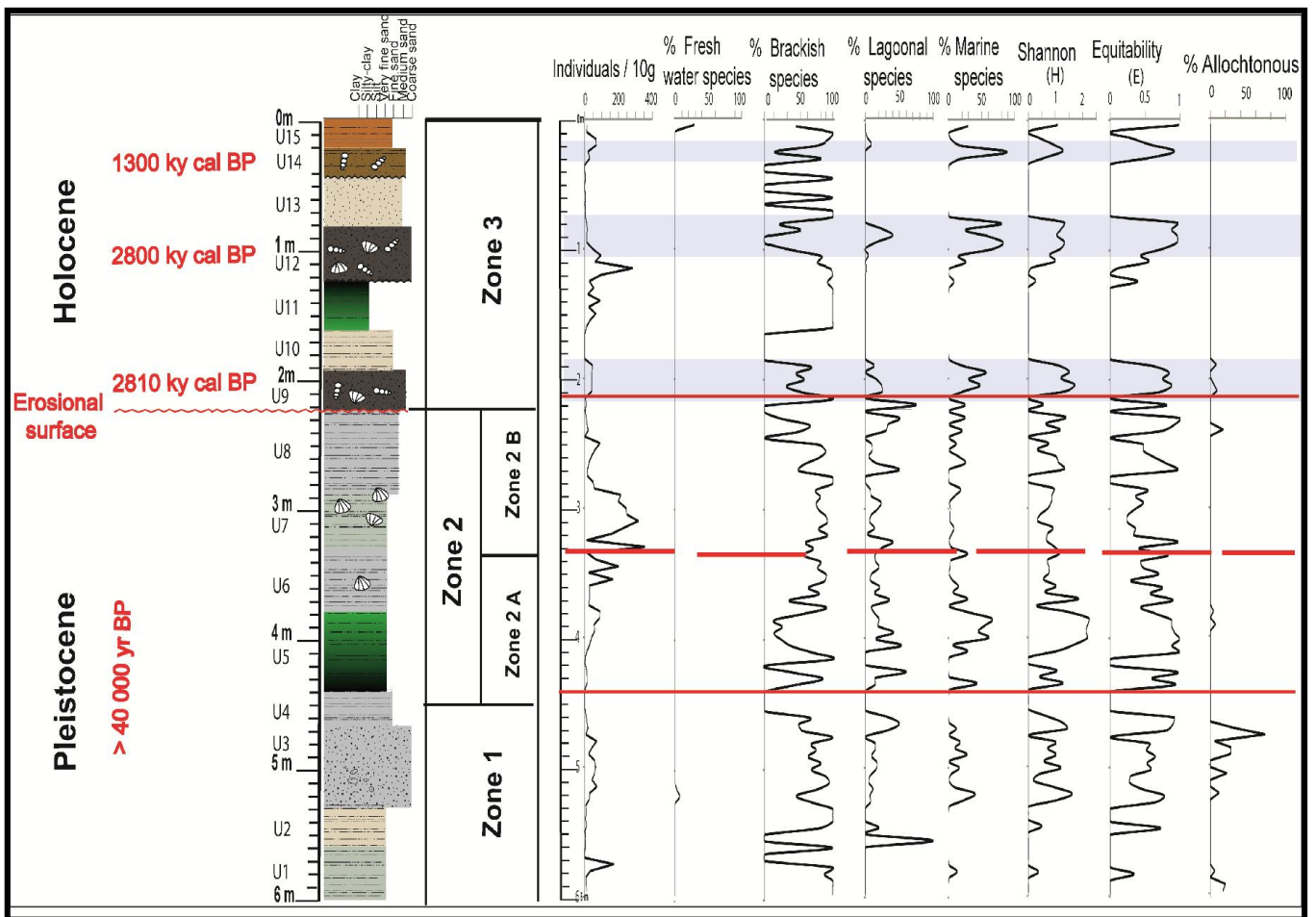


Figure 4.1: évolution des différentes associations d'ostracodes, des indices de diversités et de la densité le long de la carotte AK1

Zone1 : de 600 à 450 cm (Fig. 4.1)

Cette zone est généralement caractérisée par une faune peu diversifiée, les ostracodes ont une richesse spécifique qui varie entre 1 et 4 sauf quelques niveaux de l'unité U3 (515-520 cm) le nombre d'espèce des ostracodes augmente (8 espèces) et une abondance absolue qui se situe entre 2 et 172 individus / 10 gramme de sédiment sec. A la base (unités U1 et U2), des dépôts carbonatés blanchâtres renfermant des ostracodes saumâtres représentés essentiellement par les *Cyprideis torosa* (supérieur à 80%).

L'unité U3, présente une forte proportion de petits galets de forme allongée et aplatie. Cette unité est également très riche en fragments de coquilles et en ostracodes saumâtres (*Cyprideis torosa* ~ 32%), marins côtiers (*Aurila spp*, *Isoxocochoa spp* et *Paracytheridea*

depressa ~60%), d'eau douce (*Cypridopsis vidua*, avec des faibles pourcentages 5%) et des ostracodes allochtones. Les charophytes sont également présents.

L'unité U4 est marquée par l'absence des ostracodes.

Zone2 : de 450 à 220 cm (Fig. 4.1)

Les assemblages d'ostracodes sont beaucoup plus riches et diversifiée au niveau de cette zone caractérisant bien un milieu lagunaire très ouvert à la mer.

Cette zone peut être subdivisé en deux sous-zones, zone 2A et zone 2B

Zone 2A de 450 à 335 cm

Elle est composée de silt unimodal essentiellement d'origine marin. Les sédiments de la base de cette zone sont riches en matière organique (débris de végétaux) et en pyrite. La microfaune d'ostracodes est relativement diversifiée, la richesse spécifique varie entre 7 et 13 espèces d'ostracodes, principalement dans les niveaux 405 cm jusqu'au 370 cm et L'abondance globale varie entre 2 et 242 individus.

La zone 2A est marquée par une augmentation importante en effectifs d'individus et par la prédominance des ostracodes marins qui sont typique d'un environnement phytal (*Caudites javana*, *Loxoconcha rhomboidea*, *Tenodocythere prava*), et épibathyal (*Krithe* et *Argilloecia*)

L'unité U6 est caractérisée par une diminution progressive des formes phytal et une augmentation des ostracodes saumâtres, en particulier de l'espèce *Cyprideis torosa* (~60%)

Zone 2B de 335 à 220 cm

Elle comprend des sables silteux bioclastiques.

L'unité basale de cette zone se caractérise par la dominance des ostracodes saumâtres et lagunaire (>50%). La densité de l'ostracofaune est ici la plus élevée (l'abondance absolue se situe entre 70 et 456 individus /10g de sédiment sec).

L'unité sommitale de cette zone est riche en bivalve de type *Abra alba* et *Cerastoderma edule* juvéniles. Les ostracodes lagunaires et saumâtres spécialement *Xestoleberis aurantia* et *Cyprideis torosa* dominant le peuplement (~70%). la densité diminue par rapport à l'unité précédente jusqu'à disparition (les deux premiers centimètres).

Zone3 : de 220 cm au sommet de la carotte (Fig. 4.1) : la base de la séquence holocène : 3000 ans B.P.

Au niveau de cette zone, la distribution des ostracodes se caractérise par des alternances entre espèces saumâtres et espèces marins côtières.

La base de l'unité U9 présente une base érosive avec l'unité U8. Des mollusques (lagunaires et marins), des débris des végétaux, des charbons de bois et coquilles brisées et organisées en amas sont observés dans cette unité d'âge probable ca 2800 ans B.P (Tableau 4.1), traduisant un milieu à haute énergie.

L'ostracofaune est représentée essentiellement par les espèces marines côtières (>50%) qui sont associées aux ostracodes saumâtres.

L'unité U10 se distingue par l'absence des ostracodes.

L'unité U11 caractérise un sédiment où l'effectif baisse totalement, voire même une absence totale de l'ostracofaune lagunaire et marine, seuls les *Cyprideis torosa* subsistent avec une faible densité (de 10 à 90 individus /10g de sédiments).

L'unité U12 se caractérise par la diminution des pourcentages d'ostracodes saumâtres qui sont remplacés par les ostracodes marins côtiers (~80%). Elle renferme les mêmes espèces de mollusques et d'ostracodes que celles de U9, ces derniers fournissent un âge ca 2800 B.P. U12 présente aussi les mêmes caractéristiques d'U9 (coquilles brisées, charbons de bois, débris des végétaux). Ces paramètres plaident en faveur d'une sédimentation de forte énergie probablement suite à une tempête/crues.

L'unité U13 définit un sédiment bioclastique monospécifique (*Cyprideis torosa*) avec un nombre d'individus trop faible (2 à 4 individus/10g de sédiments).

L'unité U14 marquée par une faible densité (2 à 34 individus /10g de sédiments) et richesse spécifique (3 espèces) des ostracodes.

L'unité U15 montre que les niveaux basaux (25-15 cm) d'âge ca 1300 ans B.P se caractérisent par l'augmentation des ostracodes marins côtiers et la réduction des ostracodes saumâtres par contre les unités sommitales (de 10cm jusqu'à la surface) présentent le cas contraire

2.1.2. Les indices de diversité des ostracodes

Le long de la carotte AK1, les indices de Shannon (H) et d'équitabilité (E) varient respectivement entre 0 et 2,24 et entre 0 et 1 pour les ostracodes (Fig. 4.1). En se basant sur ces deux indices on peut reconnaître les structures de population de chaque zone distinguée :

Zone1 : de 600 à 450 cm (Fig. 4.1)

Cette zone se caractérise par des valeurs des deux indices de diversité égales à zéro pour les niveaux à ostracodes monospécifiques (U1 et U2) Ces valeurs montrent une correspondance très nette avec le nombre d'espèces.

L'unité U3 est marquée par un hydrodynamisme plus important où l'indice H augmente, il varie entre 0,19 et 1,61. Cependant l'indice E de l'ostracofaune montre une évolution en rapport avec l'abondance relative des assemblages des ostracodes. En effet les valeurs de l'indice E varient entre 0,37 et 0,99. Cette évolution indique un peuplement relativement structuré entre les trois associations saumâtres, lagunaires et marines côtières. L'unité U4 est caractérisée par l'absence des ostracodes, donc les indices de diversité égale à zéro.

Zone2 : de 450 à 220 cm (Fig. 4.1)

Zone 2A (de 450 à 335cm) : l'indice H s'accroît progressivement, atteignant des valeurs élevés (de 400 à 380 cm, $2,1 < H < 2,2$). A partir de 380 cm les valeurs de l'indice H diminuent ($0,3 < H < 1,4$). Les valeurs de E sont élevées ($0,66 < E < 0,96$) puis à partir de 400cm l'indice E diminue ($0,3 < E < 0,7$), cette réduction s'accompagne par l'augmentation de l'abondance relative des ostracodes marins (>70%). A partir de 380 cm (U6) les valeurs de l'indice E varient entre 0,4 et 0,8 qui sont corrélées positivement avec l'abondance relative des ostracodes saumâtres.

Zone 2B (de 335cm à 220cm) : les valeurs des indices H et E sont faible dans l'intervalle 335-285 cm (U7) signant un peuplement moins structuré où les ostracodes saumâtres dominent le milieu. L'unité U8 montre que l'indice H des ostracodes s'accroît. Toutefois l'indice E de l'ostracofaune montre une évolution en rapport avec l'abondance relative des espèces lagunaires et saumâtres. Les niveaux sommitaux de cette zone à ostracodes monospécifique se caractérisent par des valeurs trop faibles de l'indice H et des valeurs de l'indice E égales à zéro, distinctif d'un milieu évoluant vers la fermeture.

Zone3 : de 220 cm au sommet de la carotte (Fig. 4.1)

Cette zone se caractérise par une alternance des niveaux à fort hydrodynamisme et des niveaux à faible hydrodynamisme.

Les indices de diversités H et E sont élevés dans les niveaux à haute énergie (U9 : de 220 à 190 cm, U12 de 120 à 80 cm et U15 : 20 à 15cm). En effet, la majorité des valeurs de H et de E des ostracodes se situe respectivement entre 0,78 et 1,83 et entre 0,63 et 0,99 signant un peuplement plus structuré où les abondances relatives des trois associations sont proches. Dans les unités U10, U11, U13 et U14, caractérisés par la baisse de la richesse spécifique et du détritisme et par l'enrichissement des espèces saumâtres, H et E sont décroissants.

2.2. Foraminifères benthiques

Les foraminifères benthiques sont largement utilisés en tant qu'outils de reconstitution des paléoenvironnements (Gooday, 2003 ; Murray, 2006 ; Martins et al., 2007 ; Milker et al., 2009 ; Mojtahid et al., 2010). La carotte AK1 montre que les foraminifères benthiques sont plus diversifiés et plus abondants que les ostracodes.

Trois assemblages ont ainsi pu être individualisés (Fig. 4.2) ceux-ci semblent se répartir en fonction de l'intensité de l'influence marine.

1- Le premier assemblage lagunaire à *Ammonia tepida* et *A. parkinsoniana*. Ces deux espèces sont abondantes dans les environnements marins peu profonds méditerranéens, dans les lagunes et à l'embouchure des deltas (Ruiz et al., 2004 ; Abu Zied et al., 2007)

2- Le deuxième assemblage côtier comprend des espèces vivant dans des milieux marins, surtout d'eaux peu profondes telles que les miliolés (*Adelosina longirostra*, *Quinqueloculina bicostata*, *Q. seminulum*, *Q. poyeana*, *Q. akneriana*, *Q. lata*, *Spiroloculina sp* et *Triloculina marioni*) et les *Elphidium* (*Elphidium advenum*, *E. acculeatum*, *E. crispum*, *E. excavatum* et *E. macellum*) (Sen Gupta, 1999).

3- Le troisième assemblage marin formé par *Bolivina variabilis*, *Bolivina sp*, *Cibicides lobatulus*, *Cibicides refulgens*, *Eponides concameratus*, *E. repandus*, *Haynesina depressa*, *H. germanica*, *Lagena striata*, *Neoconorbina terquemi*, *Peneroplis pertusus*, *Planorbulina mediterraneensis*, *Rosalina bradyi*, *R. globularis*, *R. macropora*, *Sorites orbiculus*, *Stomatorbina concentrica* et *Valvularina bradyana*.

2.2.1. Zonation des foraminifères benthiques

L'évolution de la richesse spécifique, la densité et de l'abondance relative des différentes associations des foraminifères (Fig.4.2) permet de distinguer les trois grandes zones suivantes :

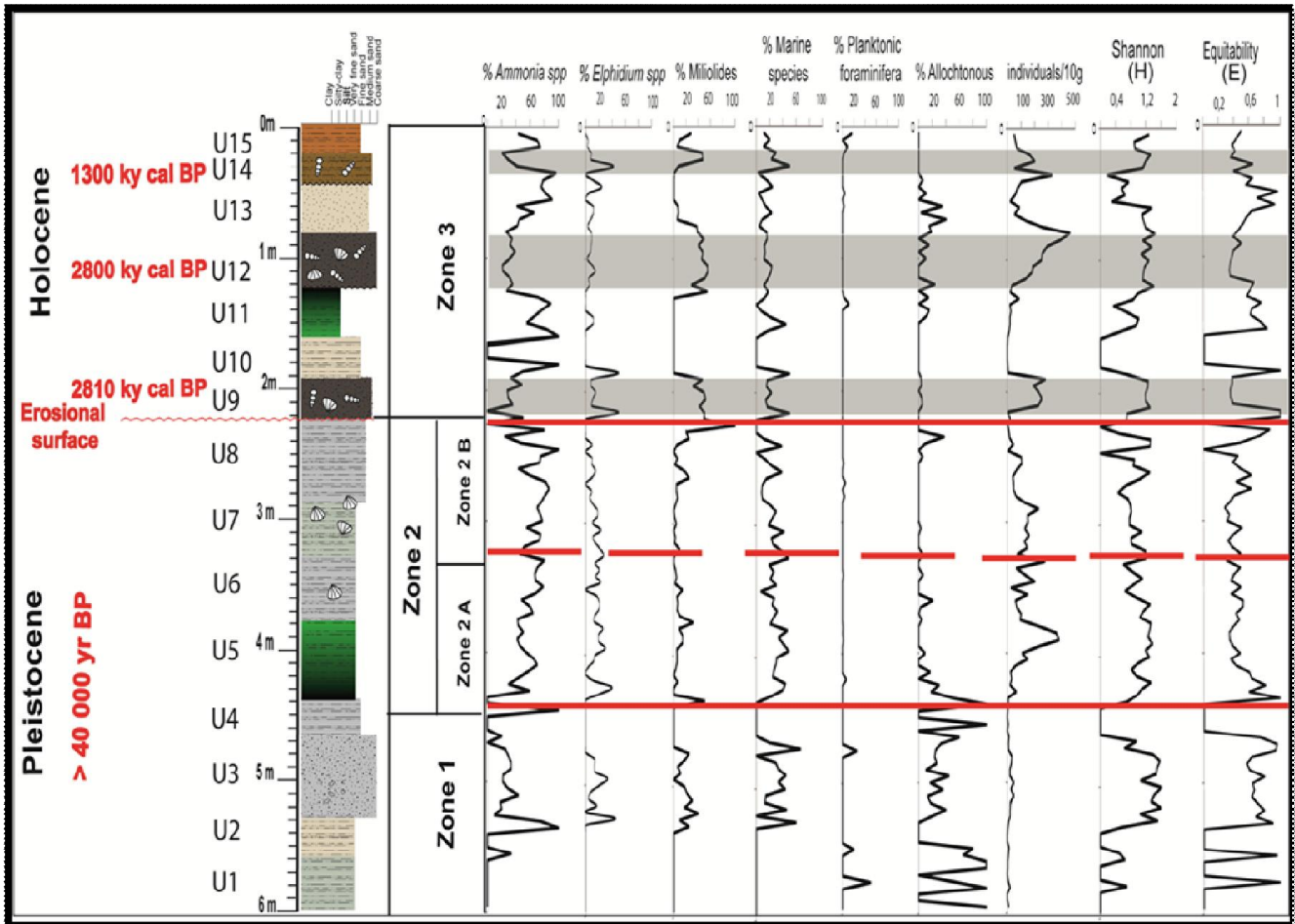


Figure 4.2: évolution des différentes associations des foraminifères, des indices de diversités et de la densité le long de la carotte AK1

Zone1 : de 600 à 450 cm (Fig. 4.2)

La base de cette unité (U1 et U2) se caractérise par de très faibles valeurs de la richesse spécifique (1 à 2 espèces) et de la densité (4 à 36 individus/10g de sédiments secs).

L'unité U3 correspond à des sables à galets se distingue par l'apparition des foraminifères marines (*Miliolides*, *Elphidium*, *Eponides*) à ces taxa côtiers s'associent les espèces lagunaires (*Ammonia tepida* et *A. parkinsoniana*) avec des faibles pourcentages ne dépassent pas 30%. Ces espèces côtières disparaissent dans l'unité U4.

Zone2 : de 450 à 220 cm (Fig. 4.2)

Zone 2A de 450 à 335 cm

Elle correspond aux unités U5 et U6. Cette zone se caractérise par une importante richesse spécifique des foraminifères benthiques (21 espèces) ainsi que par l'abondance absolue (variable entre 64 à 720 individus/10g de sédiments secs).

La base de cette zone montre presque une codominance entre les pourcentages des taxa côtiers et les espèces lagunaires. On note aussi la présence de quelque foraminifère planctonique, indice de pélagisme.

Au sommet (U6) les foraminifères montrent une légère réduction de leur richesse spécifique (4 à 10 espèces) et leur densité (de 56 à 400 individus/10g sédiments secs). Cette unité est marquée par la dominance des foraminifères lagunaires (>60%) associées aux *Elphidium excavatum*, *Cibicides*, *Rosalina*, et les miliolles.

Zone 2B de 335 à 220 cm

Elle se marque par la richesse en *Abra segmentum* (espèce caractéristique des substrats meubles et sableux des eaux saumâtres et vivant à faible profondeur) et par l'abondance des foraminifères hyalins (*Haynesina germanica*, *Ammonia parkinsoniana* et *Ammonia tepida*). De la base de cette zone vers le sommet ces espèces diminuent puis elles disparaissent.

La répartition des foraminifères le long de la zone 2 dénote un milieu lagunaire de forte énergie et soumis à d'importantes influences marines (Zone 2A) puis la dominance des foraminifères lagunaires traduit une faible communication avec la mer ouverte (Zone 2B) enfin vers le sommet de cette zone, on note la réduction de la richesse spécifique et la densité des foraminifères indiquant l'isolement de la lagune par rapport au milieu marin ouvert.

Zone3 : de 220 cm au sommet de la carotte (Fig. 4.2) : Holocène supérieur

La distribution des foraminifères dans cette zone se distingue par une alternance des dominances des taxa marins côtiers et des taxa lagunaires.

L'unité U9, très riche en débris des végétaux, en fragments des coquilles, en charbons et en mollusques (*Cerastoderma edule*, *Bittium reticulatum* et *Cerastoderma glaucum*) d'âge cal 2800 ans B.P présente une base érosive avec l'unité U8.

Les foraminifères reconnus dans cette unité sont caractérisés par une forte valeur de la richesse spécifique (15 espèces), la densité (465 à 56 individus/ 10g de sédiments secs), par la dominance des taxa côtiers (les miliolles, *Peneroplis pertusus*, *Sorites orbiculus*, *Elphidium* spp) et les pourcentages des taxa lagunaires (*Ammonia parkinsoniana* et *Ammonia tepida*) ne dépassent pas 30%. Ces données attestent un environnement agité à haute énergie hydrodynamique.

L'unité U10, se caractérise par une chute importante de toute microfaune.

L'unité U11, montre que les taxa lagunaires réapparaissent de nouveau avec une densité assez faible (de 24 à 160 individus/10g de sédiments secs).

L'unité U12, renferme les mêmes espèces de mollusques et des foraminifères inventoriées dans l'unité U9. Les foraminifères de U12 seraient probablement remaniés sous haute énergie à partir des séries plus anciennes étant donné que les âges des mollusques des unités U12 et U9 sont similaires.

L'unité U13, contrairement aux ostracodes, les foraminifères sont présents dans cette unité. Ils montrent une réduction de la richesse spécifique (4 à 5 espèces) et une densité élevée (de 104 à 20 individus/10g de sédiments secs). Les taxa dominants sont *Ammonia parkinsoniana* et *Ammonia tepida*.

U14 caractérisé par la rareté des foraminifères (3 espèces) les deux espèces dominantes sont *Ammonia parkinsoniana* et *Ammonia tepida*, dont la densité est importante (~400 individus/10g de sédiments secs).

La base de l'unité U15 (25-15 cm) d'âge ca 1300 ans B.P se caractérise par la réduction des taxa lagunaires et le développement des taxa côtiers (les miliolles, *Peneroplis pertusus*, *Sorites orbiculus*, *Elphidium* spp) avec la présence de quelques foraminifères planctoniques ceci dénote un troisième événement extrême vers 1300 ans B.P d'origine marin. Au sommet de la carotte, les pourcentages de ces derniers baissent et les *Ammonia tepida* et *A. parkinsoniana* augmentent.

2.2.2. Les indices de diversité des foraminifères

Zone1 : de 600 à 450 cm (Fig. 4.2)

La base de cette zone (U1 et U2) montre que l'indice de Shannon (H) des foraminifères est généralement faible ($0,3 < H < 0,6$) corrélé positivement avec la richesse spécifique (Fig 4.2). L'indice d'équitabilité (E) varie entre 0 et 1, les valeurs proches de 1 signifient une répartition équitable des individus entre les espèces lagunaires dominantes.

Au niveau de l'unité U3, les valeurs des indices de diversité H et E s'accroissent. Cette évolution est corrélée positivement avec la variation de l'abondance relative des foraminifères côtiers et de l'énergie du milieu. A partir de l'unité U4 les valeurs de ces indices baissent de nouveau (l'indice H ne dépasse pas 0,3 et l'indice E=0). Ceci traduit un milieu où les conditions physico-chimiques sont très variables défavorable à la vie de la faune.

Zone2 : de 450 à 220 cm (Fig. 4.2)

Zone 2A (de 450 à 335cm)

Les valeurs de l'indice H augmentent progressivement atteignant les valeurs les plus élevées de la carotte, cette évolution suit immédiatement l'augmentation de la richesse

spécifique. Les valeurs de l'indice E, sont assez élevées ($0,3 < E < 0,8$) car les espèces marines dominent les espèces lagunaires.

Zone 2B (de 335cm à 220cm)

Au niveau de cette zone les valeurs de l'indice H varient entre 0,3 et 1 et les valeurs de E sont faible ($0 < E < 0,6$) traduisant un peuplement faiblement structuré où les taxa lagunaires dominent tout le peuplement des foraminifères.

Zone3 : de 220 cm au sommet de la carotte (Fig. 4.2)

La variation des valeurs des indices de diversités (H et E) des foraminifères au niveau de cette zone montre plusieurs fluctuations. En effet, Les indices de diversités H sont élevés dans les niveaux (U9, U12 et U15) à forte hydrodynamisme associés au développement des taxa marins par contre l'indice E est faible ($\sim 0,39$) puisque les foraminifères côtiers dominent le peuplement (Fig 4.2).

Les niveaux à faible hydrodynamisme (U10, U11, U13 et U14) montrent que les valeurs de l'indice H sont faibles mais les valeurs de l'indice E sont plus élevées. Cette évolution est accompagnée par de faibles valeurs de la richesse spécifique, de la densité et de l'enrichissement des taxa lagunaires. Ceci traduit un peuplement à faible diversité où les individus sont également partagés entre les espèces lagunaires dominantes.

3. Discussion

L'étude sédimentologique et micropaléontologique (étude quantitative et qualitative des assemblages des ostracodes et des foraminifères) de la carotte AK1 nous a permis de distinguer deux grandes phases la première d'âge pléistocène et la seconde d'âge holocène

➤ Chronologie des dépôts

Des datations ^{14}C ont été effectués afin d'établir le cadre chronologique de la série sédimentaire de la carotte AK1 (Tableau 4.1) et, en particulier, des unités U1, U3, U7, U9, U12 et U15.

Les âges obtenus pour les niveaux de 585-590 cm d'U1, 510-518 cm d'U3 et les niveaux 310-315 cm / 295-300 cm d'U7 sont supérieurs à 45 000 ans BP (Tableau 4.1). Les âges médians calibrés obtenus pour les niveaux de 207-210 cm d'U9, 115-120 cm d'U12 et de 15-20 cm d'U15 sont respectivement ~ 2810 , 2800 et 1300 ans BP. (Tableau 4.1)

Ces unités sont très riches en foraminifères et ostracodes marins et lagunaires voire bathyal-épibathyal représenté essentiellement par genres d'ostracodes *Argilloecia sp.*, *Krithe sp.*, *Parakrithe sp.* et des foraminifères planctonique qui révèlent une influence marine très

importante. Ce ci traduit que ces dépôts sont attribuées à l'interglaciaire MIS5e, lorsque le niveau relatif de la mer était plus élevé que le niveau marin actuel (Grant et al., 2014).

Nous considérons que les sédiments de la zone 1 et 2 sont probablement déposés depuis l'avant-dernier interglaciaire ~185 ka (MIS7) où le niveau marin ne dépasse pas le niveau actuel (Grant et al., 2014). Des datations plus précises seront nécessaires à l'avenir pour confirmer l'interprétation donnée sur la base de la géomorphologie et les observations paléoenvironnementales, à l'aide d'autres méthodes de datation, mais nous considérons que l'élévation des dépôts étudiés dans ces travaux sont comparables à celles trouvées dans d'autres zones tectoniquement stables, et en particulier, comparable à la série décrite en SE de la Tunisie (Jedoui et al., 2003).

D'autre part, les âges obtenus pour la Zone 3 sont respectivement 2810, 2800 et 1300 ans cal BP. La discontinuité entre les Zones 2 et 3 se manifeste principalement par le changement brutal dans la lithologie et la présence d'abondants fossiles remaniés.

La zone 3 couvre un intervalle de temps court et il est composé de trois successions de séquences grano-décroissantes qui pourraient correspondre aux événements de sédimentation rapides et ponctuels.

➤ Evolution des paléoenvironnements (Fig.4.3)

La zone côtière du sud-est Tunisien a été tectoniquement stable au cours de la dernière 130000 ans B.P (Paskoff et Sanlaville, 1983 ; Jedoui et al. 1998 ; Bouaziz et al., 2003). Ainsi, la combinaison entre les faciès sédimentaires, le contenu fossilifères des assemblages de foraminifères et d'ostracodes et les observations chronostratigraphiques dans la succession de la carotte AK1, nous fait valoir plusieurs idées sur le contrôle des fluctuations du niveau de la mer, la dynamique littorale et les événements extrêmes (crues et tempêtes) au cours du Pléistocène à l'Holocène sur l'évolution de la zone côtière à l'embouchure de l' Oued El Akarit (Figs.4.1 et 4.2).

✓ Pléistocène

Zone1 : Zone estuarienne-continentale

Elle est caractérisée par la dominance des ostracodes saumâtres (*Cyprideis torosa*), la présence des oogones de charophytes, l'absence de foraminifères benthiques et des taxons de foraminifères planctoniques allochtone associés à cette zone (U1 et U2). La texture d'U3 est principalement limono-sableuse, elle renferme une proportion importante des galets de forme allongée et aplatie. Cette couche est également très riche en coquilles, fragments de coquilles et en microfaune côtières. L'analyse granulométrique indique qu'il s'agit de dépôts de fond de

chenal. Ce stade se termine par des dépôts silteux azoïques (U4) (Figs.4.1, 4.2 et 3.4) traduisant un milieu continental.

Zone2 : lagune très ouverte à la mer évoluant vers la fermeture

Elle est subdivisée en deux sous-zones : zone 2 A et zone 2 B

Zone 2 A : la base de cette zone présente des silts légèrement sableux riche en matière organique avec une distribution unimodal. Elle est caractérisée par la dominance des taxa marins (ostracodes et foraminifères benthiques), notant aussi la présence de la microfaune épibathyale (*Krithe* et *Argilloecia*) (Figs.4.1et 4.2). Les dépôts de l'unité U5 montrent une transition d'un environnement continental à un environnement marin traduisant une incursion marine.

Dans la côte nord de la ville de Gabès, (Gzam, 2013) a identifié un cordon littoral à une profondeur de -9 m déposé pendant la période transgressive MIS 5a. Cependant, un cordon littoral pléistocène MIS5e, caractérisé par un faciès gréseux fin à très fin bioclastique, a été identifié à + 4 m au-dessus du niveau marin actuel. (Gzam, 2013). Aussi (Jedoui et al., 2003) ont montré que le haut niveau marin a enregistré deux maxima eustatiques séparés par une régression Au cours de la transgression pléistocène MIS 5e. La première pulsation positive (109-147 ka) a atteint +3 m. La seconde, qui s'est déroulée entre 102-141 ka, est plus ample (+5 m). Ces deux niveaux de mer élevés existent ailleurs dans le bassin méditerranéen (Hillaire Marcel et al., 1996 ; Kindler et al., 1997).

Par conséquent, au cours de la transgression du Pléistocène (MIS 5e) le niveau de la mer a augmenté de plus de 4 m par rapport au niveau marin actuel, transformant toute la vallée de l'Oued El Akarit en une lagune côtière soumise à une influence océanique marquée.

La présence des foraminifères planctoniques et des ostracodes pélagiques pourrait être expliqué par (1) un fort hydrodynamisme, (2) des upwellings dans le golfe de Gabès lors de périodes de haut niveau marin ?

Zone2 (2B) montre une augmentation de la teneur des assemblages saumâtres des ostracodes et des foraminifères hyalins Ceci traduit une communauté typique d'environnements semi-fermés soumis à une influence océanique importante. Vers le sommet de cette sous zone les pourcentages de la microfaune diminuent jusqu'à disparition (Figs.4.1et 4.2) indiquant l'isolement de la lagune par rapport au milieu marin (U8). Cela est probablement lié à la formation d'un cordon littoral pendant l'épisode régressif du niveau marin. Au cours des périodes transgressives du Pléistocène supérieur (stade isotopique MIS 5) l'évolution

morphologique du littoral du golfe de Gabès est caractérisée par la mise en place des cordons littoraux (Gzam, 2013).

✓ Holocène

Cette zone montre une alternance de niveaux riche en taxons marins côtiers et de niveaux riche en taxons laguno-saumâtres. Bien qu'il n'y ait pas eu de changements majeurs au niveau de la mer au cours des derniers 3000 ans B.P, les données géologiques montrent, probablement, une élévation du niveau marin à un taux moyen d'environ 0,1 à 0,2 mm/an pendant cette période (Zerbini et al., 1996 ; Lambeck et Bard, 2000 ; Lambeck et al., 2004). La phase holocène présente trois épisodes des évènements extrêmes (Figs.4.1 et 4.2) :

- Episode 1: U9 / U10 et U11 (~2810 ans cal BP)

L'unité U9 se caractérise par l'élévation des pourcentages des ostracodes marins côtiers (*Urocythereis oblonga*, *Propontocypris sp*, *Pontocythere elongata*, *Aurila sp*) (>50%) et les foraminifères côtières tels que les Miliolés et les *Elphidium* associés à des ostracodes saumâtres (*Cyprideis torosa*) et des foraminifères lagunaires (*Ammonia tepida* et *Ammonia parkinsoniana*), la prolifération des mollusques marins, la présence des végétaux, des charbons et des coquilles brisées. La granulométrie est moyenne à grossière polymodale. Tous ces éléments suggèrent des conditions hydrodynamiques de forte énergie et soumis d'importante influences marines synchrones à une période pluvieuse.

Les unités U10 et U11 se distinguent par une chute brutale de la richesse spécifique, ainsi que les indices de diversités des ostracodes et des foraminifères. Il ne subsistera que les espèces de *Cyprideis torosa* et les *Ammonia (tepida et parkinsoniana)* avec une très faible densité (<20 individus/10g de sédiments secs) (Figs.4.1 et 4.2). L'appauvrissement de ces unités en grain de quartz témoigne l'absence de la communication avec la mer.

- Episode 2: U12 / U13 (~2800 ans cal BP)

Les sables moyens à grossiers de l'unité U12 se distinguent par une chute brutale des ostracodes saumâtres, la diminution des pourcentages des foraminifères benthiques lagunaires (<30%), la dominance des foraminifères et des ostracodes marins côtiers (Figs.4.1 et 4.2), la présence des végétaux, des charbons, des gastéropodes et des lamellibranches brisés et de la propagation des mollusques marins et lagunaires. Les sédiments et les taxa d'ostracodes de cette unité U12 ressemble beaucoup à ceux de l'unité U9. Ces paramètres traduisent un deuxième épisode à très haute énergie. Le milieu de dépôt est compatible avec un système fluvial à haute énergie où les sédiments de l'oued local (matériels grossiers identifiés à l'unité

U9) ont été remaniés et transportés plus loin probablement par des crues importantes au niveau de l'Oued El Akarit. Cet événement extrême est confirmé par les travaux de (Gargouri, 2011) dans les deux dépressions paraliques, sebkha Geuttiat et Dreïaa entre 3000 et 1550 ans B.P. Aussi (Zaïbi et al., 2012) ont montré l'existence d'une phase transgressive entre cal. 2739-3270 yr B.P au niveau de sebkha Dreïaa de Skhira (golfe de Gabès).

L'unité U13 se caractérise par une chute du nombre d'ostracodes ainsi que les indices de diversités (indice E et H=zéro), par contre les *Ammonia tepida* et *A. parkinsoniana* subsistent encore. La granulométrie du matériel sédimentaire de cette unité est moyenne à fine, elle est unimodal d'origine marin et modérément classée. Ces caractéristiques signent des dépôts des barres tidales.

- Episode 3: U14 / U15 (~1300 ans BP)

L'unité U14 marqué par une faible richesse spécifique (3 espèces) des ostracodes et des foraminifères (Figs.4.1 et 4.2). L'unité U15 montre que les niveaux basaux (25-15 cm) d'âge 1300 ans B.P se caractérisent par l'augmentation des taxa marins côtiers et la réduction des taxa saumâtres par contre les unités sommitales (de 10cm jusqu'à la surface) présentent le cas contraire (Figs.4.1 et 4.2). Des travaux antérieurs suggèrent que ces microfossiles sont souvent trouvés dans les régions de plate-forme interne (Ruiz et al., 2004 ; Hussain et al., 2006) et qu'ils pourraient être transportés par la haute marée dans la zone continentale.

Les caractéristiques taxonomiques de ces microfossiles indiquent qu'ils sont soit cassé ou avec les deux coquilles retenus, cela pourrait être dû à leur transport lors d'événements extrêmes (par exemple les tempêtes) dans la région côtière indiquant des changements brutales des conditions normales. Sachant que pendant les derniers 1500 ans B.P, aucune variation de niveau marin n'a été enregistré dans la Méditerranée (Morhange et al., 2001 ; Pirazzoli, 1991 ; Vella et Provansal, 2000).

En résumé, au cours de l'Holocène supérieur (les derniers 3000 ans B.P) trois épisodes ont été identifiés dans la Zone3, caractérisée par des sédiments granodécroissant (unités U9, U12 et U15) contenant des espèces marines côtières (Mollusques, ostracodes et foraminifères benthiques). Ceci n'a aucun rapport avec l'élévation du niveau marin. Ainsi, ces dépôts sont plutôt liés aux phénomènes extrêmes comme les fortes crues et les tempêtes. Dans ce contexte, (Pirazzoli, 1993) et (Paskoff, 1993) révèlent que les fortes tempêtes peuvent non seulement augmenter l'amplitude et de la force des vagues, mais aussi, peuvent augmenter temporairement le niveau de la mer de 2 à 3 mètres. Les dépôts de « wash-over » se trouvent à quelques centaines de mètres en profondeur, compatible avec la position de la carotte AK 1.

Cette hypothèse est basée sur les caractéristiques des sédiments intrinsèques seulement, étant donné qu'il n'y a ni changement relatif du niveau de la mer, ni soulèvement tectonique peut être argument pour expliquer la présence des incursions marines. En outre, dans le sud de la Tunisie, les tempêtes peuvent s'accompagner de fortes pluies (144mm/h pendant 5min), ce qui peut générer de très violentes inondations (Bourges et al., 1984). L'influence marine et fluviale est observée dans la Zone 3, qui peut être attribuée pour le transport des sédiments durant les crues, qui peuvent être associés aux tempêtes.

Avant 3000 ans BP, le paléoenvironnement subaérien de l'oued El Akarit est soumis à une forte action érosive dans des conditions météorologiques normales et extrêmes. (Fontes, 1983; Zouari, 1988).

Les «événements extrêmes» ne peuvent pas être directement liés aux phases chronologiquement bien définis de la détérioration du climat dans les régions sud méditerranéennes, à cause de la présence des discontinuités de la série sédimentaire étudiés dans la carotte AK1. Cependant, les datations radiométriques suggèrent les épisodes 1 et 2 peuvent avoir été enregistrées au cours de l'évènement de refroidissement global observé à environ 2800 ans BP (Chambers et al., 2007), tandis que l'épisode 3 seraient intervenue pendant «The Dark Age» ou «Migration Period» de refroidissement (1,75-1,35 ka cal BP) (Ljungvist, 2010). A cet époque l'activité fluviale été bien identifié dans le nord de la Tunisie vers 3.0 et 1.4 ans cla BP, en dépit du climat aride documenté dans l'ouest de la Méditerranée pendant la plupart des coups froids Holocène (Wanner et al., 2008).

La discontinuité de la succession sédimentaire AK1 et l'incertitude de l'âge ne permet pas un lien direct entre le climat global. Cependant, nous considérons qu'il est important de souligner que l'apparition des épisodes 1, 2 et 3 est concomitantes à des phases de remblaiement de la plaine d'inondation dans d'autres grands systèmes fluviaux d'Afrique du Nord de la Méditerranée. La question qui se pose est de savoir si ces phénomènes sont liés processus climatiques dans le sud tunisien ou si un effet anthropique aurait fragilisé le littoral tunisien à partir de l'époque romaine.

Une courte période humide est observée dans le golfe de Gabès, suggérée par l'augmentation du pollen chêne environ 2500 ans BP. (Brun et Rouvillois-Brigol, 1985) observés dans les sédiments marins (carottes marines dans le golfe de Gabès). L'amélioration de l'humidité (les terres plus fertiles) est susceptible de favoriser le développement des civilisations locales telles que les puniques et romains, après 146 avant J.-C. (Faust et al., 2004). Des sites archéologiques d'époque romaine (présence du centre de production

céramique) ont été mis à jour à 1 Km Sud de l'embouchure de l'oued El Akarit (Slim et al., 2004) et ils sont considérés comme témoins de l'occupation humaines à l'époque romaine, en particulier dans les zones côtières. Ainsi, nous croyons qu'il est essentiel de prendre en compte l'impact anthropique dans l'évaluation de la réponse morphologique locale à des évènements extrêmes tels que les crues et les tempêtes, ce qui nécessiterait une corrélation plus précise avec les données archéologiques.

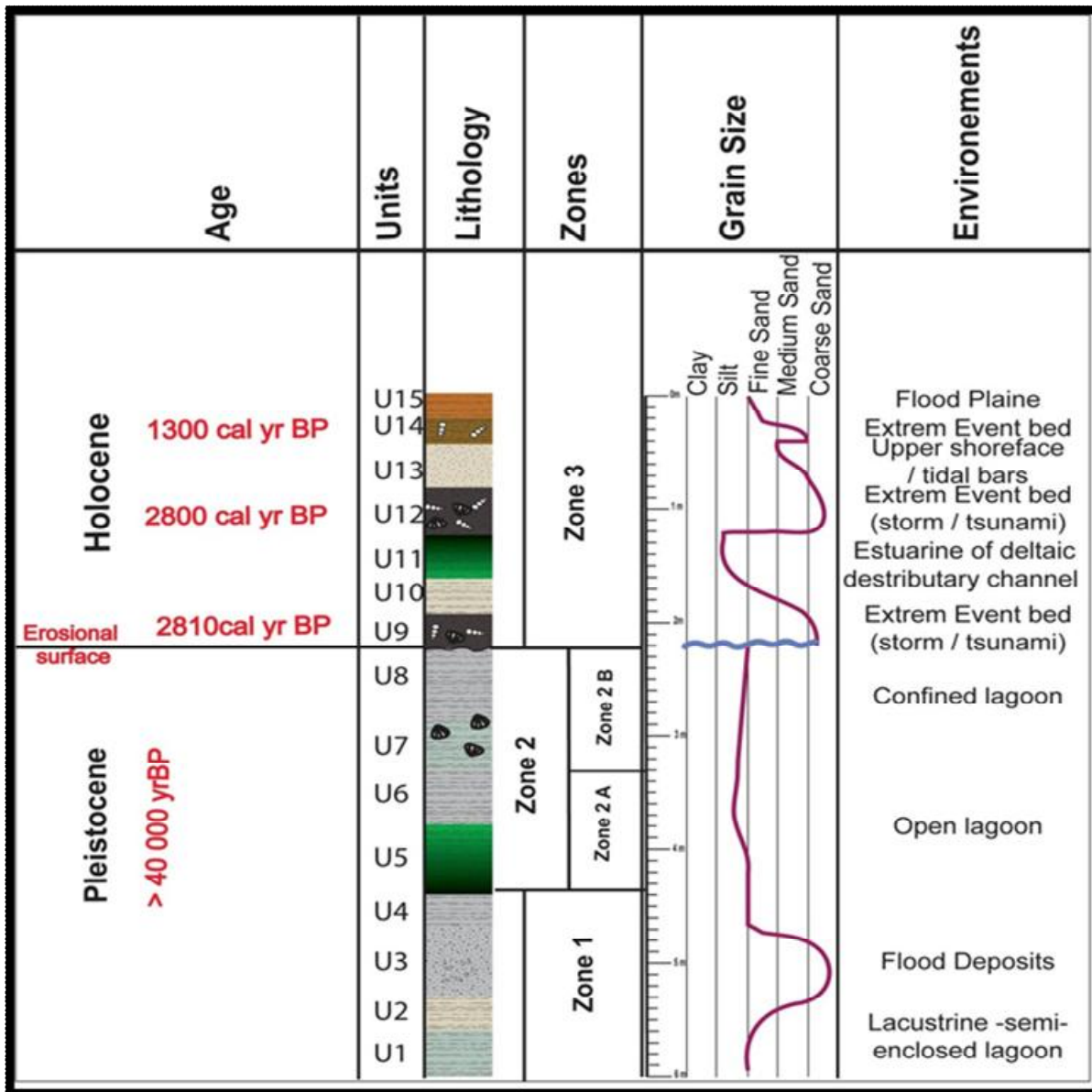


Figure 4.3: Evolution des environnements de dépôt de la carotte AK1

II. Etude de la microfaune des sédiments de la rive gauche de l'oued El Akarit (Carottes AK2 et AK3)

1. Carotte AK2

Les âges de dépôts de la carotte AK2 restent inconnus, puisqu'ils sont fluviatiles et ne renferment pas du matériel suffisant pour les dater.

1.1 Ostracodes

1.1.1 Densité faunique et diversité spécifique

L'allure générale des courbes de variation du nombre d'individus (Fig.4.4) et d'espèces montrent bien que les niveaux 380 à 220 cm sont caractérisés par le maximum de diversité et abondance (les individus peuvent atteindre 700 individus/ 5g de sédiment). En effet, la série peut être subdivisée en trois zones :

- 1) **De 450 à 180 cm (U1-U4) :** la base de cette zone montre que la densité faunique est modérée ne dépassant pas 200 individus/ 5g de sédiments. A partir de l'unité U2, on remarque une augmentation du nombre d'individus d'ostracodes qui peuvent dépasser 650 individus/5g. L'augmentation du nombre d'individus témoigne probablement de l'existence de microfaune remaniée.
- 2) **De 180 cm à 90 cm (U5) :** cette unité se caractérise par une très faible densité.
- 3) **De 90 cm au sommet (U6 et U7) :** le nombre d'espèce augmente de nouveau (5 à 6 espèces) avec une faible abondance (ne dépassant pas 50 individus/5g).

1.1.2 Répartition des associations

L'analyse quantitative et qualitative des espèces d'ostracofaunes (Fig. 4.4) permet de les classer en quatre associations :

- Une association monospécifique saumâtre comprenant le *Cyprideis torosa* ;
- Une association d'eau douce comprenant les genres suivantes : *Candona sp* ; *Limnocythere sp* ; *Cypridopsis sp* ; *Ilyocypris sp*.
- Une association marine côtière comportant : *Hiltermanicythere emaciata* ; *Paracytheredea depressa* ; *Loxoconcha turbida*.
- Une association comprenant les genres allochtone (du Crétacé).

En effet, de la base de la carotte AK2 vers son sommet (Fig. 4.4) on observe :

- 1) **De 450 à 180 cm (U1-U4) :** à la base on note une prédominance des *Cyprideis torosa*. Mais à partir de l'unité U2 une augmentation de la contribution des associations d'eau douce et allochtone est observée au détriment des saumâtres, qui sont toujours dominants, avec un nombre d'individus important 700 individus/5g. (Fig.4.4). Des nombreux galets sont observés dans le sédiment (chapitre 3) puis l'association saumâtre (*Cyprideis torosa*) domine de nouveau (U3 et U4)
- 2) **De 180 à 90 cm (U5) :** cet intervalle est presque azoïque (présence des quelques *Cyprideis torosa*) avec faible densité (Fig.4.4)

- 3) **De 90 cm au sommet (U6 et U7) :** dans cette zone on remarque l'augmentation relative du nombre d'espèce (espèces d'eau douce, saumâtres, côtières) avec un nombre d'individus très faible (2 à 50 individus/5g des sédiments).

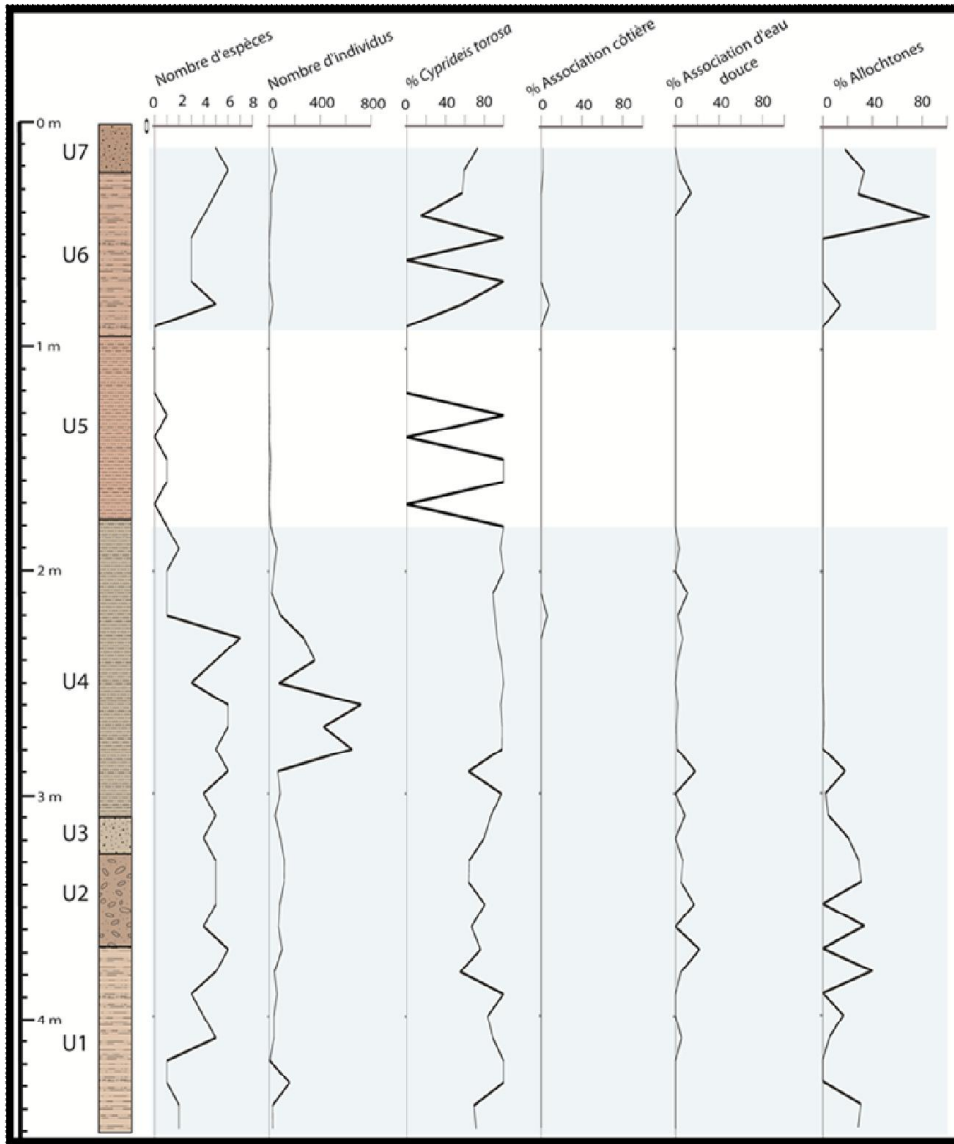


Figure 4.4: évolution de la diversité, la densité et des différentes associations d'ostracodes le long de la carotte AK2

1.2. Foraminifères benthiques

L'analyse quantitative et qualitative des espèces de foraminifères benthiques (Fig. 4.5) permet de les classer en trois associations :

- Une association monospécifique saumâtre comportant les *Ammonia sp.*;
- Une association comportant les genres allochtone (du Crétacé).

- Une association comportant les genres de foraminifères planctoniques.

En se basant sur la répartition de ces associations, la carotte AK2 (fig. 4.5) peut être subdivisée en trois zones :

- 1) **De 450 à 180 cm (U1-U4) :** cet intervalle est caractérisé par la présence des trois associations en même temps.
- 2) **De 180 à 90 cm (U5) :** cette unité se caractérise par l'absence des foraminifères.
- 3) **De 90 au sommet (U6-U7) :** dans cette zone on remarque une raréfaction des foraminifères. La présence de quelques niveaux où on enregistre l'apparition d'espèces allochtones.

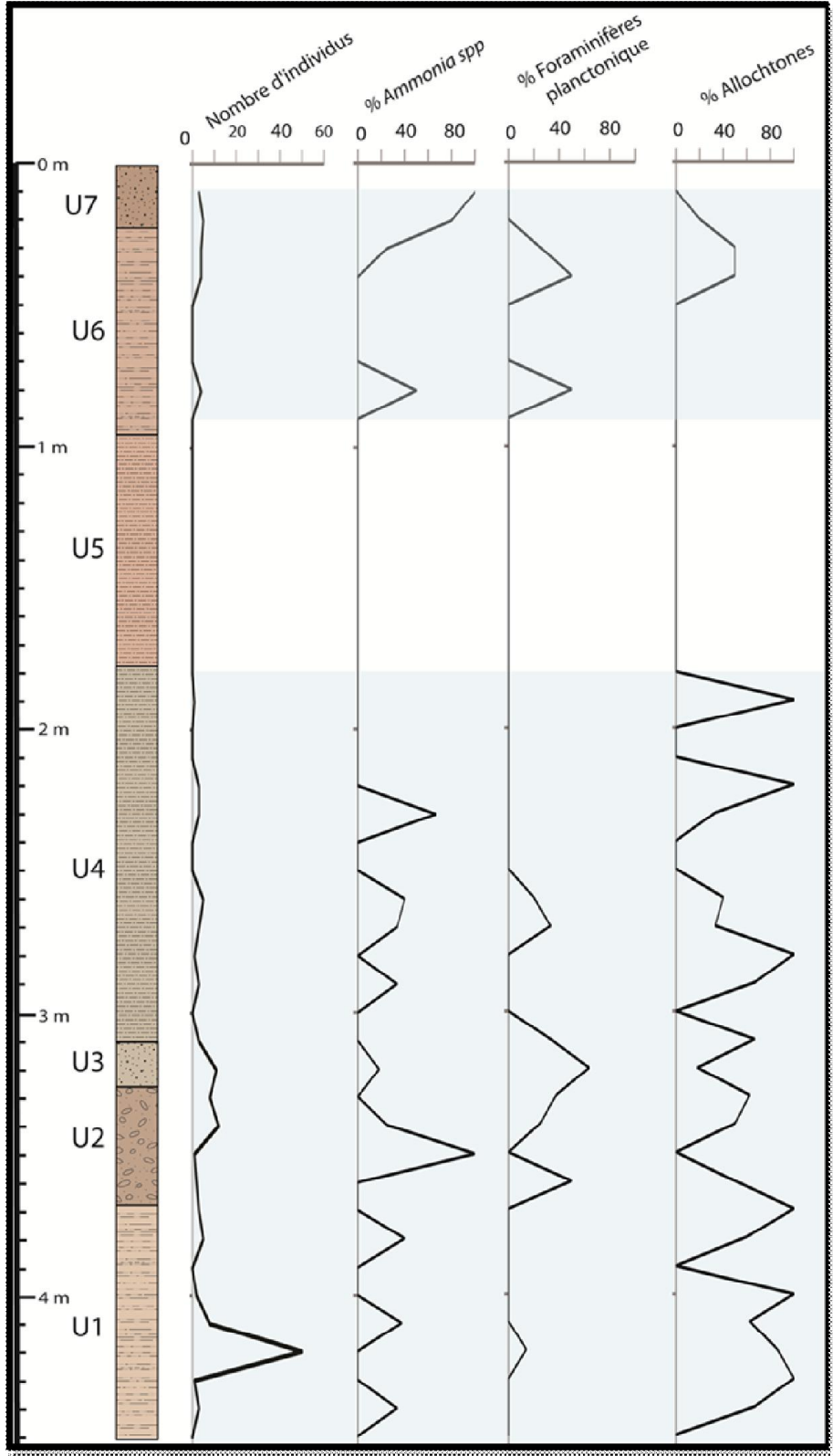


Figure 4.5: évolution des différentes associations de foraminifères le long de la carotte AK2

2. Carotte AK3

Répartition des ostracodes et des foraminifères

L'étude de la microfaune présente dans les sédiments de la carotte AK3 nous a permis de les classer en quatre associations.

- Une association saumâtre formée par *Cyprideis torosa* et *Ammonia sp*;
- Une association marine côtière comportant : *Rosalina sp*, *Eponides*
- Une association comportant les foraminifères planctoniques ;
- Une association groupant les genres allochtone (du Crétacé).

En effet, de la base vers son sommet (Figs. 4.6 et 4.7), la carotte AK3 peut être subdivisé en trois zones distinctes :

1) De 450 à 270 cm (U1-U4) : cette zone est caractérisée par la faible quantité des ostracodes (les *Cyprideis torosa* ne dépassent plus les 10 individus par / 5g de sédiments), des rares *Ammonia sp* par la présence des microfaunes remaniées (Crétacé). Quelques foraminifères planctoniques (*Globigérines bulloides*,.....) sont également observés.

2) De 270 à 100 cm (U5-U8) : dans cette zone on remarque une raréfaction des microfaunes. La présence de quelques *Cyprideis torosa* (pas plus de 10 individus/5g de sédiments) et des *Ammonia tepida* (foraminifères benthiques).

3) De 100 cm au sommet (U9-U11) : on enregistre l'apparition d'espèces allochtones et marine côtière avec une faible densité (ne dépassent pas 20individus/5g de sédiments).

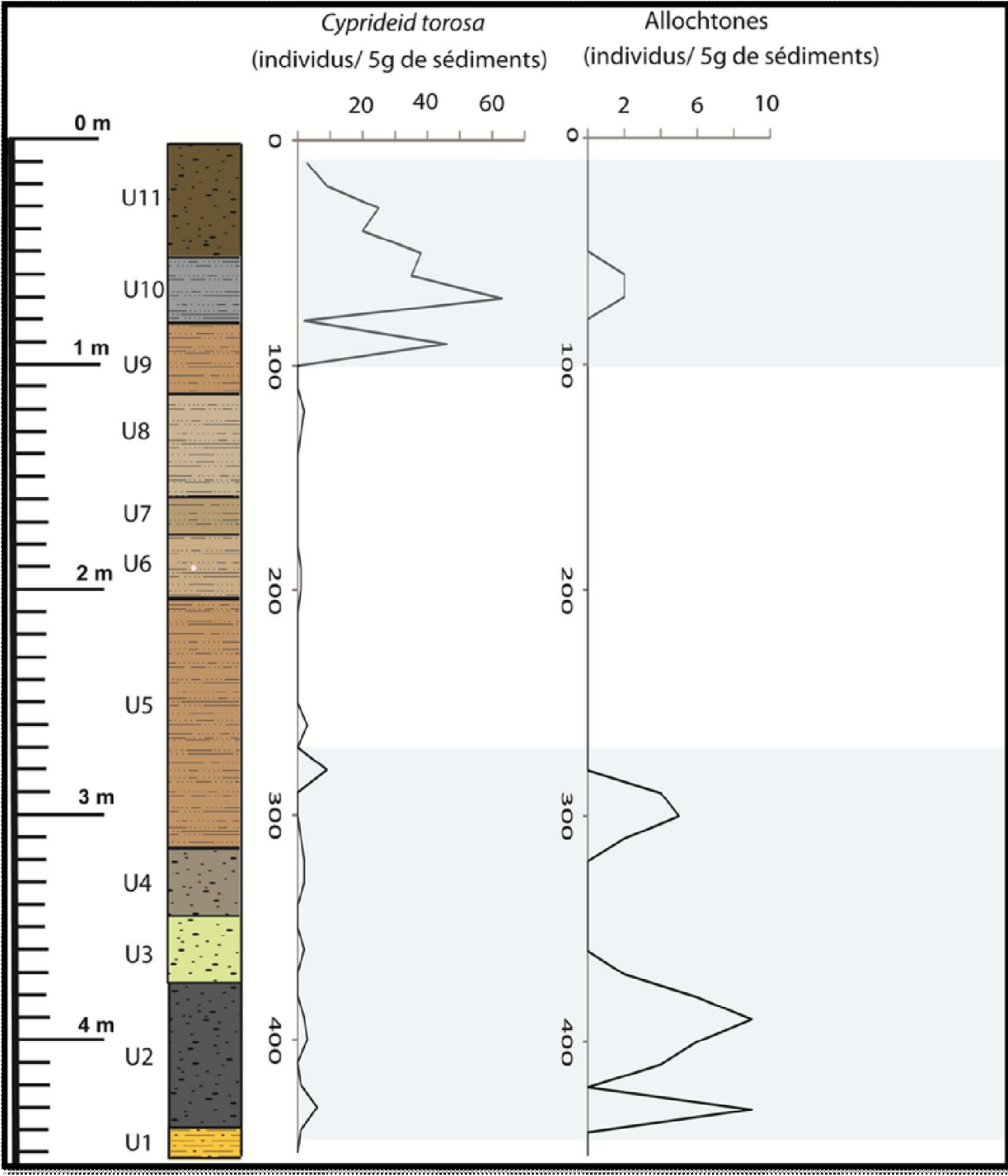


Figure 4.6: évolution des différentes associations d'ostracodes le long de la carotte AK3

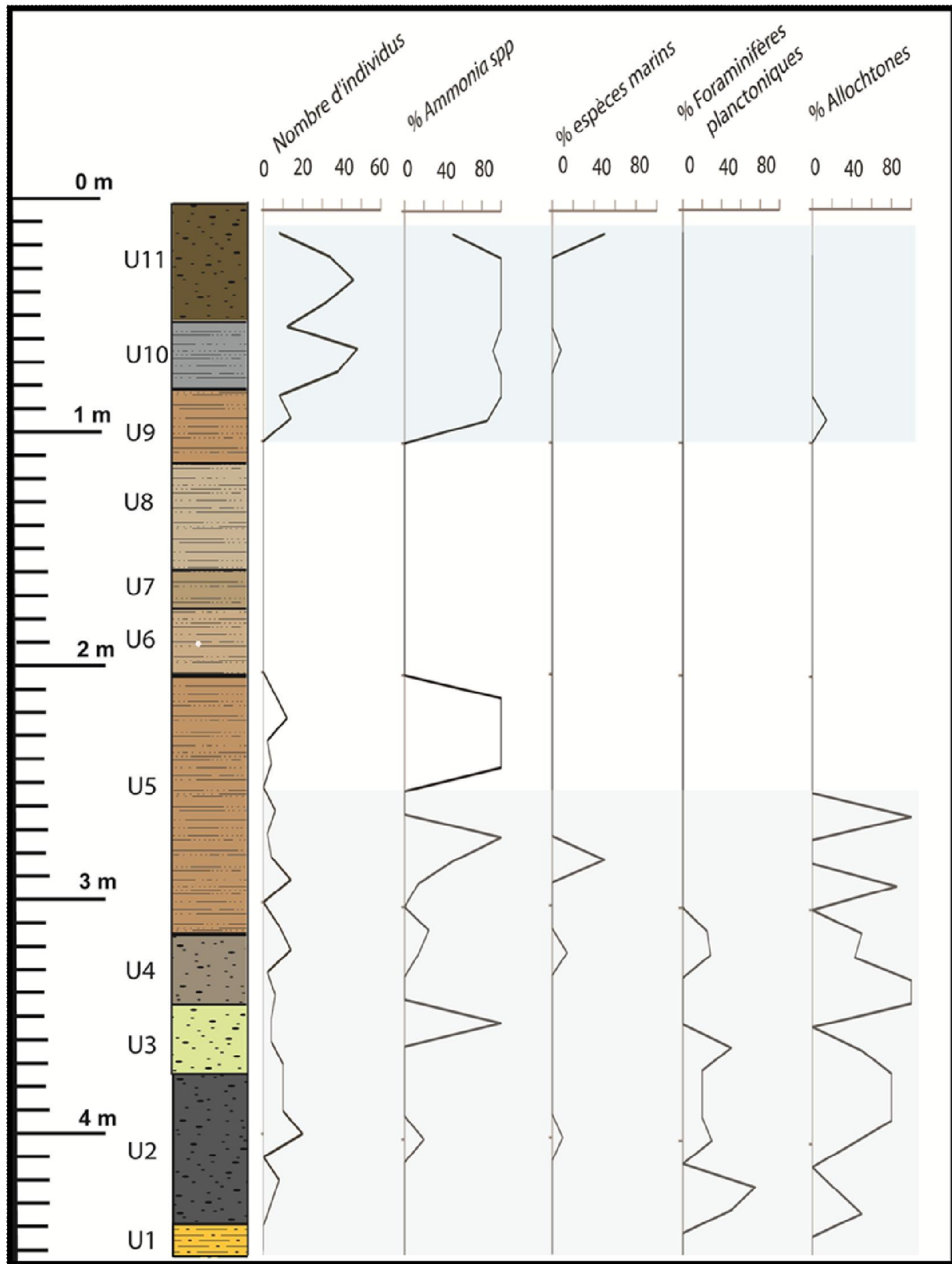


Figure 4.7: évolution des différentes associations de foraminifères le long de la carotte AK3

3 Discussion

Les deux forages AK2 et AK3 montrent des dépôts fluviaux et continentaux à intercalations de dépôts marins attestées par la présence de microfaunes marines quaternaires, de charophytes saumâtres. Ces dépôts sont transportés par de manière générale par suspension uniforme avec une minorité non négligeable transportés par roulement. Ceci indique une forte hydrodynamique liée à des phénomènes exceptionnels importants (crues /tempêtes/tsunamis) permettant le processus de roulements. Vu l'inexistence des ages carbone 14 de ces dépôts on pourra probablement attribuer l'âge holocène inférieur de ces deux forages puisqu'ils appartiennent à la formation Demna (9000-8000 ans B.P) (Fontes,1983 ; Ben Oueddou, 1983).

III- Discussion de l'étude des forages AK1, AK2 et AK3

Dans ce travail, on se propose de reconstituer l'évolution du paléoenvironnement en mer méditerranée sud en particulier, la région El Akarit dans le golfe de Gabès (Sud Est de la Tunisie) basée sur l'étude de trois carottes (Fig.4.8).

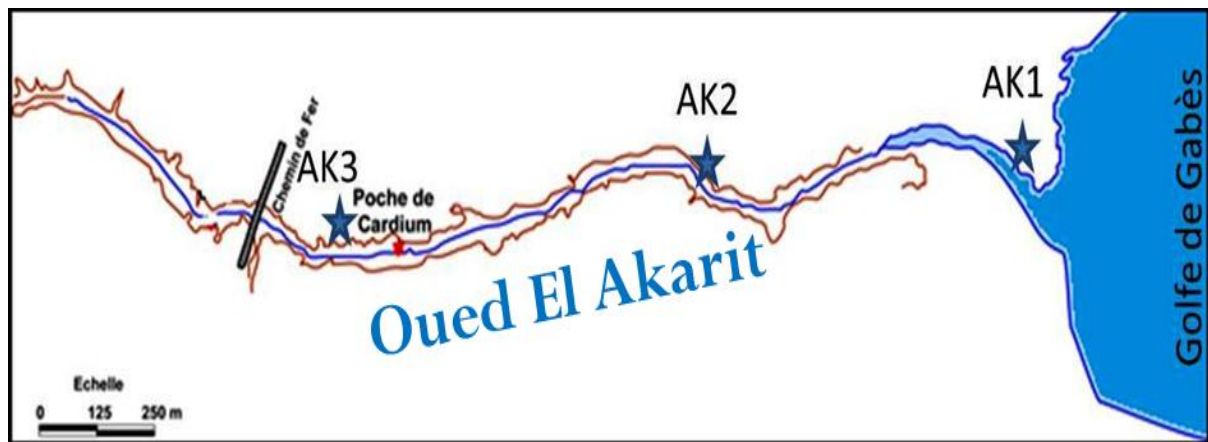


Figure 4.8: Emplacement des carottes

Des analyses sédimentologique, minéralogique (minéraux argileux), chronologique et micropaléontologique (étude des assemblages des ostracodes et des foraminifères benthiques ainsi le calcul des indices biocénotiques) nous ont permis de reconstituer les paléoenvironnements de l'embouchure de l'oued El Akarit et de reconnaître les forçages responsables de leur évolution au cours du temps. En effet deux grandes phases ont été identifiées (Fig.4.9).

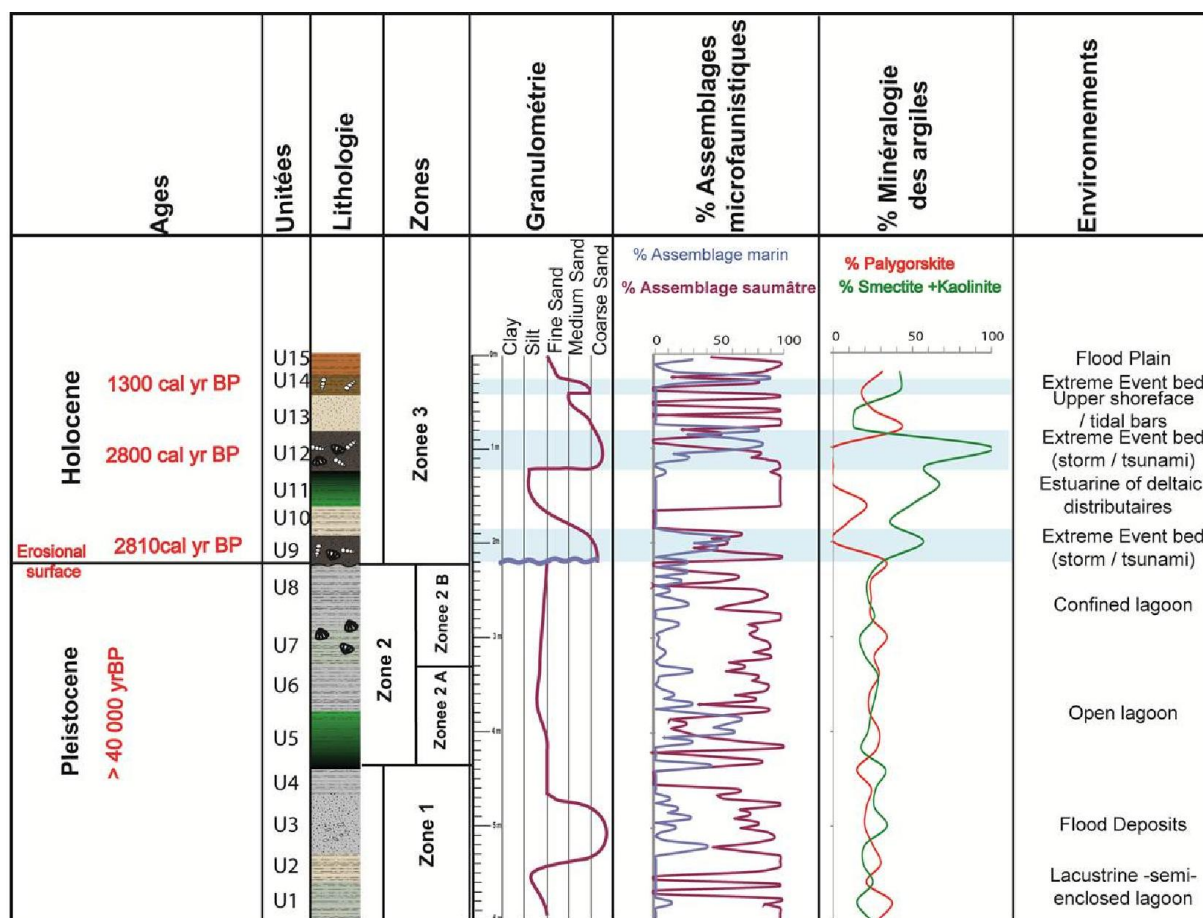


Figure 4.9: Evolution des environnements de dépôts de l'embouchure de l'oued El Akarit à travers l'approche sédimentologique et micropaléontologique

I) La phase Pléistocène :

Les datations réalisées dans les niveaux de la zone 1 et la zone 2 donnent des âges supérieurs à 40000 ans BP (les âges s'échelonnent entre 46000 ans BP et 49000 ans BP). Ces âges situés à la limite de la méthode carbone 14, ne permettent pas d'établir une chronologie absolue certaine. Dans ce cas deux hypothèses peuvent être envisagées :

- (1) Ces dépôts sont plus récents que 40000 ans BP, ceci est dû au vieillissement des dépôts carbonatés par le carbone dissous de la nappe profonde. En effet, [Fontugne et Hatté \(2007\)](#) ont montré que la datation de coquilles vivantes de la région El Akarit (au niveau des sources) donne des âges compris entre 10 et 15 Ka BP, Cela est dû à l'alimentation de l'oued par des eaux anciennes de la nappe du Continental Intercalaire.
- (2) Ces dépôts sont plus anciens que 40000 ans BP. En effet, [Fonte et al, \(1983\)](#) ont daté les matériaux carbonatés prélevés d'une coupeaffleurance dans la même région (oued

El Akarit) par Th/U donnent des âges appartenant à la période du dernier interglaciaire (110000-130000 ans BP), ces âges sont en plein accord avec nos résultats.

La carotte AK1 (de la base vers 220cm) illustre :

- Des dépôts marins riches en ostracodes et en foraminifères marins correspondant à la transgression marine (MIS5e).
- Des épisodes détritiques témoignés par la rareté des faunes, la présence des ostracodes remaniés du crétacé et des galets (Chap.3). De plus, au cours du dernier interglaciaire plusieurs auteurs mentionnent des périodes humides dans le sud tunisien (Fonte et al, 1983 ; Zouari, 1988)

La zone1 suggère d'un milieu lacustre continental : sédiments lacustre riche en *Cyprideis torosa* et en charophytes (U1 et U2). L'unité U3 correspond à des sables à graviers et galets riche en illite et en kaolinite qui sont hérités du bassin versant de l'oued El Akarit signant une période humide. Zouari (1988) affirme l'existence des épisodes climatiques humides pendant le dernier interglaciaire dans le sud tunisien. Avec la zone 2, le milieu lacustre évolue vers un milieu laguno-marin à influence océanique où se développent des ostracodes et des foraminifères marins voire pélagiques. Cette incursion marine pourrait être interprétée comme une conséquence de la montée marine pendant la période Pléistocène (MIS5e) où le niveau de la mer était plus élevé que le niveau marin actuel. Par la suite vers le sommet de la zone 2 (zone 2B), le milieu évoluera progressivement vers la fermeture et l'émersion. En effet, la microfaune marine (ostracodes et foraminifères benthiques) diminue et elle est remplacée par la microfaune saumâtre. Ceci peut être lié à l'isolement de la lagune de l'environnement marin, éventuellement par la formation d'un cordon littoral lors de l'épisode régressif du niveau de la mer. La morphologie du littoral sud tunisien est caractérisée par le développement des cordons littoraux pendant le pléistocène supérieur (Gzam, 2013).

II) Les sédiments holocènes sont déposés en discordance sur les dépôts pléistocènes. En effet, on remarque l'absence des dépôts holocènes inférieurs et moyens (11.000 à 3.000 ans BP) dans l'embouchure de l'oued El Akarit pendant l'émersion de la zone côtière.

III) La phase Holocène (derniers 3000 ans BP) : correspond à la succession de trois épisodes courts (environ 2810 ans BP, 2800 ans BP et 1300 ans BP). Les unités de base de ces épisodes (U9, U12 et la base de U15) correspondent à des sables moyens à grossiers mal classés tri modales, sont caractérisées par la prolifération des mollusques lagunaires et marins, la dominance des microfossiles marins côtiers (ostracodes et foraminifères benthiques), la présence des charbons de bois, des débris des végétaux, des coquilles brisées et d'une faune

remaniée. Ces épisodes sont soupçonnés d'être liés à des événements extrêmes. Les tempêtes violentes auraient pu être à l'origine de la présence des sables grossiers, probablement accompagnées par des inondations fluviales, générés après de fortes pluies typiques du climat méditerranéen sec.

Au cours de l'holocène supérieur (les derniers 3000 ans B.P), plusieurs auteurs ont montré la présence des dépôts marins au niveau des zones côtières, toutefois le niveau marin relatif pendant cette période est relativement stable. En effet, plusieurs causes ont été proposées pour expliquer leurs existences. En effet, [Regnauld et al, 1996](#) (côte atlantique) parlent des événements extrêmes tels que les tempêtes marines et les crues, [Gargouri et al, 2011 et Zaibi et al, 2011](#), (dans le Golfe de Gabès, Sebkhia Dreiaa) ont montré une transgression marine relative au cours de cette période, [Jedoui et al, 1998](#) ont expliqué la présence des dépôts marins dans le littoral de Djerba par le phénomène de l'hydro-isostasie.

Les données disponibles à travers l'étude sédimentologique, minéralogique et micropaléontologique de la carotte de l'embouchure de l'oued El Akarit mettent en évidence l'existence des événements extrêmes (tempêtes/crues) qui sont probablement responsables à la présence de la microfaune côtière en association avec les assemblages saumâtres. Une corrélation précise avec les données archéologiques serait nécessaire à l'avenir pour établir en détail le degré de l'impact anthropique dans la fragilisation de la zone littorale de la Tunisie.

Les deux autres carottes (AK2 et AK3) montrent des dépôts fluviaux et continentaux à intercalations des dépôts marins et des niveaux à galets enregistrant des événements extrêmes.

La carotte AK2, montre de la base U1 à U4 (zone1), des dépôts fluviaux confirmés par des teneurs élevés en éléments détritiques, par la présence de microfaunes remaniées du crétacé, des charophytes et des galets volumineux. Cette zone pourrait témoigner à la présence d'une phase humide (crue).

L'unité U5 (zone2), est azoïque et caractérisée par l'abondance du gypse ceci plaide en faveur d'un milieu à tendance évaporitique.

A partir de l'unité U6 vers le sommet (zone3) on note la présence de la microfaune benthiques côtières et des foraminifères planctoniques. Il est logique de s'interroger sur la présence de cette faune marine dans les dépôts continentaux ? Ces dernières pourraient être amenées par une forte tempête dans la lagune installée lors de la transgression marine pendant 120000 ans B.P ou 185000 ans B.P qu'on a vécu dans la carotte AK1.

La carotte AK3, très proche de la poche à *Cardium*, elle montre aussi des dépôts continentaux. Généralement cette carotte se caractérise par la rareté de la microfaune. Cependant, dans les niveaux basales (U2-la base d'U5) comportent des assemblages très variés allant de la microfaune saumâtre (*Cyprideis torosa* et *Ammonia sp*) dominant aux espèces planctoniques, allochtone (Crétacé) et côtière à côté des bioclastes. Ces associations micro faunistiques de biotopes différentes se trouvent à une altitude de 5m. Vue l'inexistence des datations radiométriques de ces dépôts, on pourra évoquer que les foraminifères marines côtières benthiques et planctoniques dans les dépôts de la carotte AK3 pourraient être amenée par des tempêtes violentes ou d'un tsunami pendant laquelle les sédiments de fonds auraient été transportés et redéposés ailleurs loin de leurs sources d'origine.

Chapitre 5 : Etude de la poche à *Cardium*



Chapitre 5 : Etude de la poche à *Cardium*

1. Problème d'accumulation des *Cardium* de l'oued Akarit

Sur la rive nord de l'oued El Akarit, une importante bioaccumulation des valves appartenant au genre *Cardium* a été trouvée à 2 Km environ à l'ouest de la côte d'aujourd'hui. Les *Cardium* sont présents sur les deux rives de l'oued et à environ 10m au-dessus du niveau marin actuel (Figs.5.1 et 5.2). Plusieurs datations radiométriques ont été effectuées sur ces *Cardium* par des auteurs différents (Page, 1972, Zaouali, 1976 ; Fontes et al, 1983). Elles ont donné des âges compris entre 8400 et 8200 ans B.P.

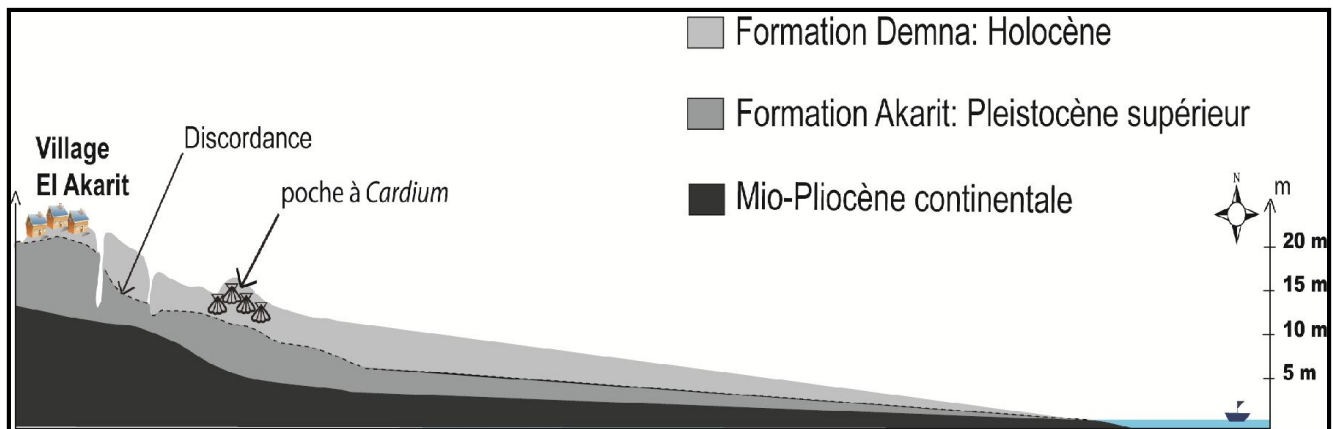


Figure 5.1: Coupe géologique longitudinale, rive nord, de l'oued El Akarit montrant la position de la poche à *Cardium* (Rognon et al., 1983. modifié)

Zaouali (1976) qui a entrepris l'étude de ces *Cardium* pense que cette faune a vécu dans une lagune en communication avec la mer. La parfaite conservation de ces *Cardium* avec leurs valves en connexion exclut la possibilité de tout transport ou de remaniement. Il s'agit ici sans aucun doute d'un dépôt in situ. Cependant l'attribution d'une origine laguno-marine à cette faune se heurte à des différentes courbes des variations du niveau de la mer qui montrent que le niveau marin était situé vers -10m à 8000 ans BP. Donc Zaouali a évoqué la possibilité de soulèvement tectonique de l'unité sédimentaire contenant les *Cardium* pour expliquer le fait de les retrouver en position de vie, à une altitude presque de 10m.

Burrollet (1978) soutient aussi l'idée de soulèvement puisqu'il considère que la partie méridionale du Golfe de Gabès est en train de se soulever, tandis que sa partie septentrionale est en voie d'affaissement.

Fonte et al., (1983) ont signalé l'existence d'accumulation massive de *Cardium* fossiles dans les chotts Fedjej et Jerid, au niveau de la rive de l'oued Chatti (Lybie), au Sahara algérienne datant de 8200 ans BP et Coque (1962) a démontré que ces dépressions n'ont pas été en relation avec la mer au cours du Quaternaire. Peut-être la lagune à *Cardium* de l'oued Akarit a-t-elle été aussi isolée comme l'avaient été les Chotts ?

2. Observations de terrain

Lors de diverse missions de terrains effectués dans l'oued El Akarit, une coupe de l'affleurement de la Poche à *Cardium* a été réalisée (34°06'32.8" N et 009°59'23.0"E). Situé à environ 800m à l'Est de la route principale Sfax-Gabés sur la rive gauche de cet oued, la Poche à *Cardium* paraît être emboîtée dans des niveaux silteux (Fig. 5.2).



Figure 5.2: Photo de terrain de la position de la Poche à *Cardium*

3. Coupe lithostratigraphique

La coupe visible de la poche à *Cardium* au niveau de la rive gauche de l'oued El Akarit comporte de la base au sommet la succession suivante (Fig.5.3):

- 1) Sables et limons gypseux rougeâtres
- 2) Argiles verdâtres
- 3) Silts grisâtres contenant 10à15% de coquilles
- 4) couche à *Cardium* emboîtée dans des limons grisâtres riche en débris de végétaux
- 5) Silts argileux grisâtres renfermant 10à 15% de coquilles
- 6) Sables et limons rougeâtres (voile éolienne)

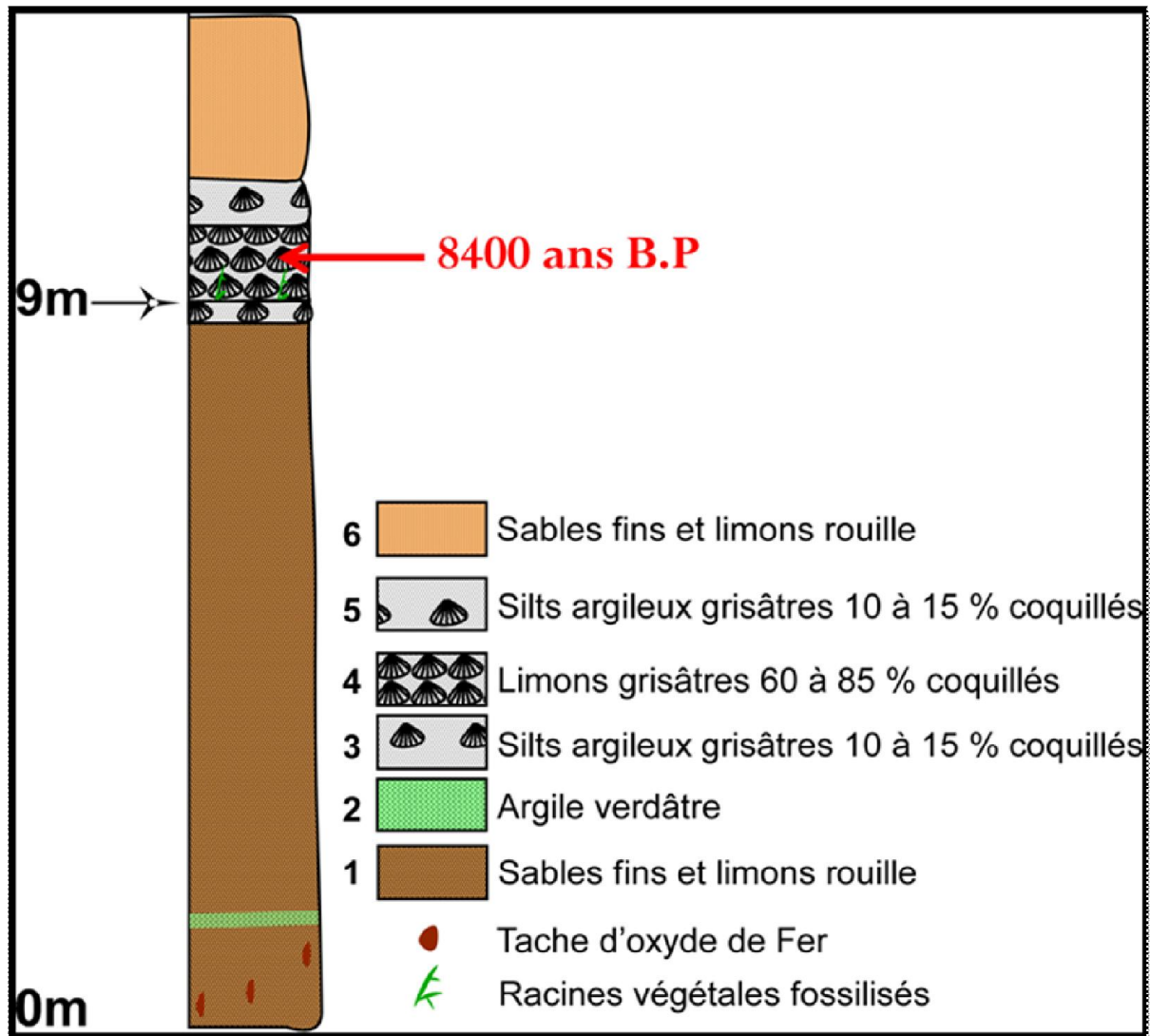


Figure 5.3: coupe lithologique de la Poche à *Cardium*

4. Datation carbone 14 :

Deux datations ^{14}C , l'une sur les valves de *Cerastoderma glaucum* et l'autre sur les ostracodes de type *Cyprideis torosa*, ont été effectuées grâce à la méthode A.M.S (Accelerator Mass Spectrometer) au Laboratoire de Datation par le Radiocarbone de Poznań (Pologne), donnent des âges respectivement de 8800 ans BP et 8400 ans B.P.

5. Répartition de la microflore

Les charophytes sont des algues dont les parois cellulaires sont incrustées de calcaire, ce qui les rend aptes à la fossilisation. La majorité des espèces vivent dans les eaux douces. Néanmoins, on connaît quelques espèces d'eau saumâtre ou salée comme *Chara baltica*. Elles sont présentes dans les eaux calmes avec un fond meuble où leurs rhizoïdes s'ancrent facilement.

L'analyse de la microflore contenue dans les dépôts de la Poche à *Cardium* montre leur présence en quantité assez importante dépassant les 500 individus par 5g de sédiment sec. De point de vue qualitative, on note la présence d'une diversité de charophytes de genre *Chara* (*C. hispida*, *C. vulgaris*, *C. globularis*, *C. aspera*, *C. canescens*) à côté des *Lamprothamnium papulosum* et une minorité de *Nitella cf flexilis*. En effet, l'écologie des divers espèces est représenté comme ci-dessous :

C. aspera : caractéristique des eaux douces (surtout calcaires) et saumâtres, principalement dans les viviers peu profonds, les canaux de drainage, les lacs et les tourbières (Caisová et Gąbka 2009) ;

C. canescens : présente uniquement dans les eaux saumâtres peu profondes. (Caisová et Gąbka 2009) ;

C. globularis : commune dans les eaux peu profondes stagnantes formant des croissances monospécifiques épaisses. Il a également été enregistré dans les biotopes arctiques et alpins froides. (Caisová et Gąbka 2009) ;

C. vulgaris : commune dans tous les types de l'eau douce, en particulier dans les réservoirs anthropiques, de temps en temps dans les eaux saumâtres. (Caisová et Gąbka 2009) ;

Lamprothamnium papulosum : C'est le seul genre de Characées dont toutes les formes, peuplant les eaux saumâtres et salées, peuvent supporter de larges et soudaines fluctuations du taux de salinité (eau hypersaline à eau douce et vice versa). (M. Guerlesquin 1992) ;

Nitella cf flexilis : commune dans les eaux douces et occasionnellement dans les eaux saumâtres. (Caisová et Gąbka 2009).

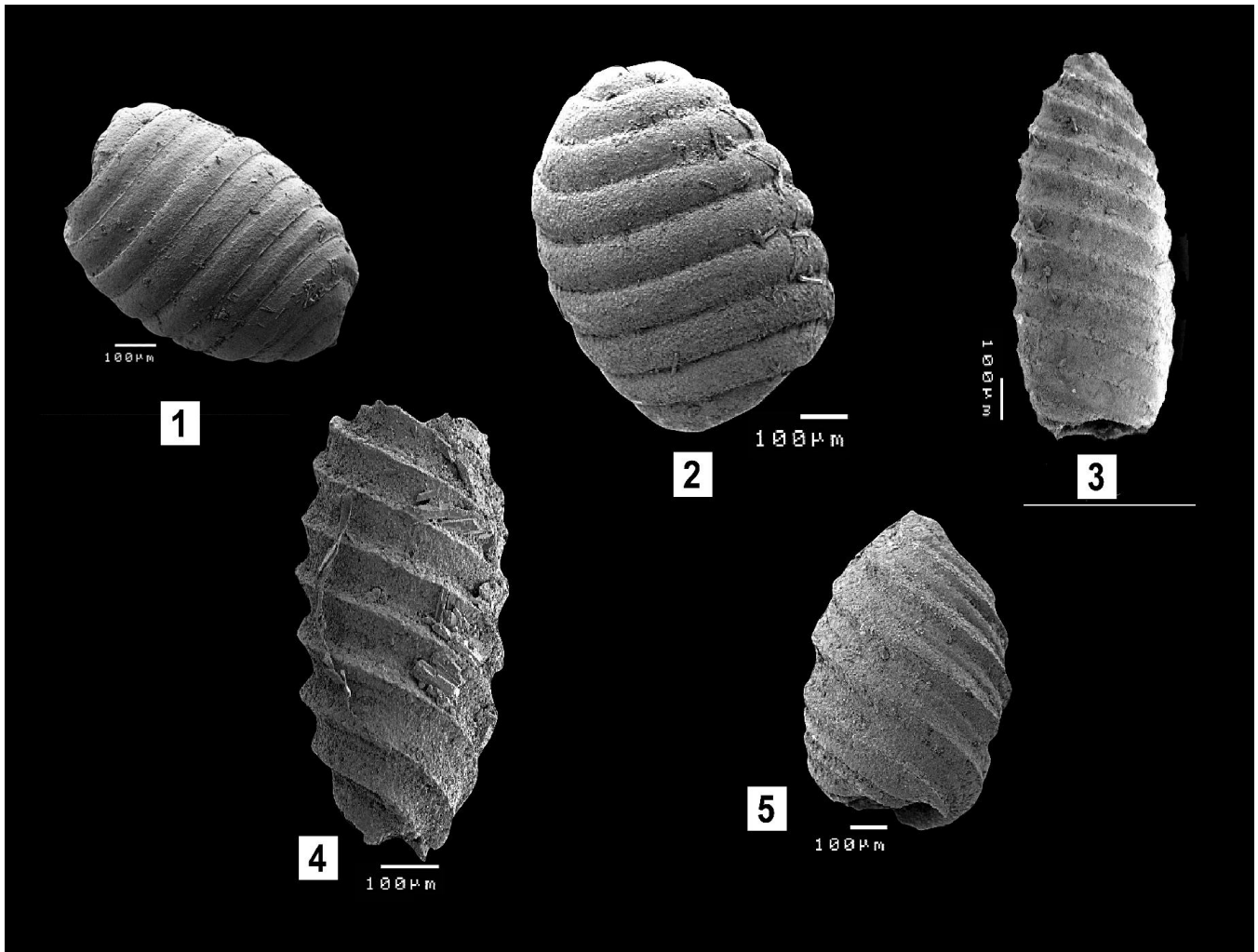


Figure 5.4 : planche de quelque genre de charophytes :

(1): *Chara hispida* ; (2) : *Chara* SP ; (3): *Lamprothamnium papulosum* ; (4): *Nitella flexilis* ; (5): *Nitella* SP

6. Répartition de la microfaune

6.1. Les ostracodes

L'ostracofaune enregistré dans les dépôts de la Poche à *Cardium* présente une association monospécifique de *Cyprideis torosa*. En effet, ces derniers sont présent en quantité très importante dépassent les 700 individus par 5g de sédiment sec. Les *Cyprideis torosa* sont représentés à la fois par des valves juvéniles et des valves adultes. Ces derniers présentent une diversité de texture. On trouve les formes lisses, tuberculé, grenue, avec une bosse et creux.



Figure 5.5: *Cerastoderma glaucum*

6.2. Les foraminifères

L'analyse des foraminifères benthiques et planctoniques enregistrés dans les dépôts de la Poche à *Cardium* montre la présence de trois groupes :

- Des formes saumâtres : formé uniquement par les *Ammonia tepida*;
- Des formes marines : formé uniquement par les *Uvigerina*, *Rosalina*, *Elphidium* et *Ammonia sp.*
- Des foraminifères planctoniques de divers genres (*G. bulloides*, *G. ruber*, *N pachyderma*)

7. Répartition de la macrofaune

La malacofaune observée dans les dépôts de la Poche à *Cardium* est caractérisé par la présence de :

- Bivalves de type *Cerastoderma glaucum* (la plupart de ces *Cardium* ont des valves en connexion) (Figs.5.4 et 5.4)
- Gastéropodes de type *Ecrobia ventrosa* (Montagu, 1803) (espèce d'eau saumâtres), *Hydrobia acuta* (Drapanaud, 1805) (espèce d'eau saumâtres eu profond à côtière salée), *Hydrobia glyca* (Servain, 1880) (espèce d'eau saumâtres).



Figure 5.6: Répartition des Cardium dans la poche à Cardium au niveau de la rive gauche de l'oued El Akarit

8. Discussion

Les assemblages faunistiques de dépôts de la Poche à *Cardium*, daté de 8420 ans BP, montre clairement qu'il s'agit des sédiments marins. En effet, ce dépôt contient une faune d'origine marine composée de : *Globigerina bulloides*, *G. ruber*, *Neogloboquadrina pachyderma* (foraminifères planctoniques) ; *Uvigerina*, *Rosalina*, *Elphidium* (foraminifères benthiques) et *Cyprideis torosa* (ostracodes vivant en milieu saumâtre). Ceci conduit à se poser la question suivante :

A 8400 ans B.P, le niveau marin était au-dessous du niveau marin actuel (Fig.5.5). comment expliquer la présence des foraminifères planctoniques et benthiques en association avec des faunes d'ostracodes, de foraminifères benthiques et de malacofaune d'eau saumâtres (*Cardium*) à 9m d'altitude à cette époque ?

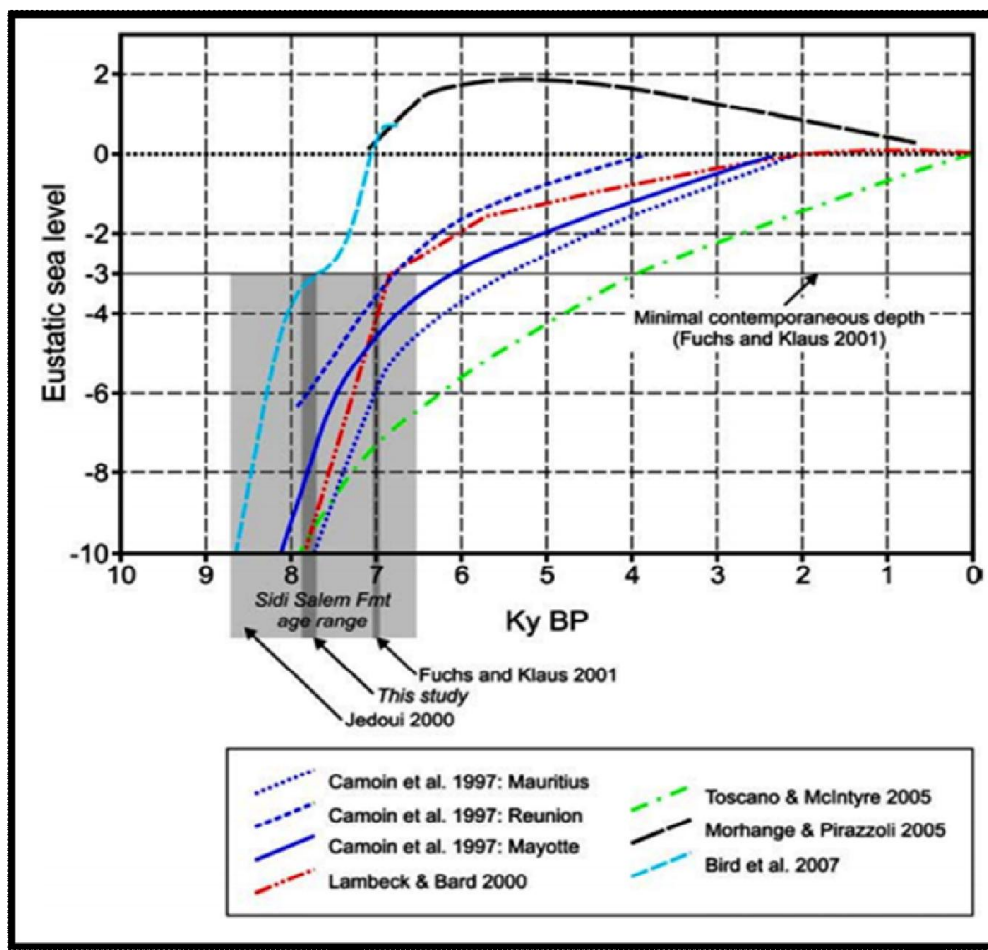


Figure 5.7: Synthèse des différentes courbes eustatiques au cours des derniers 10000 ans B.P dans le sud tunisien (Formation de Sidi Salem) (Frébourg et al., 2010)

D'une manière générale, les analyses néotectoniques durant le pléistocène supérieur (130000 ans B.P) sur la frange littorale du Sud Est Tunisien montrent que ce dernier est relativement stable (Paskoff et Sanlaville, 1983 ; Bouaziz et al., 2003). En revanche, l'existence de la falaise et l'ampleur de l'incision par le fait de la construction détritique édifiée dans le secteur de l'oued El Akarit au cours du Pléistocène supérieur est plus importante que celles des autres oueds tel que l'oued Melah qui ne montre ni falaise à leur embouchure, ni incision importante dans son cours moyen. Ce qui pourrait laisser penser qu'il y aurait un soulèvement dû probablement à un accident tectonique local. Aussi un nivellement précis réalisé au niveau de la poche à *Cardium* montre un décalage d'environ 2,5m entre les horizons de même âges sur les deux rives de l'oued El Akarit (Fontes et al., 1983). Ce

décalage pourrait être dû à un accident vertical qui aurait provoqué un soulèvement de cette poche à *Cardium* pendant 8000 ans B.P.

De manière générale, l'assemblage micro- et macrofaunistique observé dans la poche à *Cardium* est compatible avec l'existence d'une lagune qui serait en connexion avec la mer (milieu à salinité variable). Cependant, la présence de foraminifères planctoniques est difficile à expliquer, car les genres observés appartiennent à un milieu marin ouvert. L'état de conservation des tests de foraminifères est globalement bon, peu de tests apparaissent fragmentés, l'hypothèse d'un long transport est à exclure. L'hypothèse avancée ici afin d'expliquer l'abondance de ces foraminifères serait plutôt en relation à un événement extrême exceptionnel qui provoquerait le transport des foraminifères planctoniques à l'intérieur de la lagune.

Il pourrait s'agir d'une tempête d'intensité exceptionnelle ou d'un tsunami. Plusieurs exemples dans le monde de dépôts des tsunamis retrouvés à l'intérieur des terres sont connus, surtout dans les régions à haute potentiel sismique.

Dans les cas des côtes tunisiennes, un événement catastrophique exceptionnel a été décrit par [Frébourg et al. \(2010\)](#) dans la péninsule de Jorf, dans le sud du golfe de Gabés : un niveau de dépôts grossiers est observé dans les dépôts éoliens de la Formation Sidi-Salem, contenant des débris d'origine marine et datant d'environ 7600-8000 ans cal BP. Une tempête majeure pourrait être à l'origine de ces dépôts, mais l'hypothèse du tsunami n'est pas exclue surtout à cause des évidences de courants bi-directionaux, fréquents dans les dépôts des tsunamis. En effet, [Pareschi et al. \(2006\)](#) documente un événement de tsunami très important qui aurait affecté les côtes du sud de la Méditerranée autour de 8000±400 ans cal BP et lié à l'effondrement du flanc oriental du volcan Etna, en Sicile qui a généré une onde de tsunami géante.

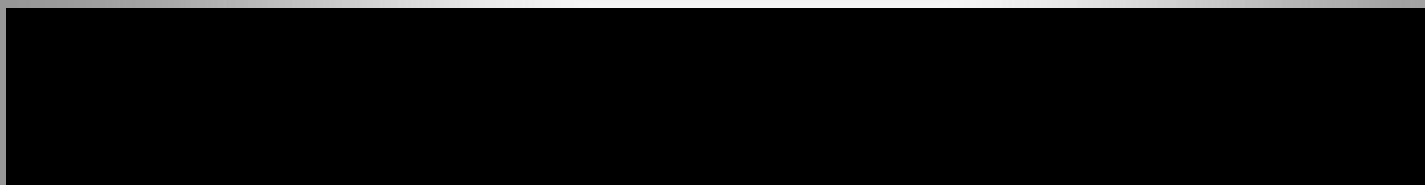
En se basant sur les observations de terrain réalisées dans la Poche à *Cardium* et sur les datations ^{14}C , il est fort probable que ce niveau corresponde à celui qui [Frébourg et al. \(2010\)](#) a décrit dans la péninsule de Jorf.

Cependant, pour confirmer l'origine de ce mystérieux dépôt, des études plus approfondis sont nécessaires, en particulier :

- Réaliser plus de datations ^{14}C afin de déterminer l'âge le plus possible exacte du dépôt ;
- Effectuer des analyse pétrographiques détaillées pour déterminer la provenance du sédiment ;

- Analyser les microstructures de grains de quartz (analyse au MEB) afin de déterminer l'origine marine ou continentale (éolienne) de ces grains ;
- Réaliser des observations de terrain élargies à toute la région du golfe de Gabès, afin de vérifier si d'autres affleurements pourraient correspondre au même épisode.

Chapitre 1 Conclusion générale et perspectives



Conclusion générale et perspectives

Rappel des objectifs de la thèse

L'objectif principal de cette thèse était de reconstruire l'histoire quaternaire du Golfe du Gabès (oued El Akarit) à travers l'étude à haute résolution des changements paléoenvironnementales enregistrés dans les sédiments de l'embouchure et des rives de l'oued El Akarit

Cette étude vise également les objectifs suivants :

- (I) caractériser les modifications environnementales par une approche sédimentologique (granulométrie, minéraux argileux), micropaléontologique (assemblages des ostracodes et des foraminifères).
- (II) d'établir un cadre chronologique (datation ^{14}C) des événements des dépôts quaternaires.
- (III) de comprendre l'évolution paléo-environnementale et les événements extrêmes de la zone étudiée.

Principaux résultats et interprétations

L'approche Sédimentologique (granulométrie et minéraux argileux), la datation carbone14 ainsi que les assemblages fossiles des ostracodes et foraminifères benthiques (marqueurs paléoenvironnementales et paléoclimatiques) ont permis de comprendre l'évolution de l'embouchure et des rives de l'oued El Akarit au Quaternaire supérieur.

L'interprétation des résultats obtenus au niveau de l'embouchure de l'oued El Akarit (carotte Ak1) a permis de subdiviser la série d'évolution quaternaire étudiée en trois zones (1, 2 et 3). En effet, les dépôts d'âge holocène supérieur ont été déposés en ravinement sur les dépôts d'âge pléistocène (Fig.6)

❖ La phase Pléistocène (correspond aux zones 1 et 2)

Cette phase est enregistrée par des dépôts carbonatés lacustres, riche en ostracodes saumâtres de type *Cyprideis torosa* et en charophytes (U1 et U2 de la zone1). L'unité U3 témoigne une énergie hydrodynamique importante illustrée par la présence des galets, des graviers et des minéraux argileux remaniés du bassin versant de la région El Akarit. Cette partie basale de la série étudiée livre des âges supérieurs à la limite des possibilités de la méthode ^{14}C ($\sim 49000 \pm 300$ ans B.P). Il est donc difficile de dire précisément à quel période appartiennent ces

dépôts ? Néanmoins, d'après les travaux de Fontes (1983) et Zouari (1988) qui ont réalisées des datations Th/U sur des coquilles de l'oued donnent des âges proches du dernier interglaciaire Ceci semble logique avec les résultats trouvés au cours de cette étude.

Le milieu lacustre (zone1) a évolué par la suite vers une lagune à influence océanique (zone 2A) témoigné par la présence d'une fraction fine (silts argileux) riche en matière organique caractéristique d'une sédimentation lagunaire. Ces dépôts renferment des ostracodes et foraminifères laguno-marins qui sont associés à des espèces pélagiques. Ces données plaident en faveur de supposer que cette zone correspond aux dépôts transgressifs de haut niveau marin qui a inondé la plaine alluviale de l'oued El Akarit pendant le stade pléistocène (MIS 5 e). Au cours du temps, ce milieu lagunaire a évolué progressivement vers la fermeture et l'émersion qui est, probablement, lié à la formation d'un cordon littoral. Ceci est témoigné par la présence d'un assemblage faunistique typiquement lagunaire (mollusques (*Abra*, *Cerasoderma*), ostracodes (*Xestoleberis aurantia* et *Cyprideis torosa*) et foraminifères benthiques (*Ammonia tepida*, *Ammonia parkinsoniana* et *Bolivina dilatata*). Vers le sommet de la zone 2B (U8) la contribution de la faune lagunaire diminue et le milieu devient azoïque.

Ainsi, la phase Pléistocène à l'embouchure de l'oued El Akarit, témoigne de la présence d'un d'un climat humide (zone1) et un haut niveau marin (zone2). Cette période transgressive est probablement suivie d'une régression marquée par une sédimentation fine azoïque.

❖ La phase Holocène (correspond à la zone 3)

L'embouchure de l'oued El Akarit, enregistre seulement les dépôts de l'holocène supérieur (derniers 3000 ans B.P) alors que les dépôts de l'holocène inférieur et moyen sont absents. Ceci est probablement lié à une érosion ou à la migration latérale de l'embouchure de l'oued El Akarit.

Les sédiments de l'holocène supérieur de la carotte AK1 montre une alternance des dépôts grossiers (U9, U12 et U15) et des dépôts fins (U10, U11, U14) qui détermine des séquences granodécroissantes.

Ces séquences granodécroissantes (environ 2810 ans BP, 2800 ans BP et 1300 ans BP), révèlent des dépôts à forte action hydrodynamique argumenté par la présence (1) d'une fraction sableuse moyenne à grossière mal classée et polymodal. Le mode de transport de ces dépôts est essentiellement en suspension gradé et par roulement. (2) de minéraux argileux hérités du bassin versant de l'oued El Akarit. (3) de faunes remaniés du crétacé. (4) de

charbons du bois et des débris des végétaux. (5) d'un amas de fragments de coquilles (6) d'une microfaune typiquement marin côtier.

Ces évènements à haute énergie pourraient être liés à des tempêtes marines et des épisodes des crues violentes. Un changement climatique abrupt est détecté en Europe ainsi que sur d'autres continents dans la période 2000-3000 ans BP : En Europe [Van Geel et al, \(1996 ; 1999 ; 2000\)](#) ont montré un passage d'un climat continental chaud et sec à un climat océanique humide à basse température. En Brésil (littoral atlantique), [Laslandes et al, \(2006\)](#) ont montré une variabilité climatique (forte pluies) entre 3600 et 2900 ans B.P suivi d'une aridification du milieu depuis 2400 ans B.P. En Tunisie (au niveau du Golfe de Gabès), [Jedoui et al, \(2000\)](#) ont trouvé des dépôts de paléo plage identifié au niveau de la frange côtière de l'île de Djerba daté de 2000 ans BP, [Anzidei et al, \(2010\)](#) ont montré une élévation du niveau marin de l'ordre de 0.2 à 0.5 m au cours des derniers 2000 ans. Récemment [Zaibi et al, \(2011\)](#) ont mis en évidence un épisode transgressif entre 2875 et 3055 ans B.P confirmé par le développement des ostracodes et des foraminifères benthiques marins côtiers dans les sédiments de sebkhia Dreïaa. L'inexistence de paléo-témoins d'évènements extrêmes au niveau des études antérieurs ont permis d'exclure cette hypothèse et d'interpréter ces dépôts comme résultat d'un épisode transgressif dû à un soulèvement hydro-isostasique et/ou l'élévation du niveau marin globale

La comparaison des résultats du présent travail avec les travaux antérieurs de SE tunisien pendant la période 3000-2000 ans BP montre des similitudes et des différences. En effet, on enregistre tous des dépôts marins dans les côtes de Sud tunisien. Toutefois oued El Akarit se caractérise par la présence des témoins des apports continentaux. Ceci indique que la carotte AK1, à cette époque, était prise dans l'embouchure qui reçoit à la fois des apports continentaux (chenaux fluviaux) et des apports marins (chenaux de marée).

D'après tous les paramètres distingués de la carotte de l'embouchure on peut exclure l'hypothèse de la transgression marine puisque au cours des derniers 3000 ans B.P le niveau marin globale était stable ([Grant et al, 2012](#)) et pendant cette période le sud tunisien était tectoniquement stable. En revanche la présence des évènements extrêmes (tempêtes et/ou crues) sera plus favorisée. En effet, les courants de marée sont responsables de la présence de la microfaune marine côtière.

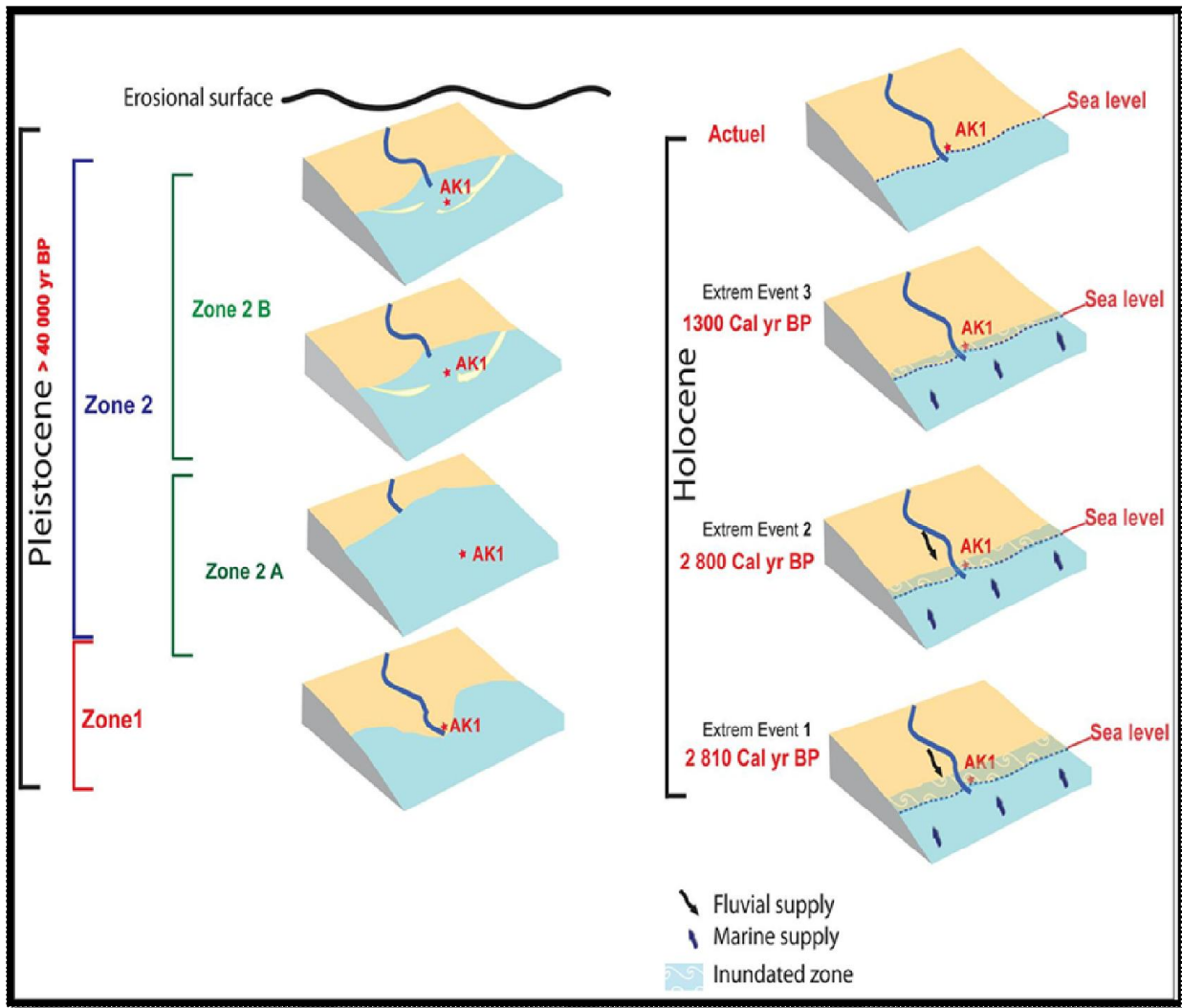


Figure 6 : Modèle d'évolution paléoenvironnementale de l'embouchure de l'oued El Akarit

Les deux carottes AK2 et AK3 montrent des dépôts fluviatiles et continentaux. L'attribution d'un âge probablement Holocène à ces deux carottes est retenue à cause de leurs existences au niveau de la formation Demna (d'âge Holocène) (Fontes, 1983 ; Ben Ouezdou 1983). Pour la carotte AK3 cette suggestion est appuyée par l'existence de la poche à *Cardium* datée 8420 ans au niveau de sa partie centrale. Les parties basales des deux carottes AK2 et AK3 sont caractérisées par l'occurrence d'une meiofaune mélangée (espèce d'ostracodes, de foraminifères benthiques et planctoniques, de quelques formes du Crétacé à côté des charophytes) et des galets. Ceci est lié probablement à un épisode de crue exceptionnelle où les sédiments des formations antérieures des alentours du bassin versant ont été altérés et redéposés ailleurs loin de leurs sources d'origine. Dans leurs parties sommitales ces carottes se caractérisent par la présence de microfaunes benthiques côtières qui pourraient être transportées par des tempêtes violentes ou d'un tsunami.

En ce qui concerne la position et le contenu fossilifère de la poche à *Cardium*, il pourrait être la résultante, vraisemblablement, d'un événement extrême qui est corrélé latéralement avec les travaux de Frébourg et al., (2010) au niveau de la dune de Sidi Salem où il atteste la présence de ce type d'événement. En effet, Pareschi et al., (2006) documente un événement de tsunami très important qui aurait affecté les côtes du sud de la Méditerranée autour de 8000±400 ans cal BP et lié à l'effondrement du flanc oriental du volcan Etna, en Sicile qui a généré une onde de tsunami géante.

Perspectives

Ce travail ouvre plusieurs perspectives

Il est nécessaire d'adopter d'autres méthodes de datation pour confirmer les âges qui sont à la limite de la méthode de ^{14}C .

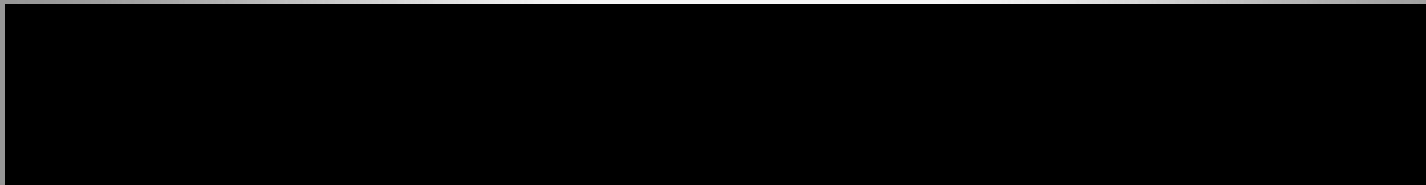
Il est essentiel d'étudier la géochimie des carbonates biogéniques des valves d'ostracodes ou des foraminifères comme étant un autre proxy afin de reconstituer les paléoclimats dans la région El Akarit

Les résultats obtenus au cours de cette thèse ont permis l'identification d'événements climatiques extrêmes (crues et tempêtes) au cours des derniers 3000 ans B.P, une comparaison avec les archives historiques de la région EL Akarit (étude archéologique) est nécessaire pour confirmer les interprétations proposées dans cette thèse.

Pour mieux s'assurer de l'origine de dépôt de la poche à *Cardium* il est essentiel (1) de déterminer l'origine marine ou continentale (éolienne) des grains de quartz (analyse au MEB),

(2) de faire une prospection sismique dans la région El Akarit afin de prouver l'existence ou non des failles qui peuvent être responsable de la position actuelle à 9m d'altitude de la poche à *Cardium*.

Chapitre 2 Références Bibliographique



Références Bibliographique

- Abdennadher, J., Boukthir, M., 2006.** Numerical simulation of the barotropic tides in the Tunisian shelf and the strait of Sicily. *Journal of Marine Systems*, 63, pp. 162-182.
- Abu-Zied, R. H., Keatings, K. W., and Flower, R. J., 2007.** Environmental controls on foraminifera in Lake Qarun, Egypt: *Journal of Foraminiferal Research*, v. 37, p. 136–149.
- Allen, J.R.L., 1965.** A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89–191.
- Allen, G.P., Mercier, F., 1987.** Les deltas : sédimentologie et exploration pétrolière. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, pp. 1247-1269.
- Altenbach, A.V. et Sarntheirn, M., 1989.** Productivity record in benthic foraminifera. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. and Wefer, G. (Editors), *Productivity of the ocean: present and past*. John Wiley, Chichester, pp. 255-269.
- Amari, A., 1984.** Contribution à la connaissance hydrologique et sédimentologique de la plate forme des kerkena, Thèse 3ème cycle Université de Tunis, Facultés des sciences 251 p.
- Amri F., 2001.** Particularités hydrogéologiques de la zone charnière entre les nappes profondes de Sfax, Djefara de Gabès et Menzel Habib: Origine(s) et mécanismes de contamination des eaux souterraines. Master 2006, Ecole nationale d'ingénieurs de Sfax.
- Anzidei, M., Antonioli, F., Lambeck, K., Benini, A., Soussi, M., Lakhdar, R., 2011.** New insights on the relative sea level change during Holocene along the coasts of Tunisia and western Libya from archaeological and geomorphological markers. *Quaternary International*, 232, pp. 5-12.
- Armstrong, H.A., Brasier, M.D., 2005.** *Microfossils - Second Edition*. Blackwell Publishing.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G. and Zindler, A. 1990.** Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U--Th ages from Barbados corals. *Nature* 345: 405-410.
- Bard, E., Hamelin, B., Delanghe-Sabatier, D., 2010.** Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science* 327, 1235-1237.

- Bellaiche, G., Blanpied, C., 1979.** Aperçu néotectonique. La mer Pélagienne. Annales del'Université de Provence. Géologie méditerranéenne, Tome VI, n°1, pp. 50-59.
- Ben Oueddou, H., 1983.** Etude morphologique et stratigraphique des formations quaternaires dans les alentours du Golfe de Gabès. Thèse de troisième Cycle, Tunis, 220 p.
- Ben Oueddou, H., 1986.** Essai de corrélation des formations quaternaires continentales et marines dans les alentours du Golfe de Gabès, Géodynamique, 1, (2), ORSTOM, Paris, 3-17.
- Ben Rouina, S., Zaïbi, C., Kharroubi, A., Kamoun, F., 2011.** Impact des apports continentaux et de la dynamique littorale sur la distribution des ostracodes et des foraminifères benthiques au niveau de la lagune El Hisha. Acte 4eme Journées Tunis. Géologie Appliquée 12-22.
- Benson R.H., 1972.** Psychrospheric and continental ostracoda from ancient sediments in the floor of the mediterranean *D.S.D.P. Reports* 36 (2): 1002-1008
- Berendsen, H.J.A., 1982.** De genese van het landschap in het zuiden van de provincie Utrecht, een fysisch-geografische studie. *Utrechtse Geogr. Stud.*, 25, 1–255.
- Berger, A., 1977.** Support for the astronomical theory of climatic change, *Nature*, 268, 44–45, 1977b.
- Bertholon, L., 1995.** Progenic and normal developments in *Rugieria lekkiz* R-strategy and K-strategy in response to variable ecological parameters. In Riha, J. (ed.), *Ostracoda and Biostratigraphy*, Balkema, Rotterdam: 29-32.
- Bianchi, G. G. and McCave, N. 1999.** Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland, *Nature*, 397, 515–517.
- Bidet J-C., Carruesco C., Klingebiel A., & al. , 1982.** L'approche géologique des environnements lagunaires *C.I.F.E.G. Publ., PARIS*, : 1-110
- Blanc-Vernet, L., 1988.** Répartition bathymétrique des foraminifères benthiques sur la plateforme continentale. *Géologie Méditerranéenne* 15, 5-12.
- Boltowskoy, E. et Wright, R., 1976.** Recent foraminifera: Dr. W. Junk b.v., The Hague, 515 pp.

Bond, G. G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene, *Science*, 294, 2130–2136.

Bonifay, E., Mars, P., 1959. Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), I, 62-78.

Bouaziz, S., Jedoui, Y. et al, 2003 : Néotectonique affectant les dépôts marins tyrrhéniens du littoral sud-est tunisien : implication pour les variations du niveau marin. *C.R. Geoscience*, vol. 335, 247–254.

Bourges, J., Floret, Ch., Girard, G.I., Pontanier, G.I., -1984. Dynamique de l'eau sur un glacier du Sud tunisien (type Segui). ORSTOM tunis/CEPE/CNRS, DRES, multig., 84p., Montpellier.

Brandão, S.N., Horne, D.J., 2009. The Platycofid Signal of oxygen depletion in the ocean: A critical evaluation of the evidence from modern ostracod biology, ecology and depth distribution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 283, 126-133.

Brun, A., Rouvillois-Brigol, M., 1985. Apport de la Palynologie a l'Histoire du Peuplement en Tunisie. (ONRS) Palynologie archeologique II. Paris, pp. 215–226.

Brun, A., 1992. Pollens dans les séries marines du Golfe de Gabès et du plateau des Kerkennah (Tunisie) : signaux climatiques et anthropiques. *Quaternaire - Volume 3 - Numéro 1 - 1992*. pp. 31-39.

Burollet, P.F., 1978. Mouvements quaternaires et récents aux îles Kerkennah (Tunisie orientale). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 286, Série D, p. 1133-1136.

Busson G., Perthuisot J.-P., 1977. Intérêt de la Sebkhah el Melah (Sud tunisien) pour l'interprétation des séries évaporitiques anciennes, *Sediment. Geol.*, 19, 2, 139-164.

Carbonel, P., 1971. Les ensembles fauniques d'Ostracodes récents de l'estuaire de la Gironde et du proche plateau continental - Relations avec les phénomènes hydrodynamiques, intérêt dans la reconstitution des paléoenvironnements. Thèse 3ème Cycle - Fac. Sc. Bordeaux n° 860, 209 p. 37 fig, 15 pl.

Carbonel, P., 1980. Les ostracodes et leur intérêt dans la définition des écosystèmes estuariens et de plateforme continentale. Essais d'application à des domaines anciens. Mémoire l'Institut Géologie Bassin d'Aquitaine 11, 350.

Carbonel, P., Pujos, M., 1981. Comportement des microfaunes benthiques en milieu lagunaire. Actes du Premier Congrès National des Sciences de la Terre, Tunis, pp. 127e139.

Carruesco Ch. 1989. Genèse et évolution à l'holocène de trois lagunes de la façade atlantique : Moulay Bouselham, Oualidia (Maroc) et Arcachon (France). Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Bordeaux I, 485 p.

Caisová L, Gąbka M, 2009. Charophytes (Characeae, Charophyta) in the Czech Republic : taxonomy, autecology and distribution. Fottea 9:1-43.

Chambers, F. M., D. Mauquoy, et al., 2007. Globally synchronous climate change 2800 years ago: Proxy data from peat in South America. Earth and Planetary Science Letters 253(3-4): 439-444.

Chamley, H., 1971. Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Science géologique, mém. N°35, 209p.

Chamley, H., 1989. Clay sedimentology (p. 623). Berlin: Springer.

Chappell, J. and Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. Nature, 324, 137-140.

Church, J., White, N., 2011. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. Surveys in Geophysics 32, 585-602.

Clark, P.U., McCabe, A.M., Mix, A.C., Weaver, A.J., 2004. Rapid Rise of Sea Level 19,000 Years Ago and Its Global Implications. Science 304, 1141-1144.

Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. Nature, 314, 435-438.

Corliss, B.H., Emerson, S., 1990. Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotia continental margin and Gulf of Maine. Deep-Sea Research, 37, 381-400.

Corliss, B.H., 1991. Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 17, 195-236.

Coque, R., 1962. La Tunisie présaharienne, étude géomorphologique. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris, Édit. Armand COLIN, Paris, 476 p.

Debenay, J.P., Guillou, J.J., Geslin, E. et Lesouard, M., 2000. Crystallization of calcite in foraminiferal tests. *Micropaleontology*, 46, 87-94.

Denton, G.H., Alley, R.B., Comer, G.C., Broecker, W.S., 2005. The role of seasonality in abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1159-1182.

De Deckker, P., Magee, J.W., Shelley, J.M.G., 2011. Late Quaternary palaeohydrological changes in the large playa Lake Frome in central Australia, recorded from the Mg/Ca and Sr/Ca in ostracod valves and biotic remains. *Journal of Arid Environments* 75, 38-50.

De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, E.J. et Troelstra, S.R., 2000. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, 40, 151-166.

De Stigter, H. C. 1996. Recent and fossil foraminifera in the Adriatic Sea: distribution patterns in relation to organic carbon flux and oxygen concentration at the seabed. *Geologica Ultraiectina* 144.

Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A.L., Henderson, G.M., Okuno, J.i., Yokoyama, Y., 2012. Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bolling warming 14,600 years ago. *Nature* 483, 559-564.

Dias, J. M., Lopes, J. F., & Dekeyser, I. (2000). Tidal propagation in Ria de Aveiro lagoon, Portugal. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(4), pp. 369-374.

Di Bella, L., Casieri, S., Gabriella Carboni, M., 2008. Reconstruction paléoenvironnementale du Tardi-Quaternaire du haut-fond des îles Tremiti (Mer Adriatique centrale) à partir des assemblages de foraminifères benthiques. *Geobios* 41, 729–742

Domergue, Ch., Dumon, E., De Lapparent, A. F., 1952. Sud et extrême-sud tunisiens. XIXe congrès géologique international. Monographies régionales. 2e série : Tunisie ; 7.

Drapanaud, J.P.R., 1805. Histoire naturelle des mollusques terrestres et fluviatiles de la France. Ed. Colas, Paris, 134 p. + 13 pl.

El Hmaidi, A., El Moumni, B., Nachite, D., Gensous, B., Monaco, A., 2002. Distribution et caractères de la microfaune d'ostracodes dans les dépôts superficiels de la marge méditerranéenne marocaine. Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Science de la Terre 24, 15–22.

Faust, D., Zielhofer C., Escudero, B., Diaz del Olmo, F., 2004. "High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia : climatic or human impact ?" Quaternary Science Reviews 23(16–17): 1757-1775.

Fisk, H.N., 1947. Fine-grained alluvial deposits and their effect on Mississippi River Activity. U.S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, v. 1, p. 1-82.

Floret, Ch., Pontanier, R., 1982. L'aridité en Tunisie présaharienne. Trav. et Documents O.R.S.T.O.M., 544 p.

Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27: 3–26.

Folk, R.L., 1966. A review of grain-size parameters. Sedimentology 6: 73–93

Fontes, J.Ch., Perthuisot, J.P., 1971. Faciès mineralogiques et isotopiques des carbonates de la sebkha El Malah (Zarzis, Tunisie) les variations du niveau de la Méditerranée orientale depuis 40 000 ans. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 13, pp. 299-314.

Fontes, J.Ch., Coque, R., Dever, L., Filly, A., Mamou, A., 1983. Paléohydrologie isotopique de l'Oued El Akarit (Sud Tunisie) au Pleistocène supérieur et à l'Holocène. Palaeogeogr. Palaeoclimato. Palaeoecol, 43, p. 41-62.

Fontugne, M. & Hatté, C., 2007. Datation de l'occupation moustérienne de l'oued El Akarit. In J.-P. Roset & M. Harbi-Riahi (eds.), El Akarit : un site archéologique du Paléolithique moyen dans le sud de la Tunisie. Recherches sur les Civilisations, Paris, 353-356.

Frenzel, P. and Boomer, I., 2005. The use of ostracods from marginal marine, brackish waters as bioindicators of modern and Quaternary environmental change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 225: 68-92.

Frébourg, G., Hasler, C.A., Davaud, E., 2010. Catastrophic event recorded among Holocene eolianites (Sidi Salem Formation, SE Tunisia). *Sedimentary Geology*, 224, 38-48.

Frontier, S., 1983. Stratégies d'échantillonnage en écologie. Masson / Les presses de l'Université Laval, Québec, 494 p.

Gargouri, Z., 2011. Etude sédimentologique et radiochronologique des dépôts du domaine paralytique dans le Golfe de Gabès (SEBKHA EL GUETTIATE - SEBKHA DREÏAA). Thèse du doctorat en Sciences Géologiques.

Geoffrey Houbrechts, Eric Hallot, Yannick Levecq, Anne-Cécile Denis, Jean Van Campenhout, Alexandre Peeters, François Petit, 2013. IMAGES CM DE PASSEGA DES RIVIÈRES ARDENNAISES. *BSGLg*, 61, 2013, 37-68

GOBERT, E-G., HOWE, B., 1962. La Préhistoire dans la zone littorale de la Tunisie, *Quaternaria* (Rome), p. 271-307.

Goldstein, S.T., 1999. Foraminifera: A biological Overview. In: B.K. Sen Gupta (Editor), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publisher, pp. 37-55.

Gooday, A.J., 1986. Meiofaunal foraminiferans from the bathyal Porcupine Seabight (northeast Atlantic): size structure, standing stock, taxonomy composition, species diversity and vertical distribution in the sediment. *Deep Sea Research*, 33, 1345-1373.

Gooday, A.J., 1994. The biology of deep-sea foraminifera: a review of some advantages and their applications in paleoceanography. *Palaios*, 9: 14-31.

Gooday, A.J., Bernhard, J.M., Levin, L.A. and Suhr, S.B., 2000. Foraminifera in the Arabian Sea oxygen minimum zone and other oxygen-deficient settings: Taxonomic composition, diversity, and relation to metazoan faunas. *Deep-Sea Research Part II*, 47(1-2): 25-54

Gooday, A.J., 2003. Benthic foraminifera (Protista) as tools in deep-water paleoceanography: environmental influences on faunal characteristics. *Adv. Mar. Biol.* 46, 1-90.

Gouw, M.J.P., 2007. Alluvial architecture of fluvio-deltaic succession : a review with special reference to Holocene setting. *Netherlands Journal of sciences*, v. 86, p. 221-227.

Grant, K. M. et al., 2012. Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years. *Nature* 491, 744-747.

Grant, K. M., Rohling, E. J., Bronk Ramsey, C., Cheng, H., Edwards, R. L., Florindo, F., Heslop, D., Marra, F., Roberts, A. P., Tamisiea, M. E., Williams, F., 2014. Sea-level variability over five glacial cycles. *Nature Communications*5, Article number 5076.

Guerlesquin, M., 1992. Systématique et biogéographie du genre *Lamprothamnium* (Characées) caractéristique des biotopes aquatiques saumâtres. *Revue des Sciences de l'eau* n°5 : 415-430

Gzam, M., 2013. Evolution récente du littoral du golfe de Gabès à l'épreuve des changements globaux : approche pluridisciplinaire et démarche prospective. Thèse de doctorat Université de Sfax, Faculté Des Sciences De Sfax, 163 p.

Gzam, M., Elmejdoum, N., Boussetta, S., Jedoui, Y., 2014. Genesis and evolution of a beach ridge plain reflecting relative sea-level rise: A case study from Trab El Makhadha Gulf of Gabes, southeasterntunisia. *Journal of Sedimentary Research*, 2014, v. 84, 183–191 Research Article.

Hayek, L.E.C., Buzas, M.A., 1997. *Surveying Natural Populations*. Columbia University Press, New York 563 pp.

Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C., Cuerda, J., 1996. U-series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last interglacials high sea-levels in the Balearic Islands. *Quat. Sci. Rev.* 15, 53-62.

Horne, D., Cohen, A. and Martens, K., 2002. Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda. In *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph, vol. 131 (ed. J. A. Holmes, Chivas, A.R.), pp. 5-36. Washington, USA: American Geophysical Union.

Hurrell, J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269, 676-679.

Hussain, S.M., Krishnamurthy, R., Gandhi, M., Ilayaraja, K., Ganesan, P., Mohan, S.P., 2006. Micropalaeontological investigations of tsunamigenic sediments of Andaman Islands: *Current Science*, 91, 1655-1667.

IPCC, 2007. *Climate Change 2007: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, in: Core Writing Team, P., R.K. and Reisinger, A. (Ed.). IPCC, Geneva, Switzerland, p. 104.

Jamoussi, F., Bédir, M., Boukadi, N., Kharbachi, S., Zargouni, F., López-Galindo, A., Paquet, H., 2003. Répartition des minéraux argileux et contrôle tectono-eustatique dans les bassins de la marge tunisienne. *Comptes Rendus Géosci.* 335, 175–183.

Jedoui, Y., Kallel, N. et al., 1998. A high relative sea level stand in the middle Holocene of southeastern Tunisia. *Marine Geology* 147, 123–130.

Jedoui, Y., 2000. Sédimentologie et géochronologie des dépôts littoraux quaternaires: reconstitution des variations des paléoclimats et du niveau marin dans le Sud-est tunisien. Thèse de Doctorat d'Etat en Sciences Géologiques. Univ. Tunis II, Fac. Sci. Tunis (inédit).

Jedoui, Y., Davaud, E., Ben Ismail, H., Reyss, J.L., 2002. Analyse sédimentologique des dépôts marins pléistocènes du Sud-Est Tunisien : mise en évidence de deux périodes de haut niveau marin pendant le sous stade isotopique marin 5 e (Eemien, Tyrrhénien). *Bulletin de la société Géologique de France* 173, 63-72p.

Jedoui, Y., Reyss, J.L., Kallel, N., Montacer, M., Ben Ismail, M.H., Davaud, E., 2003. U-series evidence for two high Last Interglacial sea levels in southeastern Tunisia. *Quaternary Science Reviews* (22). 343–351p.

Jorissen, F.J., de Stigter, H.C. et Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 22, 3-15.

Jorissen, F., Wittling, I., Peypouquet, J.P., Rabouille, C., Relexans, J.C., 1998. Live benthic foraminiferal faunas off Cap Blanc, NW Africa: community structure and microhabitats. *Deep Sea Research Part I* 45, 2157-2188.

Jouirou, M., 1982. Thèse de 3ème cycles, université de Bordeaux. Faciès sédimentaires et processus dynamique dans la formation d'un milieu lagunaire: evolution holocène et actuel du lac de Tunis et de ses abords, 1, p. 218 (inédit)

Kindler, P., Davaud, E., Strasser, A., 1997. Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea levels and shifting climate belts during the last interglacial (isotopic substage 5e). *Pelaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 133, 1-25.

Lachenal, A.M., 1989. Écologie des Ostracodes du domaine méditerranéen : Application au Golfe de Gabès (Tunisie Orientale). Les variations du niveau marin depuis 30,000 ans. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 108, 1–239.

- Lakhdar, R., Soussi, M., Ben Ismail, M.H, M'Rabet, A., 2006.** A Mediterranean Holocene restricted coastal lagoon under arid climate: Case of the sedimentary record of Sabkha Boujmel (SE Tunisia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Volume 241. 177–191p.
- Lambeck, K., Bard, E., 2000.** Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth Planetary Science Letters*, 175, pp. 203-222.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T., 2002.** Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews* 21, 343-360.
- Lambeck, K., Anzidei, M., Antonioli, F., Benini, A., Esposito, A., 2004.** Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 563-575.
- Lankford, R.R., 1977.** Coastal lagoons of Mexico : their origin and classification. In : M. Wiley (Ed.), *Estuarine Processes*. Academic Press, vol. 2 : 1 82-2 15.
- Laprida, C., 2001.** Les ostracodes traceurs des conditions hydrologiques à petite échelle : exemple d'interprétation dans l'Holocène. *Geobios* 34, 707-720
- Laprida C., Azpilicueta C., Carbonel P., 2002.** Dinamica de los ostracodos mediterraneos en el golfo de Vizcaya, Oceano atlantico nororiental *Rev. Esp. De Micropaleontologia MADRID* 34 (2) : 201-213.
- Laprida, C. and Bertels-Potka, A., 2003.** Benthic foraminifers and paleoecology of a Holocene shelly concentration, Salado Basin, Argentina. *Geobios*, 36:559-572. doi:10.1016/S0016- 6995(03)00061-5
- Laprida, C., Chaporin, G., Violanter, A. et Compagnuccir, H., 2007.** Mid-Holocene evolution and paleoenvironments of the shoreface-offshore transition, north-eastern Argentina: New evidence based on benthic microfauna. *Marine Geology*, Amsterdam, vol. 240, p. 43-56.
- Laslandes, B., Sylvestre, F., Sifeddine, A., Turcq, B., Albuquerque, A.L.S., Abrao, J., 2006.** Enregistrement de la variabilité hydro-climatique au cours des 6500 dernières années sur le littoral de Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brésil). *Comptes Rendus Géoscience* 338, 667-675.

- Lee, J.J., Faber, W.W., Anderson, O.R. et Pawlowski, J., 1991.** Life cycles of foraminifera. In: Lee, J.J., Anderson, J. (Eds.), *Biology of Foraminifera*. Academic Press, London, pp. 285-334.
- Leroux, M., 1996.** La dynamique du temps et du climat. Enseignement en Sciences de la Terre. Eds Masson, 310 pp.
- Licari, L.N., Schumacher, S., Wenzhöfer, F., Zabel, M. et Mackensen, A., 2003.** Communities and microhabitats of living benthic foraminifera from the tropical east Atlantic: impact of different productivity regimes. *Journal of Foraminiferal Research*, 33, 10-31.
- Ljungvist, F.C., 2010.** A new reconstruction of temperature variability in the extratropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geogr. Ann.* 92A, 339-351.
- Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988.** Foraminifera genera and their classification, Van Nostrand Reinhold, New York, 970 pp.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000.** Ewolucja środkowego odcinka doliny Belnianki w późnym glacie i holocenie, Wyd. Akad. Dialog, Warszawa
- Maghrebi, S., 1995.** Dynamique sédimentaire dans le golfe de Gabès (Tunisie). Impact des aménagements côtiers. Thèse de troisième cycle. Université Paris Sud, U.F.R. Scientifique d'Orsay, 174 p.
- Magny, M., Ruffaldi, P., 1995.** Younger Dryas and early Holocene lake-level fluctuations in the Jura mountains, France. *Boreas*, 24(2), pp.155-172.
- Magny, M., 1995.** Une histoire du climat : Des derniers mammouths au siècle de l'automobile. Errance Eds., Paris, 176 p.
- Magny, M., Vannière, B., Calo, C., Millet, L., Leroux, A., Peyron, O., Zanchetta, G., La Mantia, T., Tinner, W., 2011.** Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 30, 2459-2475.
- Makaske, B., Smith DG, Berendsen, HJA., 2002.** Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia. *Sedimentology* 49:1049–71.

- Mamou, A., 1982.** Géologie et hydrogéologie du bassin versant de l'oued el Akarit. Rapp. Int. Direction Ressources en Eau et en Sols, Gabès, 6pp.
- MANSOURI, R., 1979.** Contribution à l'étude de la sédimentation littorale historique et actuelle au voisinage du delta de la Mejerda : étude du lac Rhar el Melah et de la Sebkha de l'Ariana.- Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Bordeaux, 248 p.
- Martin-Puertas, C., Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M.P., Valero-Garcés, B.L., 2010.** Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. *Clim. Past* 6, 807-816.
- Martins, V., Dubert, J., Jouanneau, J.-M., Weber, O., Silva, E. F., Patinha C., Dias J.M.A. and Rocha, F., 2007.** A multiproxy approach of the Holocene evolution of shelf-slope circulation on the NW Iberian Continental Shelf. *Marine Geology*, 239: 1–18.
- Marquer, L., Pomel, S., Abichou, A., Schulz, E., Kaniewski, D., and Van Campo, E., 2008.** Late Holocene high resolution palaeoclimatic reconstruction inferred from Sebkha Mhabeul, southeast Tunisia, *Quaternary Res.*, 70, 240–250.
- Mc Manus, J., 1988.** Grain size determination and interpretation In: TUCKER M., *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publ., Oxford, pp. 63-85.
- Mekrazi A-F., 1975.** Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région de Gabès nord. Thèse es Sciences Géologiques. Univ. Bordeaux I, 230 p.
- Meysignac, B., Cazenave, A., 2012.** Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. *Journal of Geodynamics* 58, 96 - 109.
- Milankovitch, M., 1920.** Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire, Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villard, Paris.
- Milker, Y., Schmiedl, G., Betzler, C., Römer, M., Jaramillo-Vogel, D., and Siccha, M. 2009.** Distribution of Recent benthic foraminifera in neritic carbonate environments of the Western Mediterranean Sea. *Marine Micropalaeontology*, 73:207-225.
- Millot, G., 1964.** Géologie des argiles. Masson et Cie Ed., 499 p.

Millot, G., 1970. Geology of clays. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Masson, Paris, 425pp.

Mojtahid, M., Jorissen, F., Lansard, B. and Fontanier, C., 2010. Microhabitat Selection of 1186 Benthic Foraminifera in Sediments Off the Rhône River Mouth (NW Mediterranean). 1187 Journal of Foraminiferal Research, 40(3): 231-246.

Montagu, G. 1803. *Testacea Britannica or Natural History of British Shells, Marine, Land, and Fresh-Water*, xxxvii, 606 pp. J.S. Hollis, London.

Morhange, M., Laborel, J., Hesnard, A., 2001. Changes of sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseille, Southern France. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 166, 319e329

Morhange, C., Pirazzoli, PA., 2005. Mid-Holocene emergence of southern Tunisian coasts. *Marine Geology* 220 (2005) 205–213.

Morzadec-Kerfourn, M.T., 2002. L'évolution des Sebkhass du Golfe de Gabès (Tunisie), à la transition pléistocène supérieur - Holocène. *Quaternaire*, 13, 111–123.

Murray, J.W., 1991. Ecology and Palaeoecology of benthic foraminifera. Longman, 397 pp

Murray, J.W., 2002. Introduction to benthic foraminifera. In: S.K. Haslett (Editor), *Quaternary Environmental Micropaleontology*. Arnold, London, pp. 5-13.

Murray, J.W., 2006. Ecology and applications of benthic foraminifera. Cambridge: Cambridge University Press, 426 pp.

Mycielska-Dowgiallo, E. & Ludwikowska-Kędzia, M., 2011. Alternative interpretation of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos* 17, 189–203.

Nachite, D., Rodríguez-Lázaro, J., Martín-Rubio, M., Pascual, A., Bekkali, R., 2010. Distribution et écologie des associations d'ostracodes récents de l'estuaire de Tahadart (Maroc Nord-Occidental). *Revue de Micropaléontologie* 53 (1), 3-15

Oertel G.F., Kraft J.C., Kearney M.S. and Woo H.J. 1992. A rational theory for barrier lagoon development. *Quaternary Coasts of the United States*, 48, pp. 77-87.

Opreanu, G., Oaie, G., Păun, F. 2007. The dynamic significance of the grain size of sediments transported and deposited by the Danube. *Geo-Eco-Marina* 13, p: 111-119.

- Page, W.D., 1972.** The Geological Setting of the Archaeological Site at Oued el Akarit and the Palaeoclimatic Significance of Gypsum Soils, Southern Tunisia. Thesis, University of Colorado, Boulder, Colo., 111 pp.
- Pareschi, M.T., Boschi, E., Favalli, M., 2006.** Lost tsunamis. *Geophysical Research Letters* 33 (L22608), 1–6.
- Pascual, A., Rodriguez-Lazaro, J., Martín-Rubio, M., Jouanneau, J-M. and Weber, O., 2008.** A survey of the benthic microfauna (foraminifera, Ostracoda) on the Basque shelf, southern Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*, 72: 35-63.
- Paskoff, R., Sanlaville, P., 1983.** Les cotes de la Tunisie. Variations du niveau marin depuis le Tyrrhénien. Coll. Maison de l'orient, Lyon, n14, 192pp.
- Paskoff, R., Oueslati, A., 1991.** Modifications of coastal conditions in the gul of Gabes (Southern Tunisia) since classical antiquity. *Z. Geomorph.N.F. Suppl.-Bd. 81* Berlin Stuttgart, pp. 149-162.
- Paskoff, R., 1993.** Côtes en danger. Masson (Eds.), 250 p.
- Passega, R., 1957.** Texture as characteristic of clastic deposition. *Ann. Assoc. Petrol. Géol.* V.41, pp.1952-1984.
- Passega R. and Byramjee R. 1969.** Grain size image of clastic deposits, *Sedimentology*, Vol.13, pp 180-190.
- Peguy, Ch.P., 1970.** Précis de climatologie. Masson et Cie, Paris, 468 p. (2^m, édit.).
- Perillo, G.M.E., 1995.** Definitions and geomorphologic classifications of estuaries. In: G.M.E. Perillo (Ed.). *Geomorphology and sedimentology of estuaries* (pp.17-47). *Developments in Sedimentology*, 53. Amsterdam: Elsevier
- Perthuisot J.P., Florida S., 1973** Carte géologique de la sebkha el Melah et de ses bodures. *Trav. Lab. Géol. E.N.S.*, Paris, pp. 8-23.
- Peyron, O., Goring, S., Dormoy, I., Kotthoff, U., Pross, J., de Beaulieu, J.-L., Drescher-Schneider, R., Vannièrè, B., Magny, M., 2011.** Holocene seasonality changes in the central Mediterranean region reconstructed from the pollen sequences of Lake Accesa (Italy) and Tenaghi Philippon (Greece). *The Holocene* 21, 131-146.

- Pielou, E.C., 1966.** The measurement of diversity in different types of biological collections. *J. theor. Biol.* 13, 131-144 (1966)
- Pirazzoli, P.A., 1991.** World Atlas of Holocene Sea-Level Changes: Elsevier Oceanography Series, Vol. 58, p. 300. Amsterdam.
- Pirazzoli, P. A., 1993.** Les littoraux, Nathan (Eds), 191 p.
- Projet SASS: résultats des travaux sismiques établis par SOCO- TUNISIA (1994).**
- Pujos, M., 1972.** Répartition des biocénoses de foraminifères benthiques sur le plateau continental du Golfe de Gascogne à l'ouest de l'embouchure de la Gironde. *Revista Española de Micropaleontologia*, 4, 141-156.
- Pujos, M., 1976.** Ecologie des foraminifères benthiques et des thécamoebiens de la Gironde et du plateau continental Sud-Gascogne. Thèse d'Etat, Université de Bordeaux I, 318 pp.
- Regnauld, H., Jennings, S., Delaney, C., Lemasson, L., 1996.** Holocene sea-level variations and geomorphological response: an example from northern Brittany (France). *Quat. Sci. Rev.* 15, 781–787
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J., Turney, C.S.M., Van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C., 2009.** IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111-1150.
- Riviere, A., 1977.** Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations. Coll. Techniques et méthodes granulométriques. Masson édition, Paris, 170 p.
- Roberts, N., Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Corella, J.P., Jones, M., Allcock, S., Woodbridge, J., Morellón, M., Luterbacher, J., Xoplaki, E., Türkeş, M., 2012.** Palaeolimnological evidence for an east–west climate see-saw in the Mediterranean since AD 900. *Global and Planetary Change* 84–85, 23-34.
- Rognon P., Levy A., Ballais J.L., Coudé G., Riser J., 1983.** Essai d'interprétation des coupes du Quaternaire récent de l'oued El Akarit (Sud Tunisien). *Géol. méditer*, t. X, n°2, p. 71-91.

Rouatbi, R., 1967. Contribution à l'étude hydrogéologique du Karst enterré de Gabès Sud Tunis, BIRH, (Contribution to the Study of Hydrogeological Buried Karst of South Gabes),” PhD Thesis, University of Montpellier, 235 p.

Ruiz, F., González. Regalado, M., Morales-Gonzalez, J., 1996. Distribución y ecología de los Foraminíferos et Ostrácodos actuales del estuario mesomareal del Rio Guadiana (SO Espana). *Geobios* 29, p. 513–28.

Ruiz, F., Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Rodriguez Vidal, J.R., Carretero, M.I., Clemente, L., Muñoz, J.M., Yáñez, C., Abad, M., 2004. Late Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (Guadalquivir Estuary, SW Spain): a multivariate approach: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204, 47-64.

Ruiz, F., Abad, M., Galan, E., Gonzalez, I., Aguila, I., Olías, M., Gomez-Ariza, J.L.,

Cantano, M., 2006. The present environmental scenario of El Melah Lagoon (NE

Tunisia) and its evolution to a future sebkha. *Afr. Earth Sci. Rev.* 44, 289e302.

Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., Blanchemanche, P., 2008. Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Herault, South of France). *Marine Geology* 251, 224–232.

Samir, A.M., Abdou, H.F., Zazou, S.M., El-Menhawey, W.H., 2003. Cluster analysis of recent benthic foraminifera from the northwestern Mediterranean coast of Egypt. *Rev. Micropal eontology* 46, 111e130

Sammari C, Koutitonsky V.G., Moussa M., 2006. Sea level variability and tidal resonance in the Gulf of Gabes, Tunisia. *Continental Shelf Research*, 26, pp. 338–350.

Selby, K. A. & Smith, D. E., 2007. Late Devensian and Holocene sea-level changes on the Isle of Skye, Scotland, UK. *J. Quat. Sci.*, 22, pp. 119-139.

Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L., 1993. Benthic foraminifera in oxygen poor habitats. *Marine Micropaleontology* 20, 183-201.

Sen Gupta, B., 1999. Systematics of modern foraminifera, in: Sen Gupta, B. (Ed.), *Modern foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, pp. 7-36.

- Servain, G., 1880.** Étude sur les mollusques recueillis en Espagne et en Portugal: 1-172.
- Saint-Germain. Soos, L., 1926. Eine neue *Xerophila* aus Deutschland, *Xer. geyeri*, und anatomische Bemerkungen über *Xer. barcinonensis* (Bgt.). *Arch. Molluskenk.* 58 (2): 96-106.
- Shackleton, N.J., 1987.** Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183–190.
- Shannon, C.E., 1948.** A mathematical theory of communication. *The Bell System Technical J.* 27, 379-423, 623-656.
- Shirayama, Y., 1984.** The abundance of deep sea meiobenthos in the Western Pacific in relation to environmental factors. *Oceanologica Acta*, 7, 113-121.
- Slim, H., Trouset, P., Paskoff, R., Oueslati, A., 2004.** Le littoral de la Tunisie, Etude géoarchéologique et historique. *Études d'Antiquités africaines*, CNRS éditions, Paris, 308 p.
- Stanford, J.D., Hemingway, R., Rohling, E.J., Challenor, P.G., Medina-Elizalde, M., Lester, A.J., 2011.** Sea-level probability for the last deglaciation: A statistical analysis of far-field records. *Global and Planetary Change* 79, 193-203.
- Steinmann, S. and BARTELS, G., 1982.** Quartärgeomorphologische Beobachtungen aus Nord- und Süd tunesien. *Catena*, 9: 95-108.
- Stevenson, AC and Battarbee, RW., 1991.** Palaeoecological and documentary records of recent environmental change in Garaet el Ichkeul: a seasonally saline lake in NW Tunisia. *Biol Cons* 58: 275–295
- Streeter, S.S., 1973.** Bottom water and benthonic foraminifera in the North Atlantic—Glacialinterglacial contrasts. *Quaternary Research* 3, 131-141.
- Stuiver, M., and Reimer, P. J., 1993.** Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program, *Radiocarbon*, 35: pp. 215-230.
- Suter, J.R., 1994.** Deltaic coast. In : Coastal evolution ; Late quaternary Shoreline Morphodynamics, Carter et Woodroffe (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 87-120.
- Trauth, N., 1977.** Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et péricontinentale tertiaire. Bassin de Pads, de Mormoiron et de Salinelles (France) et du Jbel Ghassoul (Maroc). *Sci Geol Mémoire* 49. 195 p.

Tzedakis, P.C., 2007. Seven ambiguities in the Mediterranean palaeoenvironmental narrative. *Quaternary Science Reviews* 26, 2042-2066.

Unsal, I., Rosso, A., Meric, E., Avsar, N. & Cetin, O., 2002. Palaeoecology of Upper Pleistocene-Holocene bryozoan and foraminiferal assemblages from Kusdili (Kadikoy, Istanbul, Turkey). *Geobios*, 35(6): 735.

Van Geel, B., Buurman, J. and Waterbolk, H.T., 1996. Archaeological and palaeoecological indications for an abrupt climate change in The Netherlands and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science* 11: 451-460.

Van Geel, B., Raspopov, O.M., Renssen, H., van der Plicht, J., Dergachev, V.A. and Meijer, H.A.J., 1999. The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews* 18: 331-338.

Van Geel, B., Heusser, C.J., Renssen, H. and Schuurmans, C.J.E., 2000. Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. *The Holocene* 10: 659-664.

Vanni re, B., Power, M.J., Roberts, N., Tinner, W., Carri n, J., Magny, M., Bartlein, P., Colombaroli, D., Daniau, A.L., Finsinger, W., Gil-Romera, G., Kaltenrieder, P., Pini, R., Sadori, L., Turner, R., Valsecchi, V., Vescovi, E., 2011. Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the mid-Holocene environmental transition (8500-2500 cal. BP). *The Holocene* 21, 53-73.

Vella, C., Provansal, M., 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 years on the southern eastern Rho ne delta, France. *Marine Geology* 170,27–39.

Vilanova, I., Prieto, A. R. & Espinosa, M., 2006. Palaeoenvironmental evolution and sealevel fluctuations along the southeastern Pampa grasslands coast of Argentina during the Holocene. *J. Quat. Sci.*, 21, pp. 227-242.

Wanner, H. & B utikofer, J. 2008. Holocene Bond Cycles: real or imaginary? *Geografie*, 113, 338–350.

Wanner, H., Mercolli, L., Grosjean M., & Ritz, S. P., 2014. Holocene climate variability and change; a data-based review *Journal of the Geological Society*. doi:10.1144/jgs2013-101.

Whatley, R. C., 1988. Ostracoda and Palaeogeography. In: De Deckker, P., Volin, J.-P. and Peypouquet, J.-P. (Eds). Ostracoda in the Earth Sciences. Elsevier.

Whatley, R., 1990. Ostracoda and global events. In: R. Whatley and C. Maybury (Editors), Ostracoda and Global Events. Chapman and Hall, London, pp. 3-24.

Williamson, W.C., 1858. On the recent foraminifera of Great Britain. Royal Society of London, 107 pp.

Yassini, I., 1969. Ecologie des associations d'Ostracodes du Bassin d'Arcachon et du littoral atlantique. Application à l'interprétation de quelques populations du Tertiaire aquitainien. Mém. Inst. géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 7, 1-288.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., Fifield, L.K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. Nature 406, 713-716.

Zaïbi, C., 2011. Paléo environnements, Forçages et événements extrêmes associés à l'emplacement de la côte Sud de la Skhira au cours de l'Holocène : Apport des ostracodes et des foraminifères. Thèse du doctorat en Sciences Géologiques.

Zaïbi, C., Carbonel, P., Kamoun, F., Azri, C., Kharroubi, A., Kallel, N., Jedoui, Y., Montacer, M., Fontugne, M., 2011. Evolution du trait de côte à l'Holocène Supérieur dans la Sebkhia ElGuettiate de Skhira (Golfe de Gabès, Tunisie) à travers sa faune d'ostracodes et des foraminifères. Geobios 44, 101-115.

Zaïbi, C., Carbonel, P., Kamoun, F., Fontugne, M., Azri, C., Jedoui, Y., Montacer, M., 2012. Evolution of the sebkha Dreïaa (South-Eastern Tunisia, Gulf of Gabes) during the Late Holocene: response of ostracod assemblages. Rev. Micropaléontologie 55, 83-97.

Zaouali, J., 1976. Contribution à l'étude de la malacofaune quaternaire de l'oued El Akarit (Sud tunisien). Hakofk, vol. 6 ; 233-239.

Zerbini S., Plag H.P., Baker T., Becker M., Billiris H., Biiirki B., Kahle H.G., Marson I., Pezzoli L., Richter B., Romagnoli C., Sztobryn M., Tomasi P., Tsimplis M., Veis G., Verrone G., 1996. Sea level: in the Mediterranean: a first step towards separating crustal movements and absolute sea-level variations. Globaland Planetary Change, 14, pp. 1-48.

Zielinski, G.A., 1995. Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core. *J. Geophys. Res.*, 100(D10), 20,937-20,955.

Zouari, K., 1988. Géochimie et sédimentologie des dépôts continentaux d'origine aquatique du Quaternaire supérieur du Sud Tunisien : Interprétations paléohydrologiques et paléoclimatiques. Doctorat ès Sciences Naturelles, Université Paris Sud, 321p.

Zouari, K., Gibert E., Causse C., 1998. Chronologie (^{14}C et Th/U) des épisodes humides majeurs du Quaternaire récent au Sahara : sites choisis du programme PALHYDAF. In : Causse C. (ed.), Gasse F. (ed.) *Hydrologie et géochimie isotopique*. Paris : ORSTOM, 1998, p. 177-195. (Colloques et Séminaires). *Hydrologie et Géochimie Isotopique : Symposium International à la Mémoire de Jean-Charles Fontes = Hydrology and Isotope Geochemistry : International Symposium in Memory of Jean-Charles Fontes, Paris (FRA), 1995/06/01-02*. ISBN 2-709-1377-1.

Chapitre 3 Annexes



Etude sédimentologique de la carotte AK1

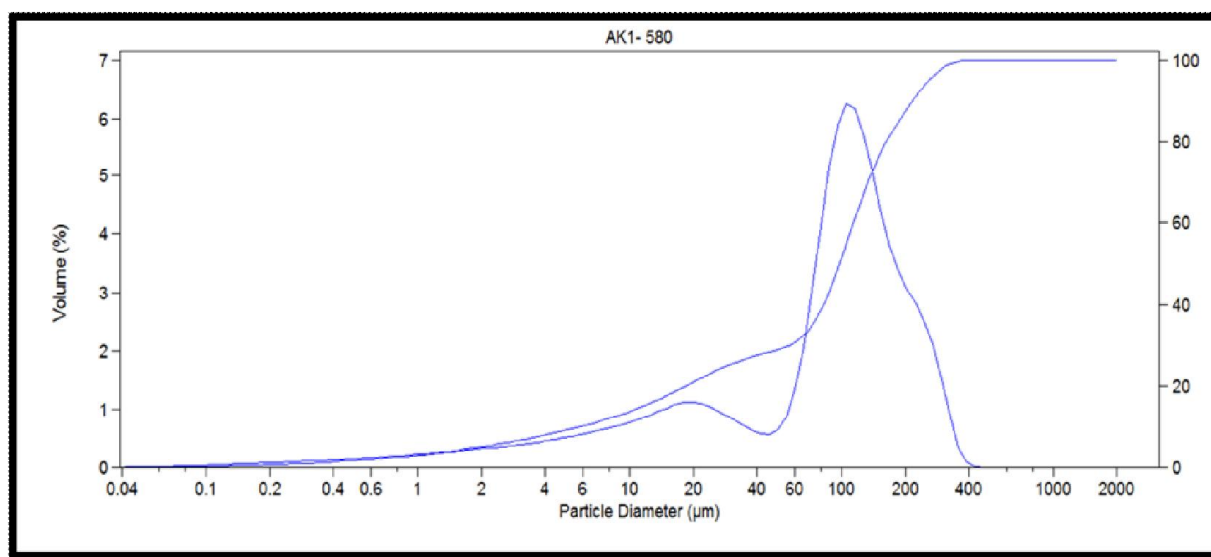


Figure 1: courbes granulométriques du niveau 580cm

Tableau 51 : paramètres granulométriques de l'échantillon 580 cm

Unité 1 (échantillon 580cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.029 ϕ	Silts très grossiers
Standard de déviation ou écart type (σ)	2.017 ϕ	très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.572 ϕ	La distribution des sédiments est bimodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	1.231 ϕ	L'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00062	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme.	

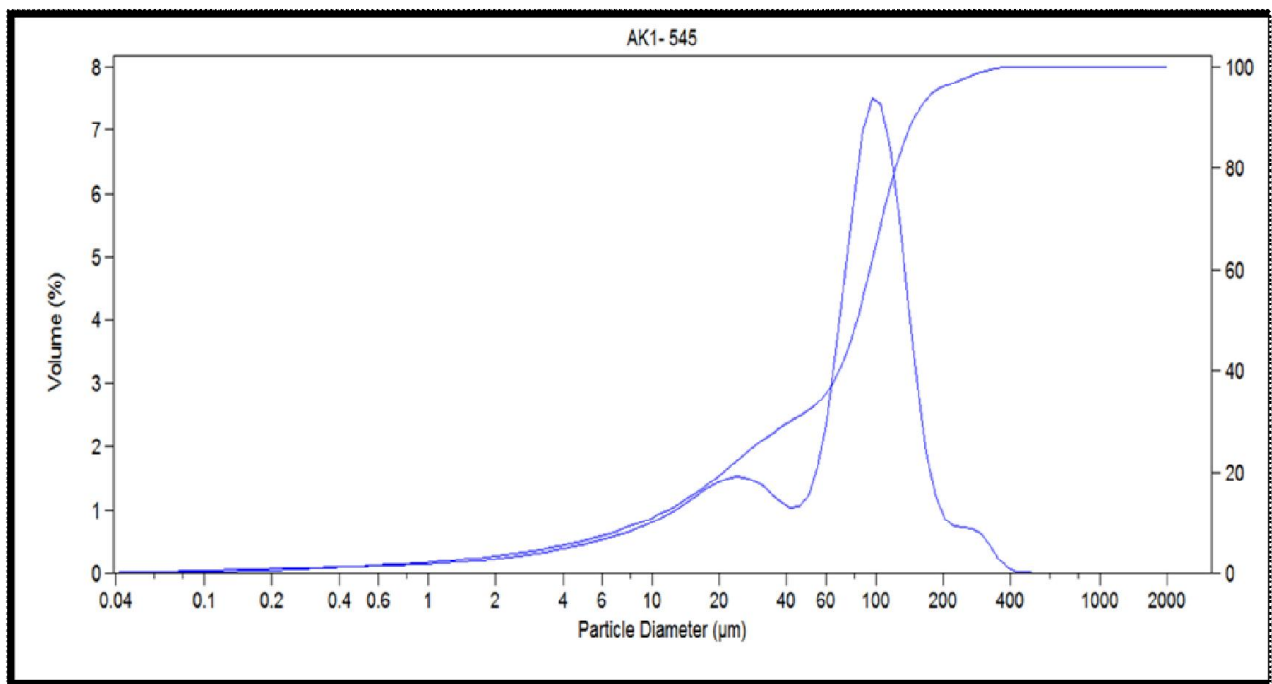


Figure 2: courbes granulométriques du niveau 545cm

Tableau 2 : paramètres granulométriques de l'échantillon 545 cm

Unité 2 (échantillon 545cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.17 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.6 ϕ	mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.576 ϕ	La distribution des sédiments est bimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.17 ϕ	l'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00031	Le faciès granulométrique est sublogarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniformes.	

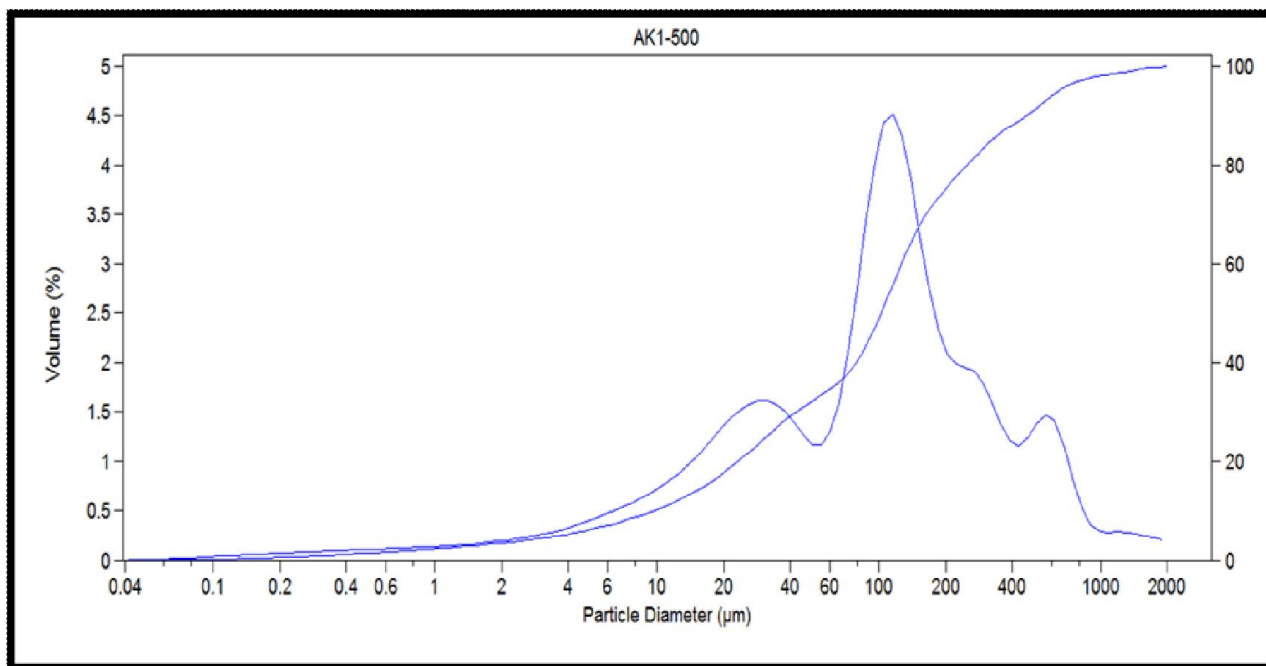


Figure 3 : courbes granulométriques du niveau 500cm

Tableau 3 paramètres granulométriques de l'échantillon 500 cm

Unité 3 (échantillon 500cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.6 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	2.15 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.263 ϕ	La distribution des sédiments est polymodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	1.154 ϕ	l'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.0014	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniformes.	

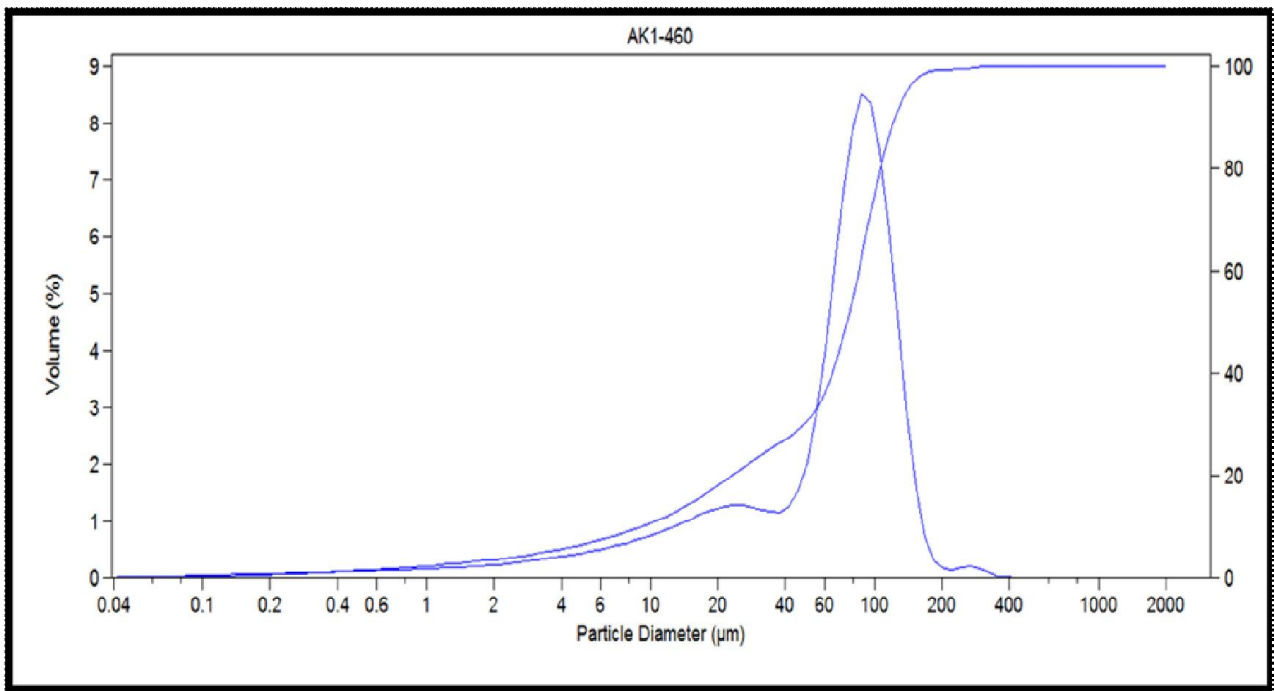


Figure 4 : courbes granulométriques du niveau 460cm

Tableau 4: paramètres granulométriques de l'échantillon 460 cm

Unité 4 (échantillon 460cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.24 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.48 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.62 ϕ	La distribution des sédiments est bimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.402 ϕ	L'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00062	Le faciès granulométrique est sublogarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniformes.	

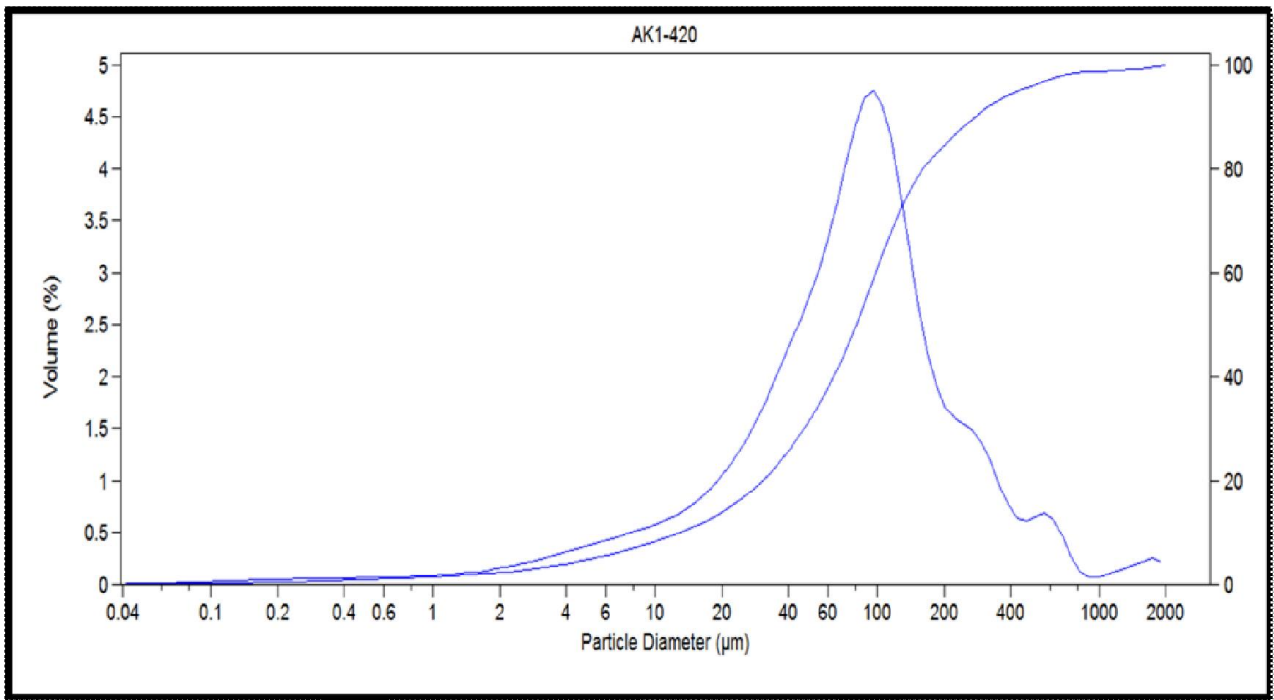


Figure 5: courbes granulométriques du niveau 420cm

Tableau 5: paramètres granulométriques de l'échantillon 420 cm

Unité 5 (échantillon 420cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.8 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.72 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.2 ϕ	La distribution des sédiments est unimodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	1.427 ϕ	l'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	0.00177	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve au-dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme, avec une fraction transportée par roulage sur le fond	

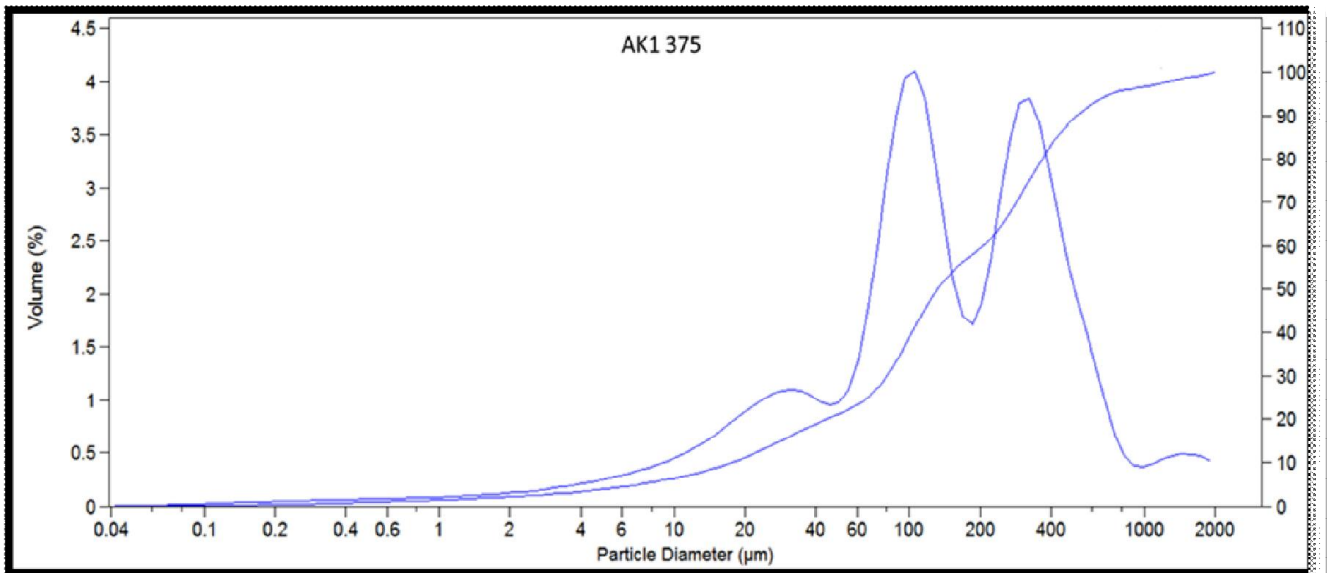


Figure 6 : courbes granulométriques du niveau 375cm

Tableau 6: paramètres granulométriques de l'échantillon 375 cm

Unité 6 (échantillon 375cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.07 ϕ	Vases sableuses
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.932 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.190 ϕ	La distribution des sédiments est trimodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	1.19 ϕ	L'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	0.00116	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment PQ . Ceci suggère des dépôts de suspensions gradées et de roulement sur le fond	

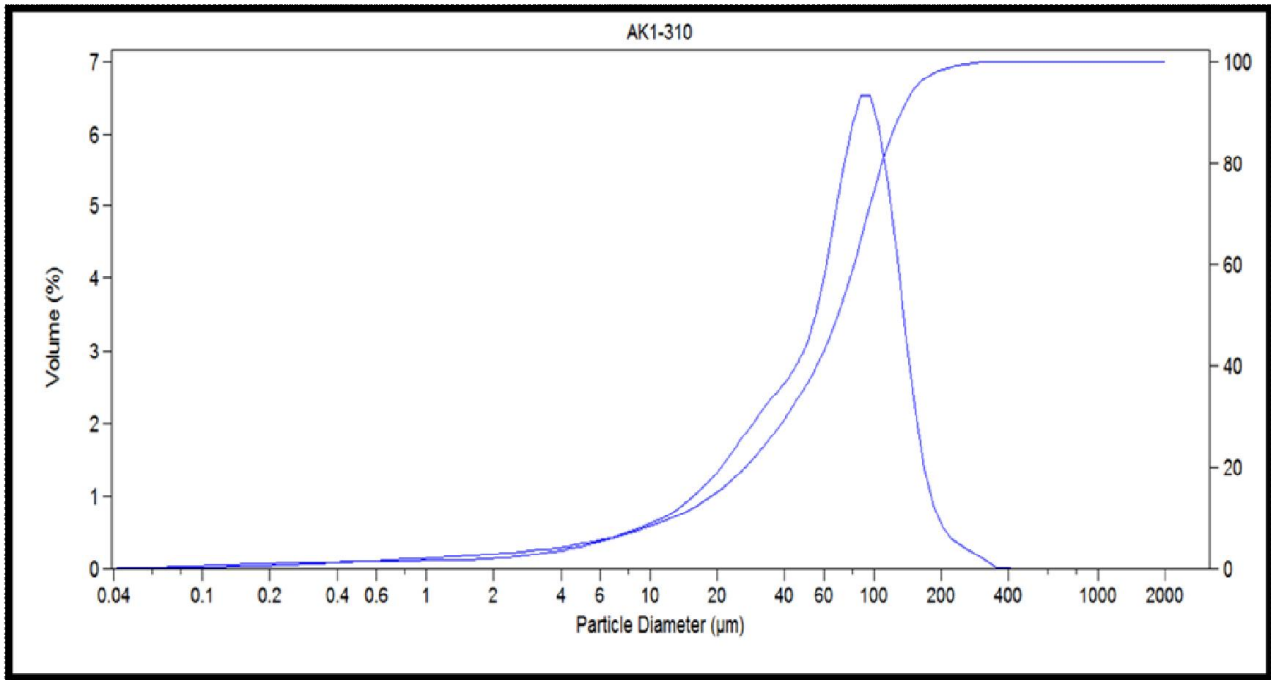


Figure 7 : courbes granulométriques du niveau 310cm

Tableau 7: paramètres granulométriques de l'échantillon 310 cm

Unité 7 (échantillon 310cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.167 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.358 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.457 ϕ	La distribution des sédiments est unimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.26 ϕ	l'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	0.00226	Le faciès granulométrique est su-blogarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme.	

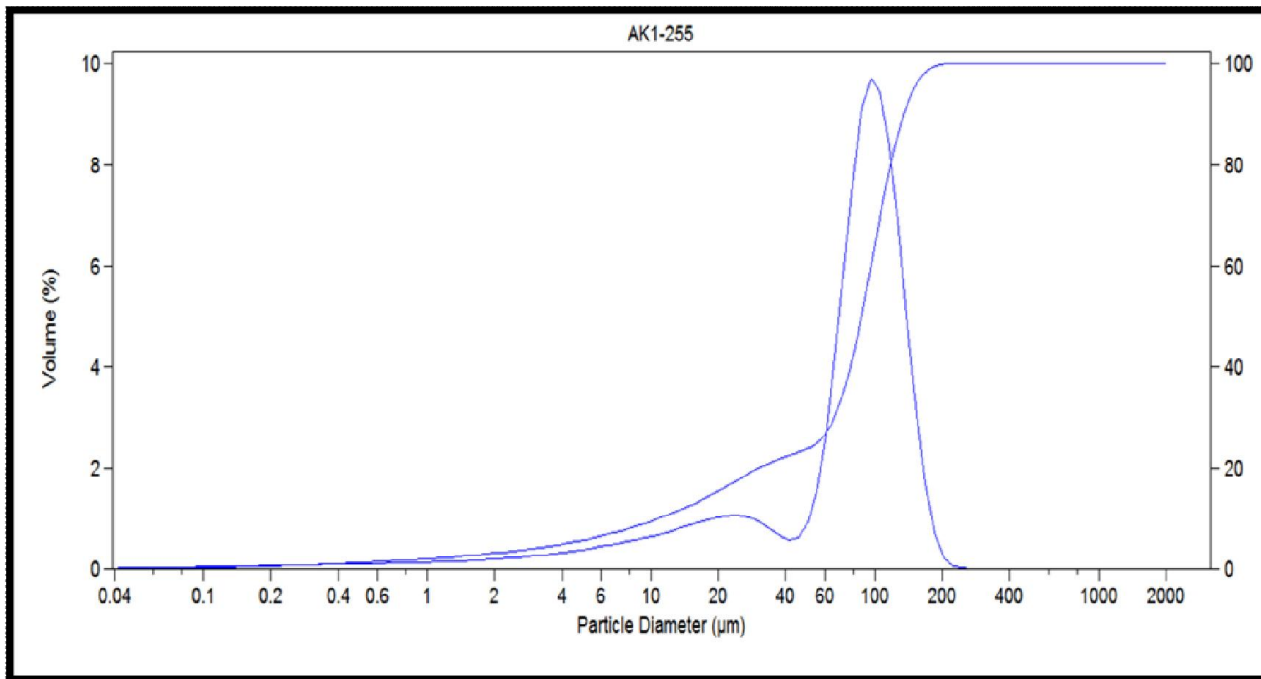


Figure 8 : courbes granulométriques du niveau 255cm

Tableau 8: paramètres granulométriques de l'échantillon 255 cm

Unité 8 (échantillon 255cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.028 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.4 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.64 ϕ	La distribution des sédiments est unimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	2.068 ϕ	l'allure de la courbe est très leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	0.00264	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme.	

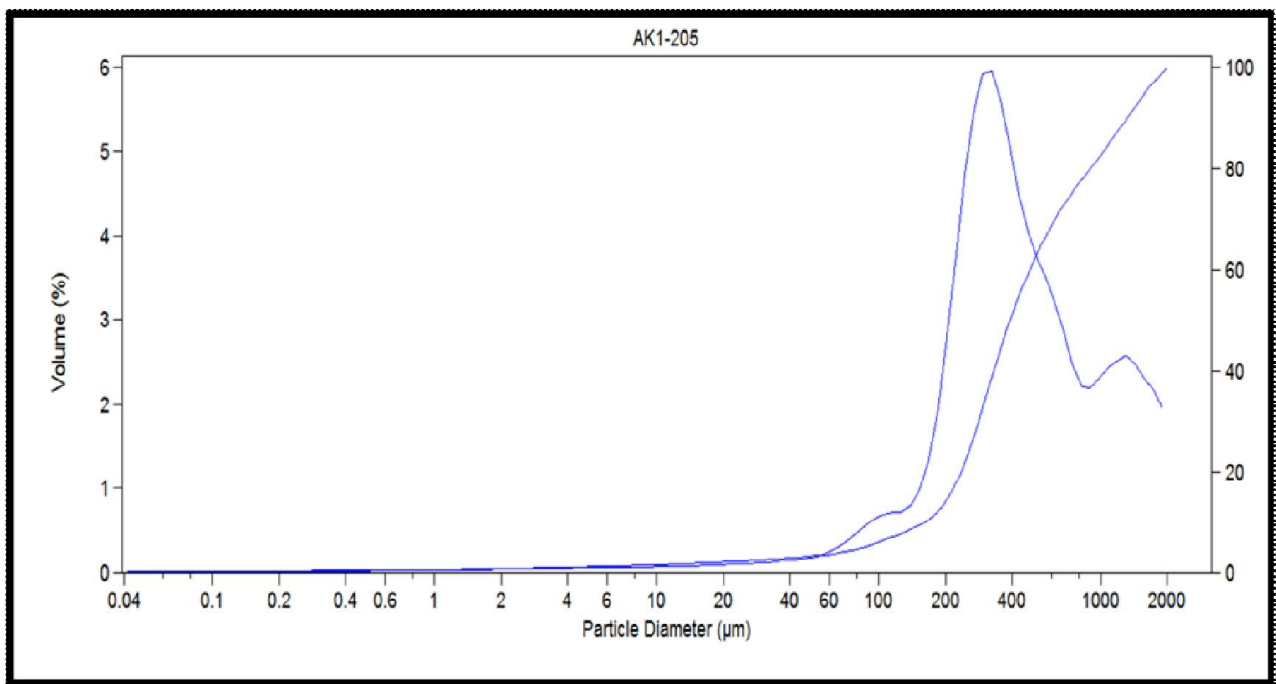


Figure 9 : courbes granulométriques du niveau 205cm

Tableau 9: paramètres granulométriques de l'échantillon 205 cm

Unité 9 (échantillon 205cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	1.05 ϕ	Sables moyens
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.3 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	-0.028 ϕ	La distribution des sédiments est polymodale symétrique
Kurtosis graphique	1.081 ϕ	L'allure de la courbe est mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	0.00228	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment QP . Ceci suggère des dépôts de cheminant essentiellement par roulement et saltation courte	

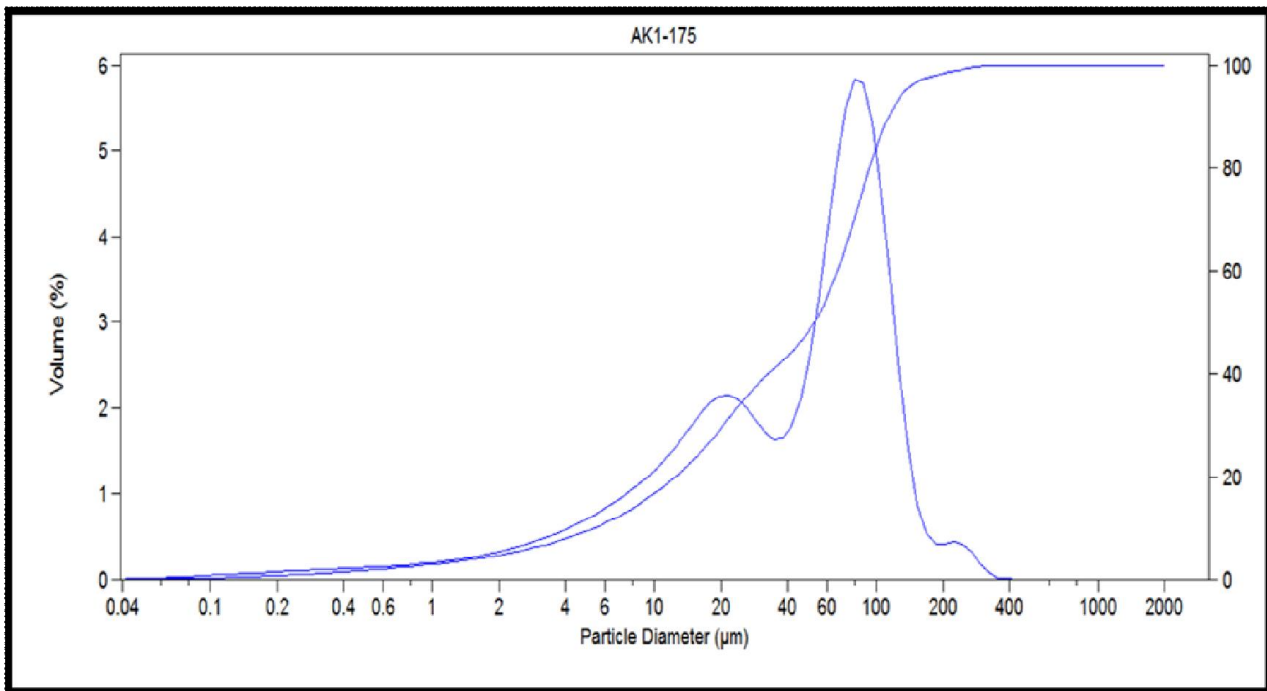


Figure 10 : courbes granulométriques du niveau 175cm

Tableau 10: paramètres granulométriques de l'échantillon 175 cm

Unité 10 (échantillon 175 cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.754 ϕ	Vases sableuses
Standard de déviation ou écart type (σ)	$\sigma = 1.75\phi$	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.5 ϕ	La distribution des sédiments est bimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.014 ϕ	l'allure de la courbe est mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.0044	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme.	

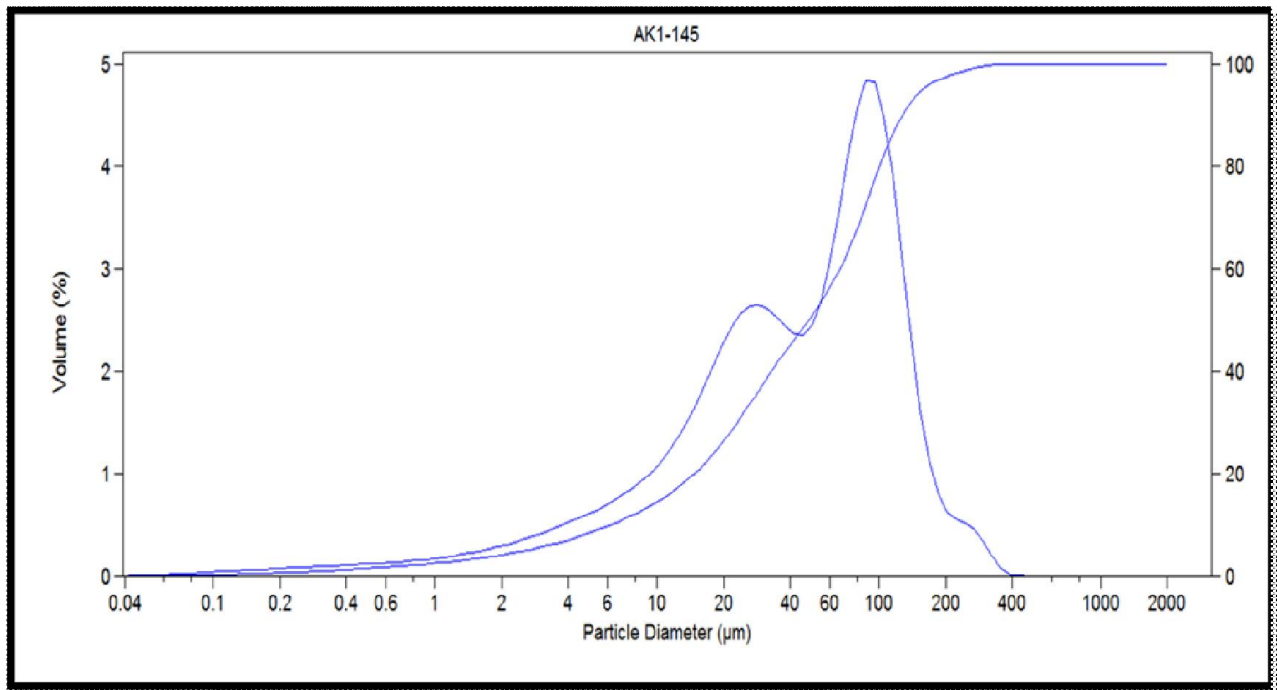


Figure 11 : courbes granulométriques du niveau 145cm

Tableau 11: paramètres granulométriques de l'échantillon 145 cm

Unité 11 (échantillon 145cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.67 ϕ	Vases sableuses
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.72 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.35 ϕ	La distribution des sédiments est bimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.069 ϕ	l'allure de la courbe est mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00364	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme.	

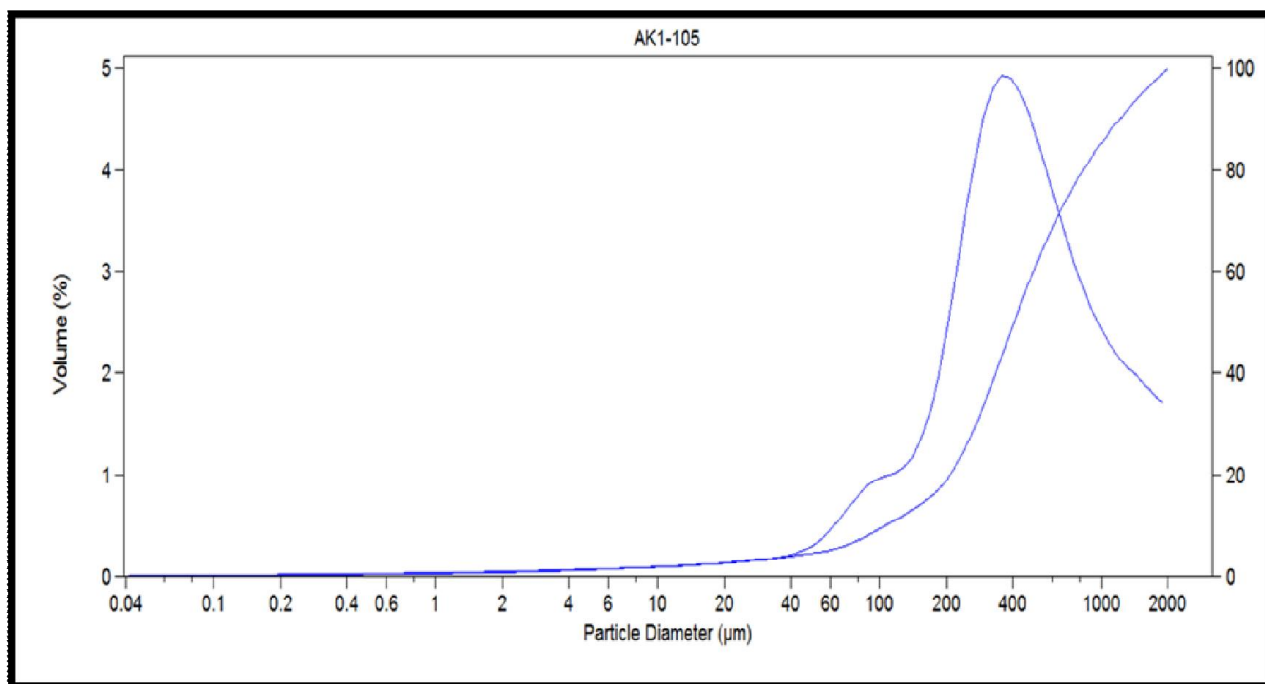


Figure 12 : courbes granulométriques du niveau 105cm

Tableau 12: paramètres granulométriques de l'échantillon 105 cm

Unité 12 (échantillon 105cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	1.297 ϕ	Sables moyens
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.326 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.086 ϕ	La distribution des sédiments est bimodale symétrique
Kurtosis graphique	1.233 ϕ	L'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00016	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment QP . Ceci suggère des dépôts de cheminant essentiellement par roulement et saltation courte.	

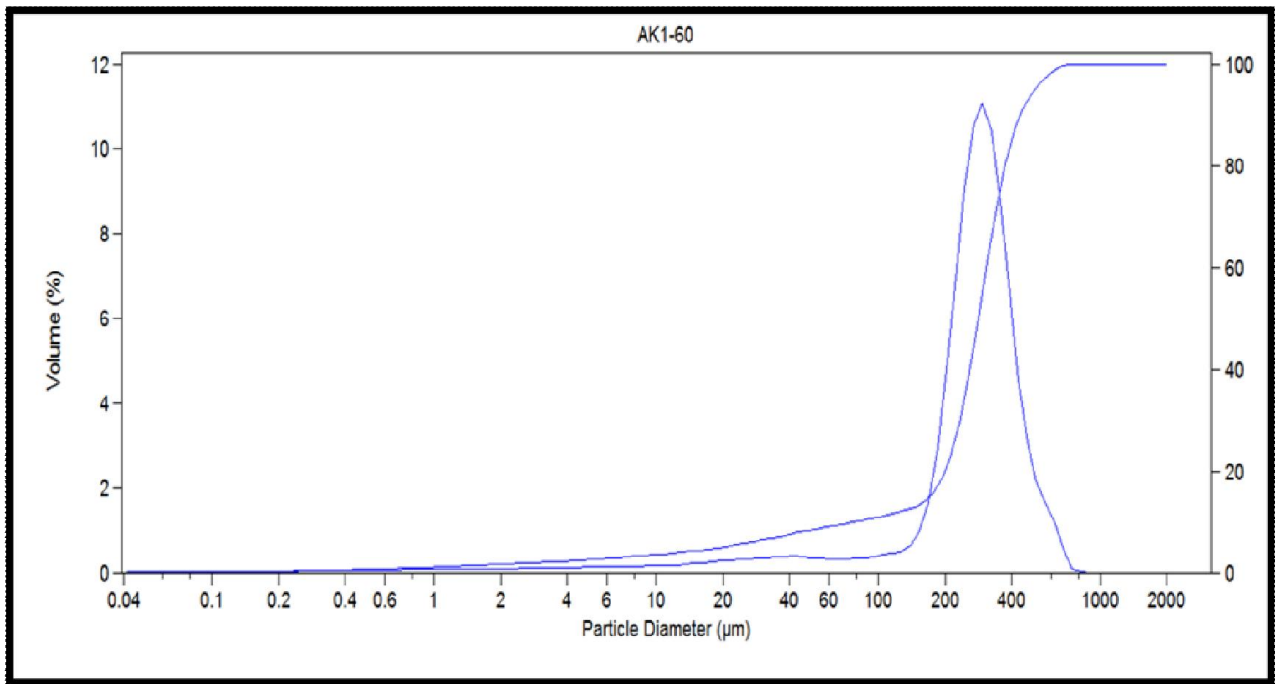


Figure 13 : courbes granulométriques du niveau 60cm

Tableau 13: paramètres granulométriques de l'échantillon 60 cm

Unité 13 (échantillon 60cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	1.883 ϕ	Sables moyens
Standard de déviation ou écart type (σ)	0.998 ϕ	Modérément classé
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.397 ϕ	La distribution des sédiments est unimodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	2.773 ϕ	l'allure de la courbe est très leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	0.00301	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment QP . Ceci suggère des dépôts de cheminant essentiellement par roulement et saltation courte.	

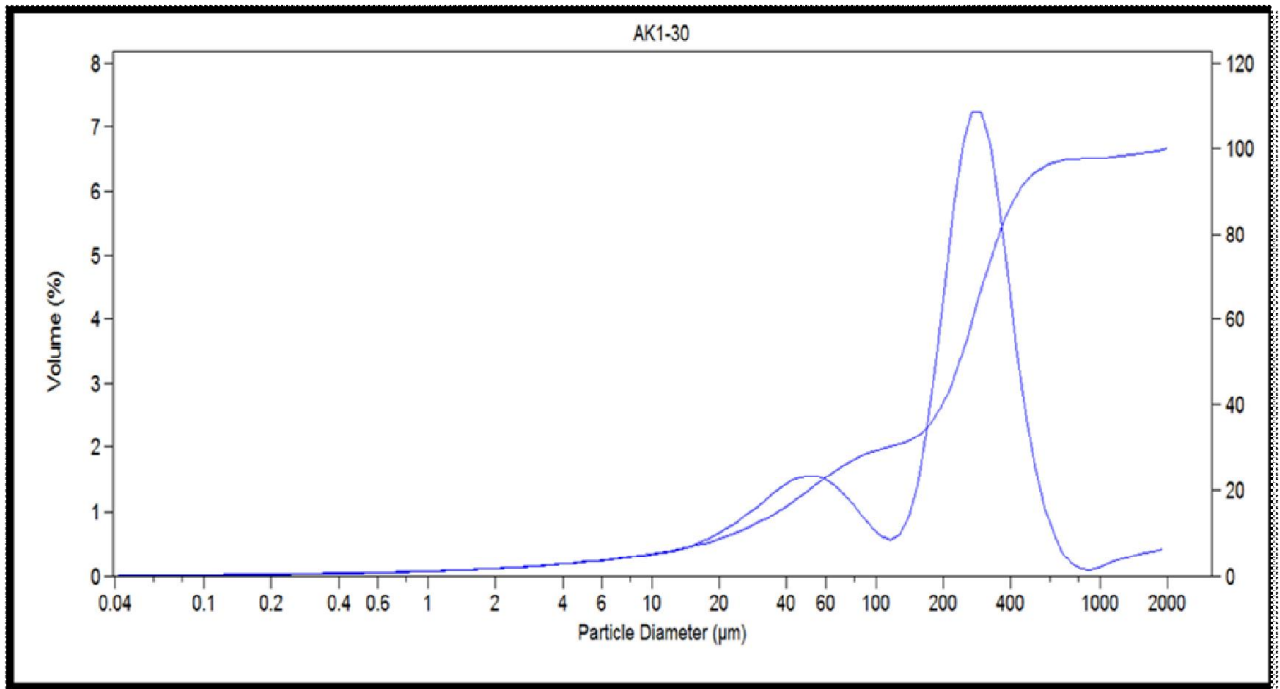


Figure 14 : courbes granulométriques du niveau 30cm

Tableau 14: paramètres granulométriques de l'échantillon 30 cm

Unité 14 (échantillon 30 cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	2.717 ϕ	Sables fins
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.707 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.588 ϕ	La distribution des sédiments est bimodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	1.056 ϕ	L'allure de la courbe est mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00082	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment QP . Ceci suggère des dépôts de cheminant essentiellement par roulement et saltation courte.	

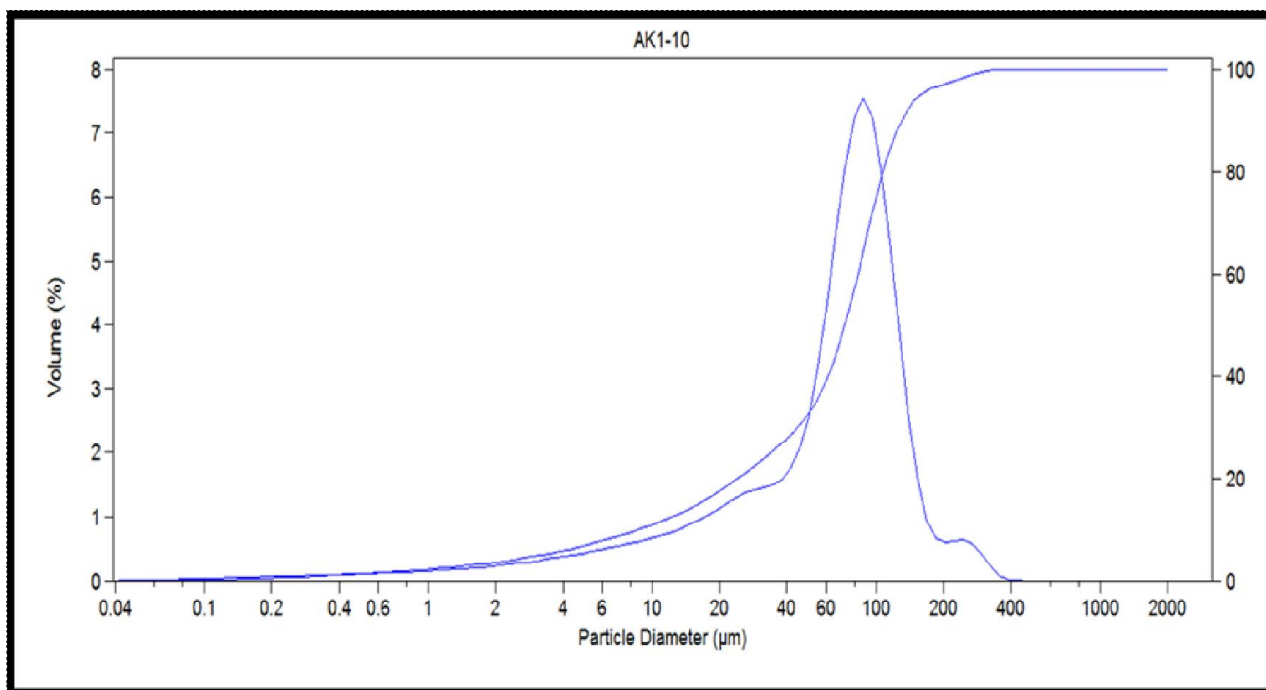


Figure 15 : courbes granulométriques du niveau 10cm

Tableau 15: paramètres granulométriques de l'échantillon 10 cm

Unité 15 (échantillon 10cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.243 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.532 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.554 ϕ	La distribution des sédiments est unimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.486 ϕ	l'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	0.00128	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.19)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme.	

Etude sédimentologique de la carotte AK2

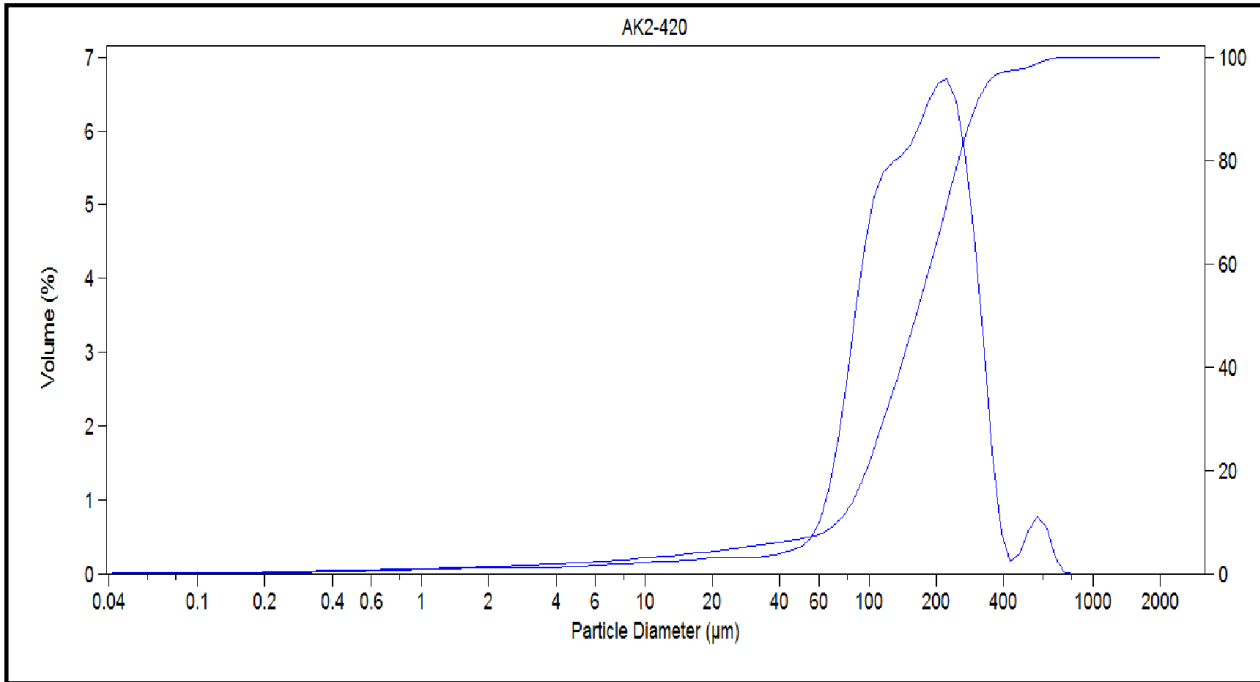


Figure 1: courbes granulométriques du niveau 420cm

Tableau 1: paramètres granulométriques de l'échantillon 420 cm

Unité 1 (échantillon 420cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	2.674 ϕ	Sables fins
Standard de déviation ou écart type (σ)	0.951 ϕ	Modérément classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.26 ϕ	La distribution des sédiments est unimodal avec une asymétrie vers les fines
Kurtosis graphique	1.338 ϕ	L'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00057	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.30)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme déposés par décantation en eaux substagnantes.	

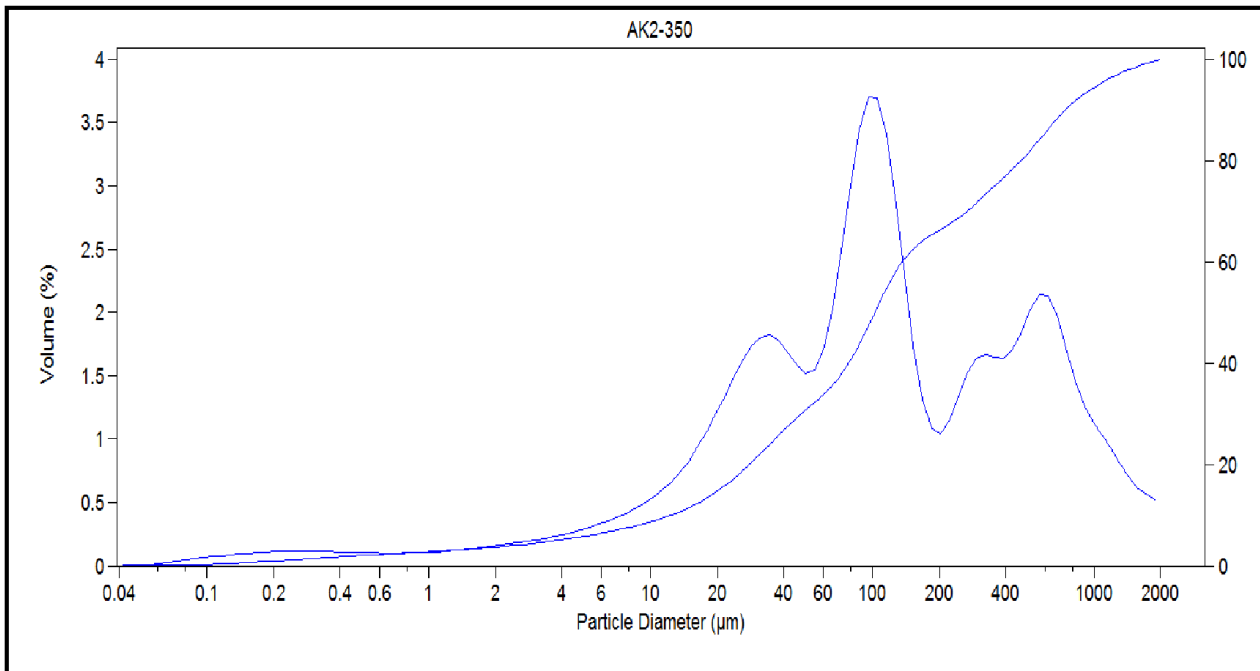


Figure 2: courbes granulométriques du niveau 350cm

Tableau 2: paramètres granulométriques de l'échantillon 350 cm

Unité 2 (échantillon 350cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.202 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	0.951 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.059 ϕ	La distribution des sédiments est polymodale avec une symétrie
Kurtosis graphique	1.009 ϕ	L'allure de la courbe est mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00193	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.30)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme déposé par décantation en eaux substagnantes.	

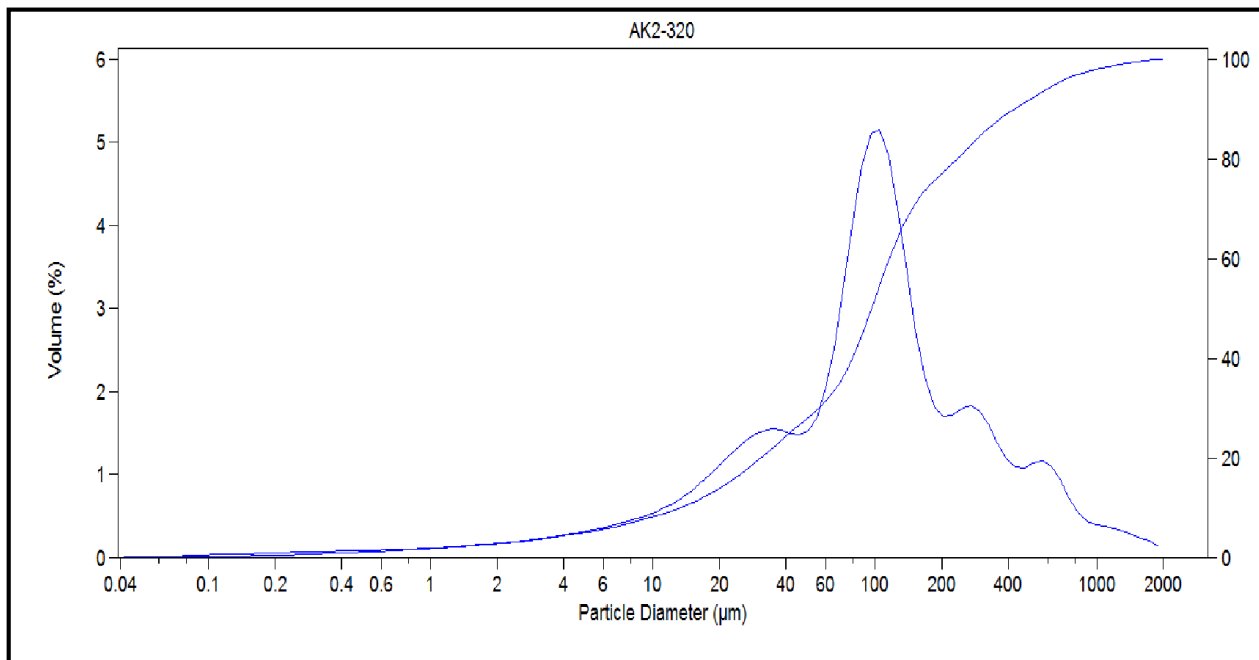


Figure 3: courbes granulométriques du niveau 320cm

Tableau 3: paramètres granulométriques de l'échantillon 320 cm

Unité 3 (échantillon 320cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.519 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.969 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.176 ϕ	La distribution des sédiments est polymodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	1.369 ϕ	L'allure de la courbe est lepokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00206	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.30)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme déposé par décantation en eaux substagnantes.	

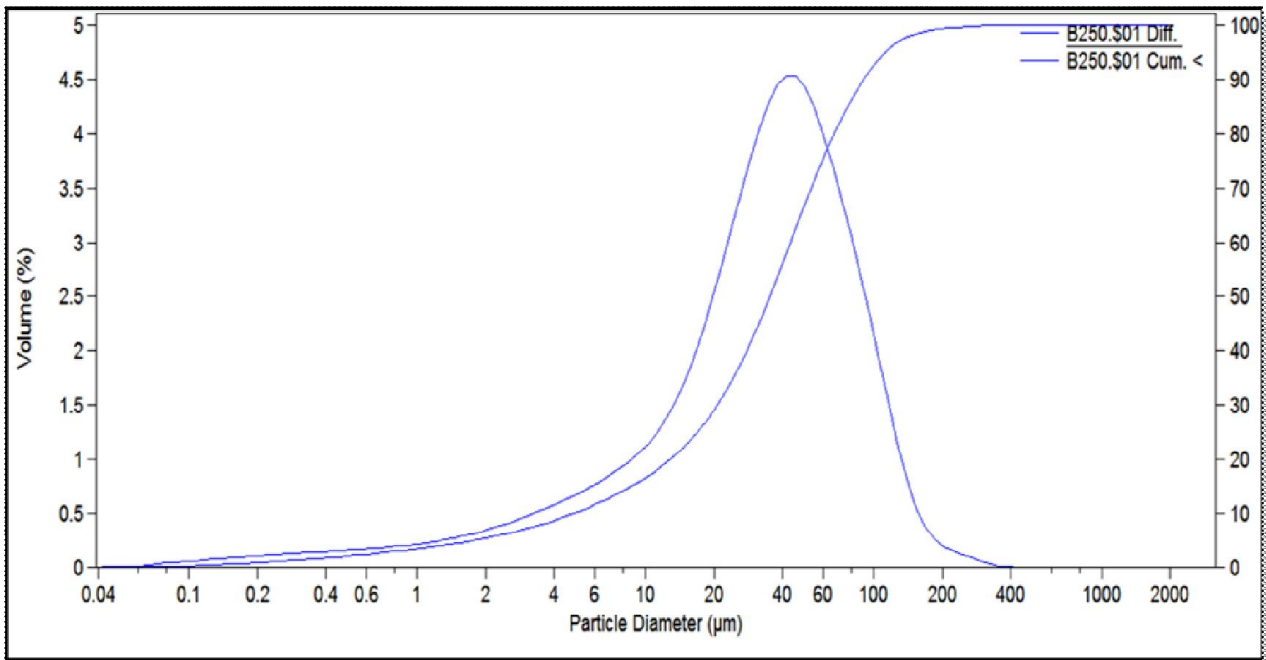


Figure 4: courbes granulométriques du niveau 250cm

Tableau 4: paramètres granulométriques de l'échantillon 250 cm

Unité 4 (échantillon 250cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	5.093 ϕ	Vases sableuses
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.64 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.348 ϕ	La distribution des sédiments est unimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.33 ϕ	L'allure de la courbe est lepokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00299	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.30)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme déposé par décantation en eaux substagnantes	

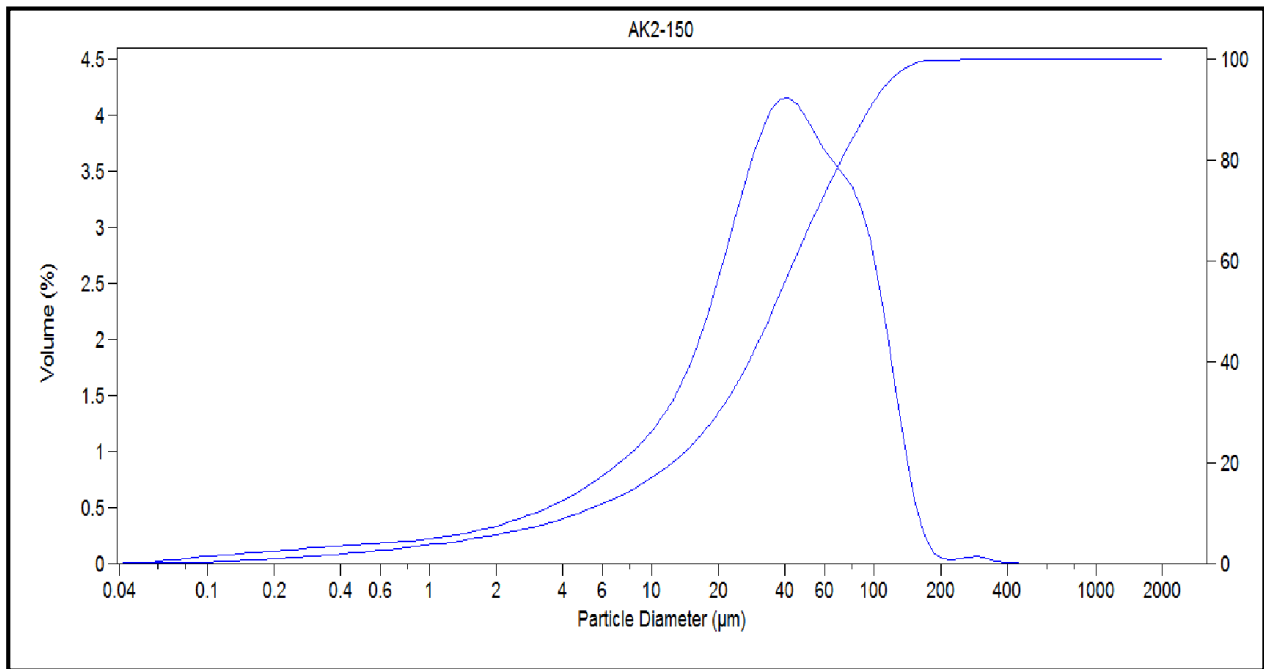


Figure 5: courbes granulométriques du niveau 150cm

Tableau 5: paramètres granulométriques de l'échantillon 150 cm

Unité 5 (échantillon 150cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	5.078 ϕ	Vases sableuses
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.7 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.336 ϕ	La distribution des sédiments est unimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.28 ϕ	L'allure de la courbe est lepokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00299	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.30)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme déposé par décantation en eaux substagnantes	

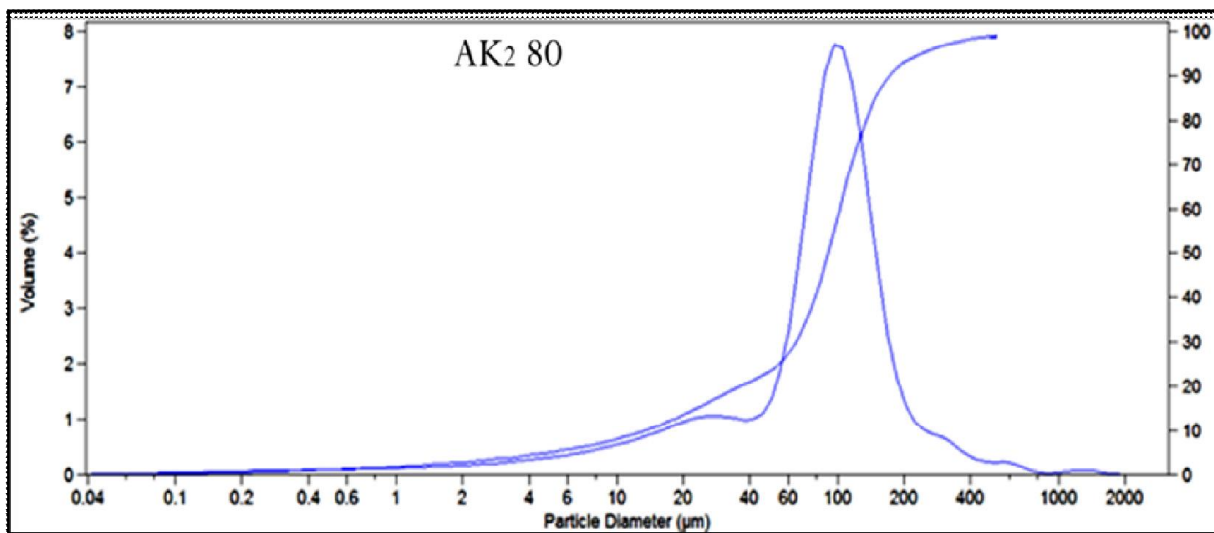


Figure 6: courbes granulométriques du niveau 80cm

Tableau 6: paramètres granulométriques de l'échantillon 80 cm

Unité 6 (échantillon 80cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.85 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.47 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.478 ϕ	La distribution des sédiments est unimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.1 ϕ	L'allure de la courbe est lepokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00232	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.30)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond, déposé par décantation en eaux substagnantes	

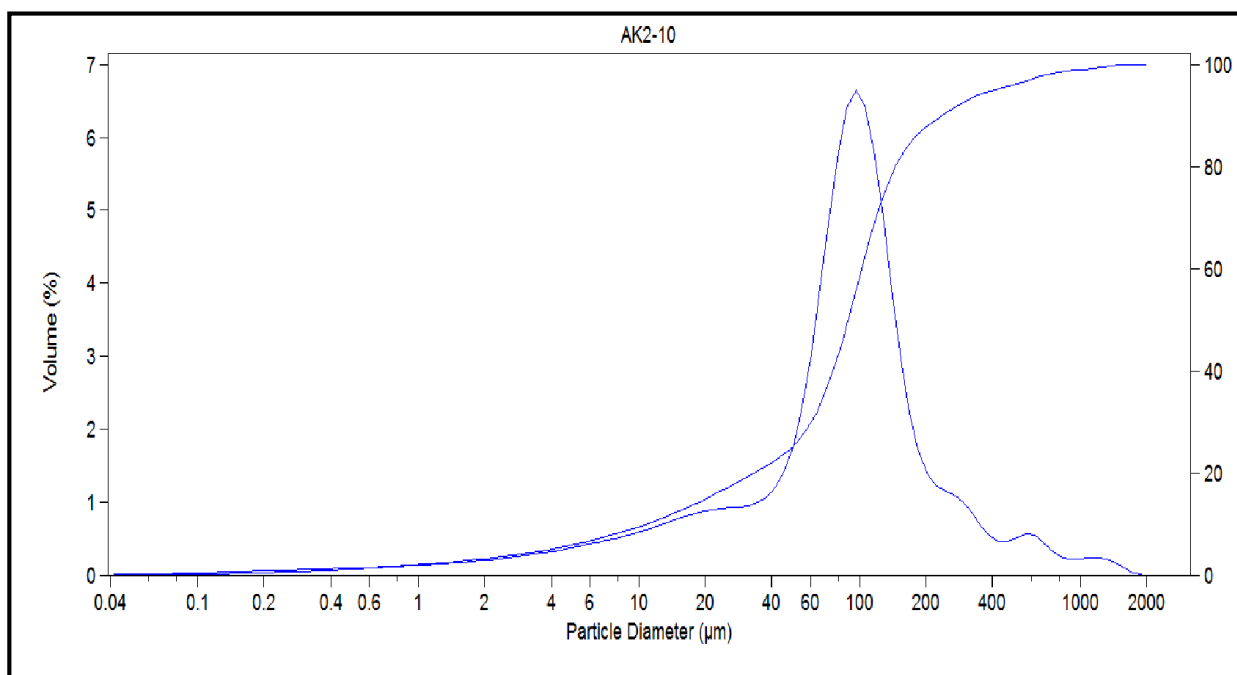


Figure 7: courbes granulométriques du niveau 10cm

Tableau 7: paramètres granulométriques de l'échantillon 10 cm

Unité 7 (échantillon 10cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.85 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.727 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.357 ϕ	La distribution des sédiments est unimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.95 ϕ	L'allure de la courbe est lepokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.00232	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.30)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond, déposé par décantation en eaux substagnantes	

Etude sédimentologique de la carotte AK3

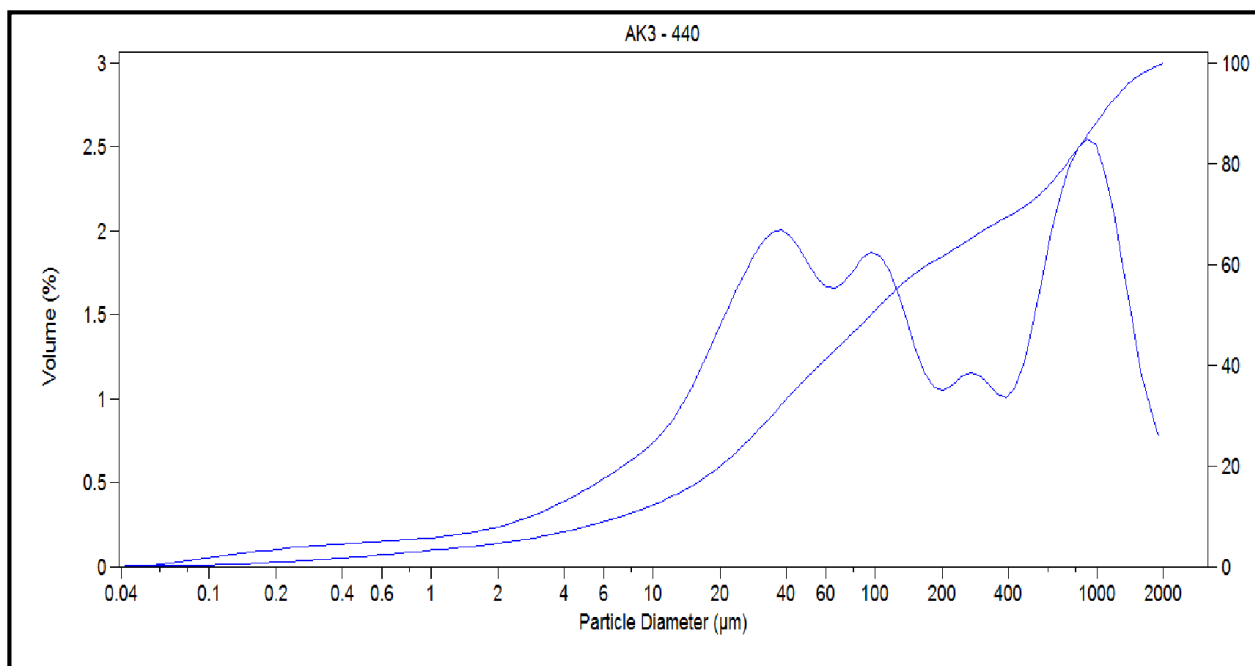


Figure 1: courbes granulométriques du niveau 440cm

Tableau 1: paramètres granulométriques de l'échantillon 440 cm

Unité 1 (échantillon 440cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.22 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	2.845 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.047 ϕ	La distribution des sédiments est polymodales symétrique
Kurtosis graphique	0.845 ϕ	L'allure de la courbe est platikurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.18	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond, déposé par décantation en eaux substagnantes	

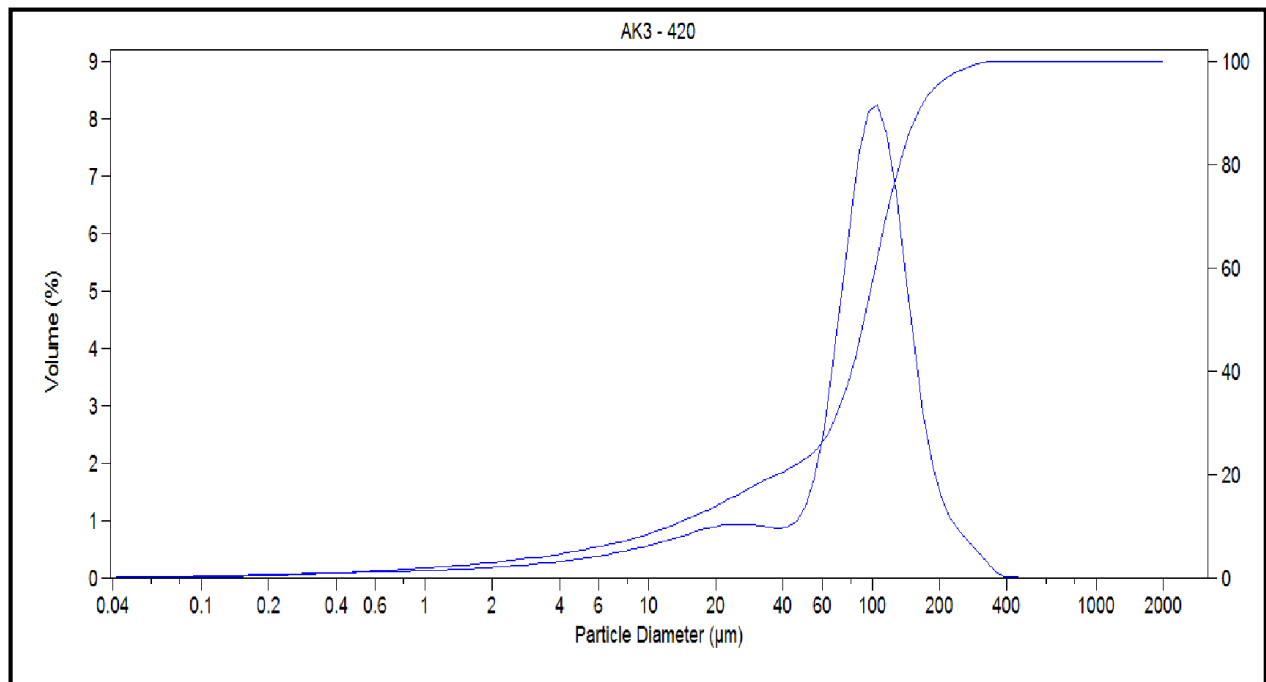


Figure 2: courbes granulométriques du niveau 420cm

Tableau 2: paramètres granulométriques de l'échantillon 420 cm

Unité 2 (échantillon 420cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.866 ϕ	Vases sableuses
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.441 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.557 ϕ	La distribution des sédiments est unimodal avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	1.973 ϕ	L'allure de la courbe est très leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.119	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond, déposé par décantation en eaux substagnantes	

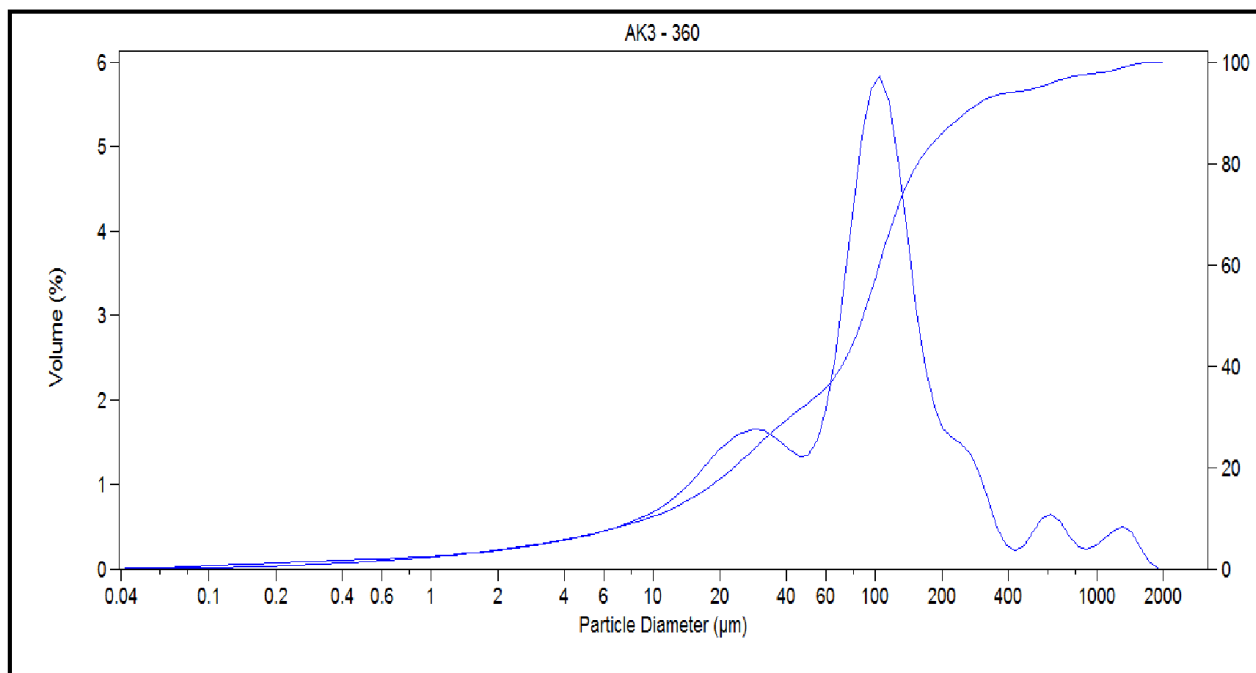


Figure 3: courbes granulométriques du niveau 360cm

Tableau 3: paramètres granulométriques de l'échantillon 360 cm

Unité 3 (échantillon 360cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3.92 ϕ	Vases sableuses
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.953 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.335 ϕ	La distribution des sédiments est bimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.399 ϕ	L'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.13	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond, déposé par décantation en eaux substagnantes	

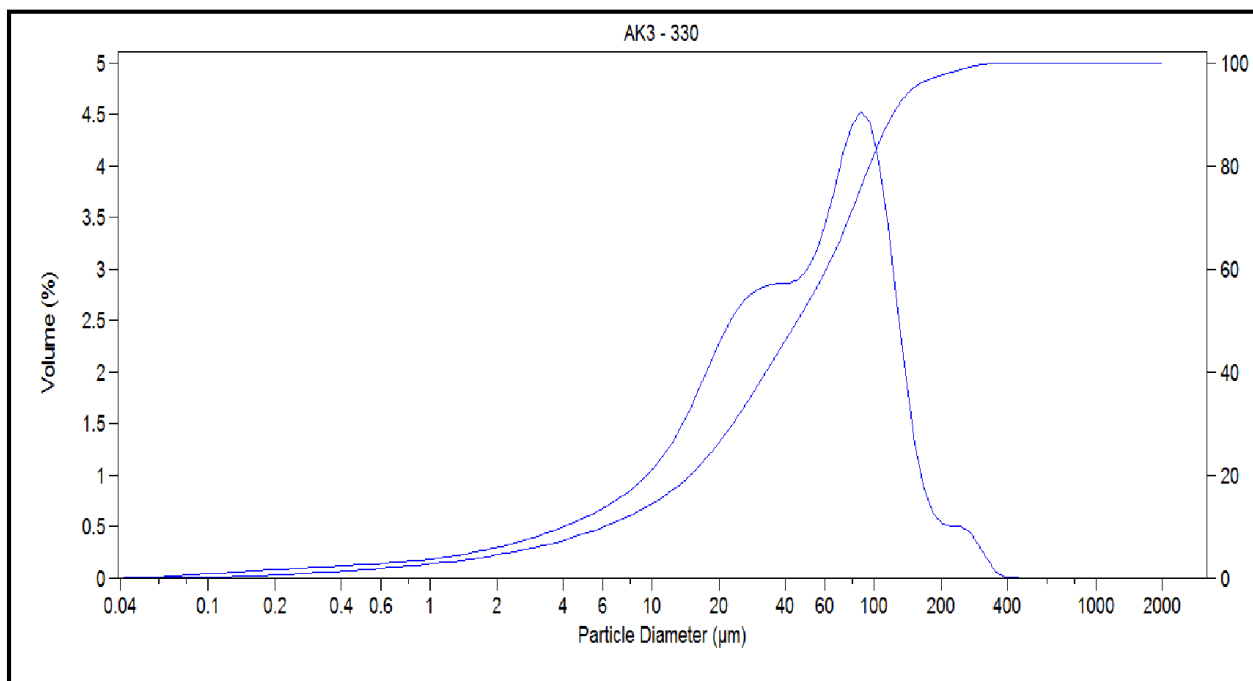


Figure 4: courbes granulométriques du niveau 330cm

Tableau 4: paramètres granulométriques de l'échantillon 330 cm

Unité 4 (échantillon 330cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.727 ϕ	Vases sableuses
Standard de déviation ou écart type (σ)	1.706 ϕ	Mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.334 ϕ	La distribution des sédiments est bimodale avec une asymétrie vers les particules très fines
Kurtosis graphique	1.127 ϕ	L'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.095	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve sur le segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme déposé par décantation en eaux substagnantes	

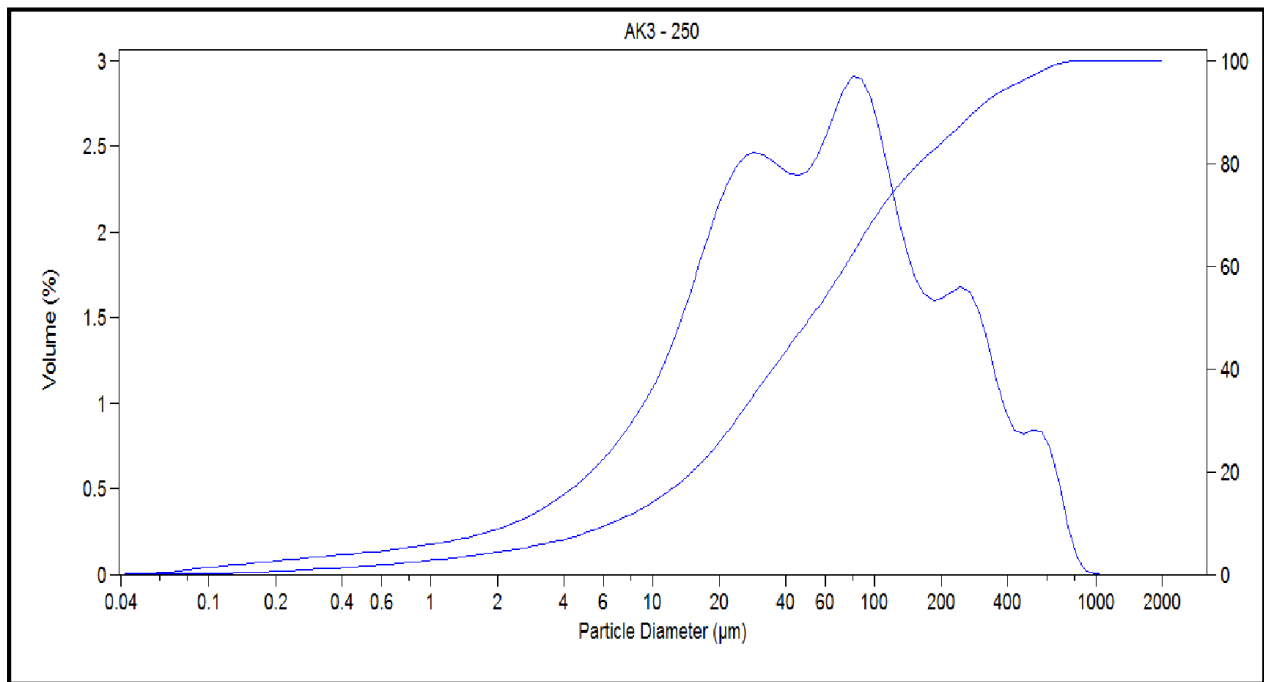


Figure 5: courbes granulométriques du niveau 250cm

Tableau 5: paramètres granulométriques de l'échantillon 250 cm

Unité 5 (échantillon 250cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4.334 ϕ	Vases sableuses
Standard de déviation ou écart type (σ)	2.133 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0.115 ϕ	La distribution des sédiments est plymodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	1.115 ϕ	L'allure de la courbe est leptokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.117	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond déposé par décantation en eaux substagnantes	

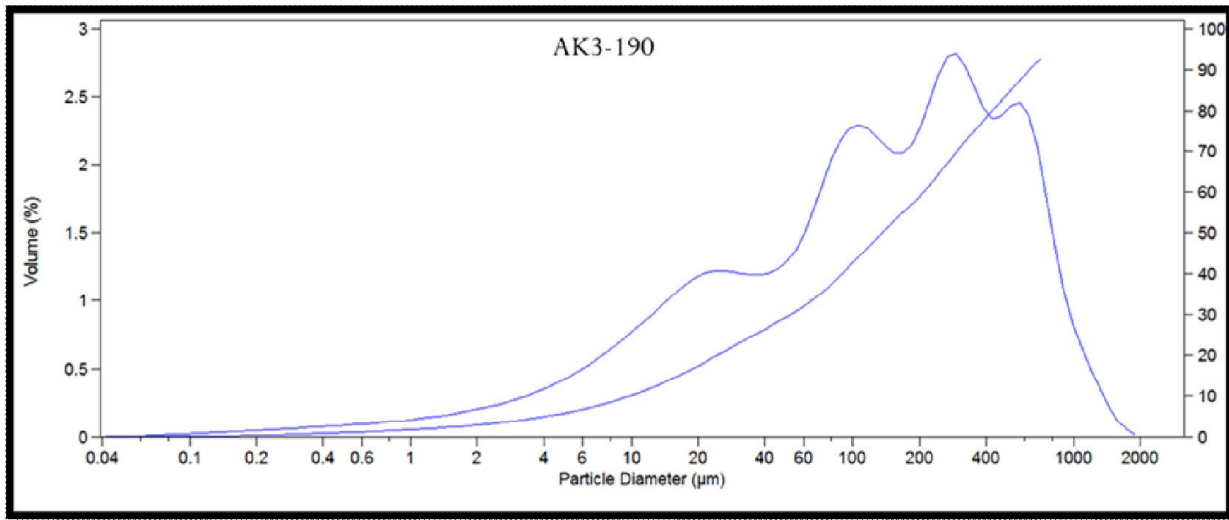


Figure 6: courbes granulométriques du niveau 190cm

Tableau 6: paramètres granulométriques de l'échantillon 190 cm

Unité 6 (échantillon 190 cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3,230 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	2,352 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0,271 ϕ	La distribution des sédiments est polymodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	0,942 ϕ	L'allure de la courbe est très mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.188	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment RQ . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond déposé par décantation en eaux substagnantes	

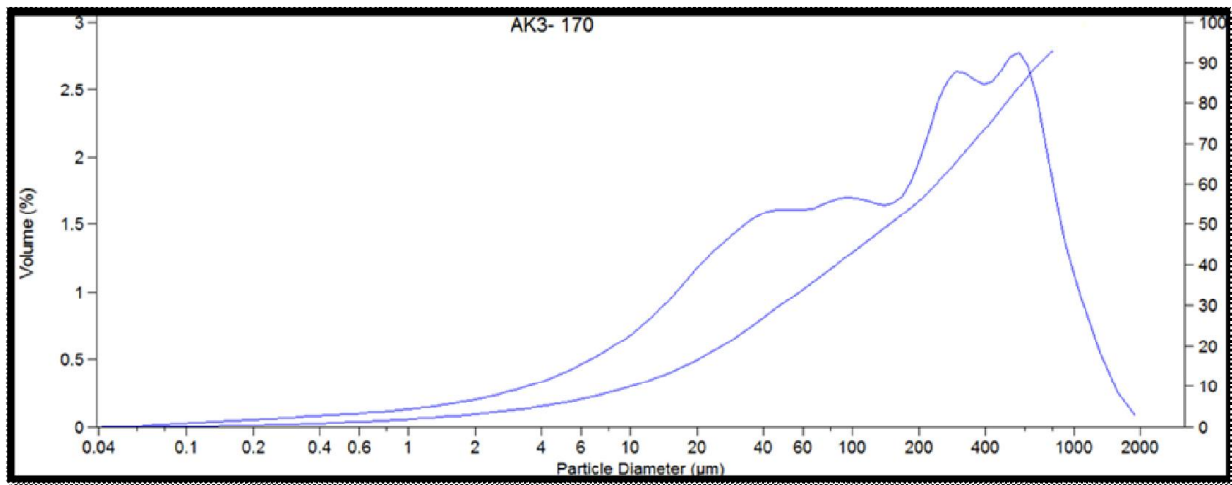


Figure 7: courbes granulométriques du niveau 170cm

Tableau 7: paramètres granulométriques de l'échantillon 170 cm

Unité 7 (échantillon 170 cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	3,098 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	2,410 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0,268 ϕ	La distribution des sédiments est plymodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	0,905 ϕ	L'allure de la courbe est très mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.188	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond déposé par décantation en eaux substagnantes	

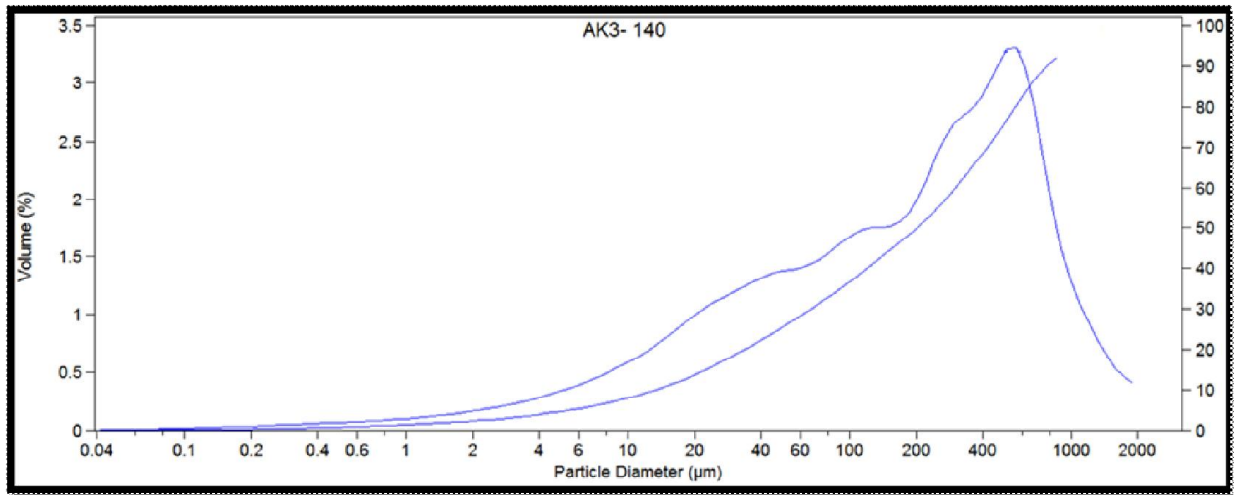


Figure 8: courbes granulométriques du niveau 140cm

Tableau 8: paramètres granulométriques de l'échantillon 140 cm

Unité 8 (échantillon 140 cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	2,773 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	2,309 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0,335 ϕ	La distribution des sédiments est plynodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	0,922 ϕ	L'allure de la courbe est très mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.188	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond déposé par décantation en eaux substagnantes	

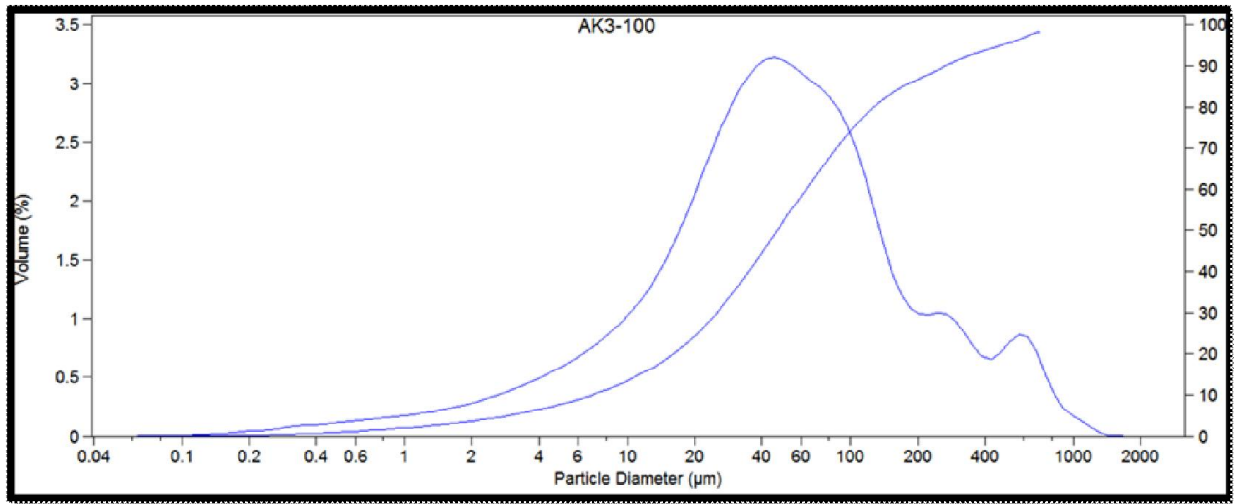


Figure 9: courbes granulométriques du niveau 100cm

Tableau 9: paramètres granulométriques de l'échantillon 100 cm

Unité 9 (échantillon 100 cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	4,466 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	2,033 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0,065 ϕ	La distribution des sédiments est polymodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	1,293 ϕ	L'allure de la courbe est très mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.188	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR . Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond déposé par décantation en eaux substagnantes	

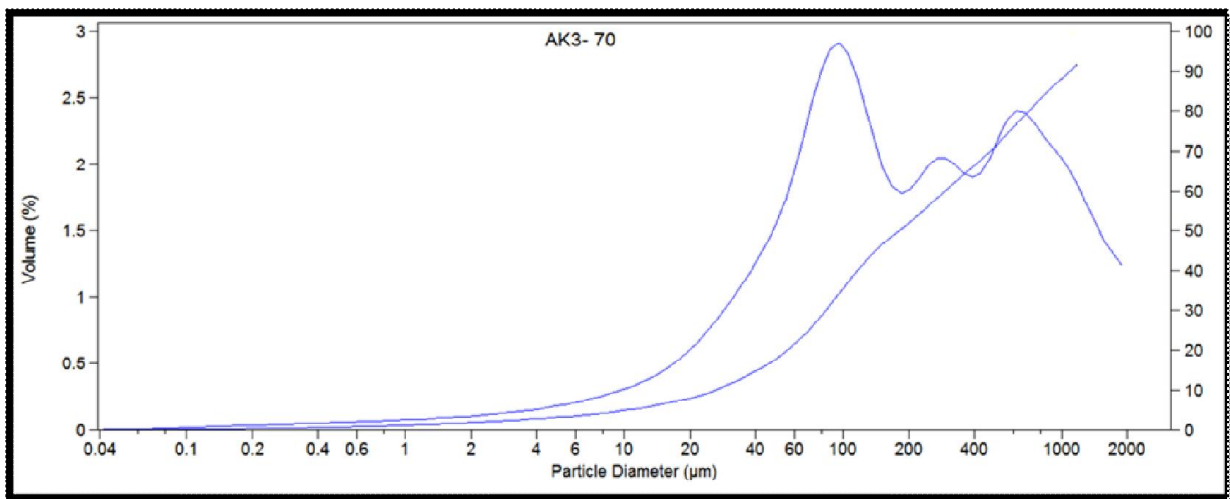


Figure 10: courbes granulométriques du niveau 70cm

Tableau 10: paramètres granulométriques de l'échantillon 70 cm

Unité 10 (échantillon 70 cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	2,411 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	2,129 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0,058 ϕ	La distribution des sédiments est plymodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	0,947 ϕ	L'allure de la courbe est très mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.188	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond déposé par décantation en eaux substagnantes	

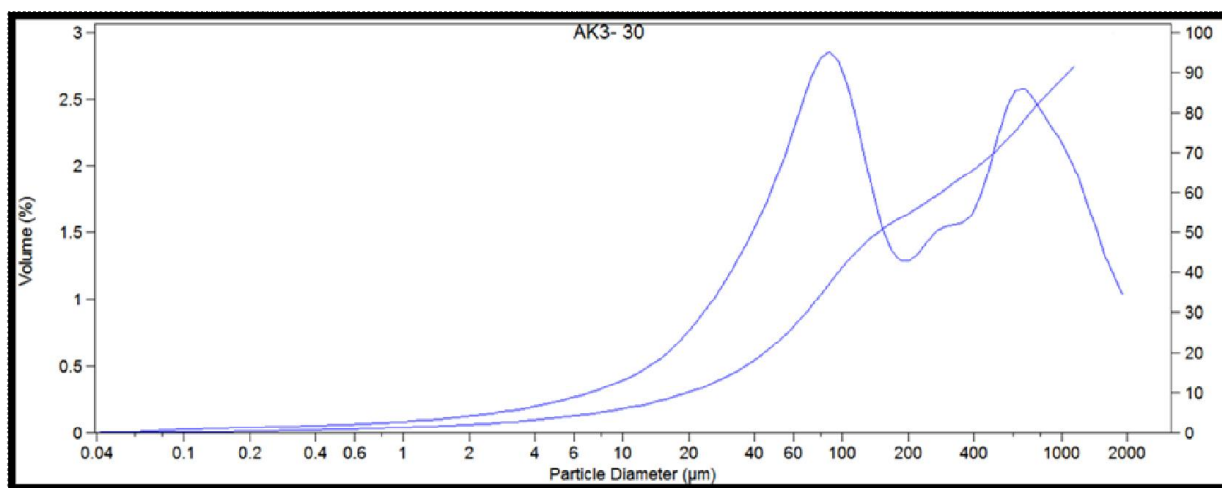


Figure 11: courbes granulométriques du niveau 30cm

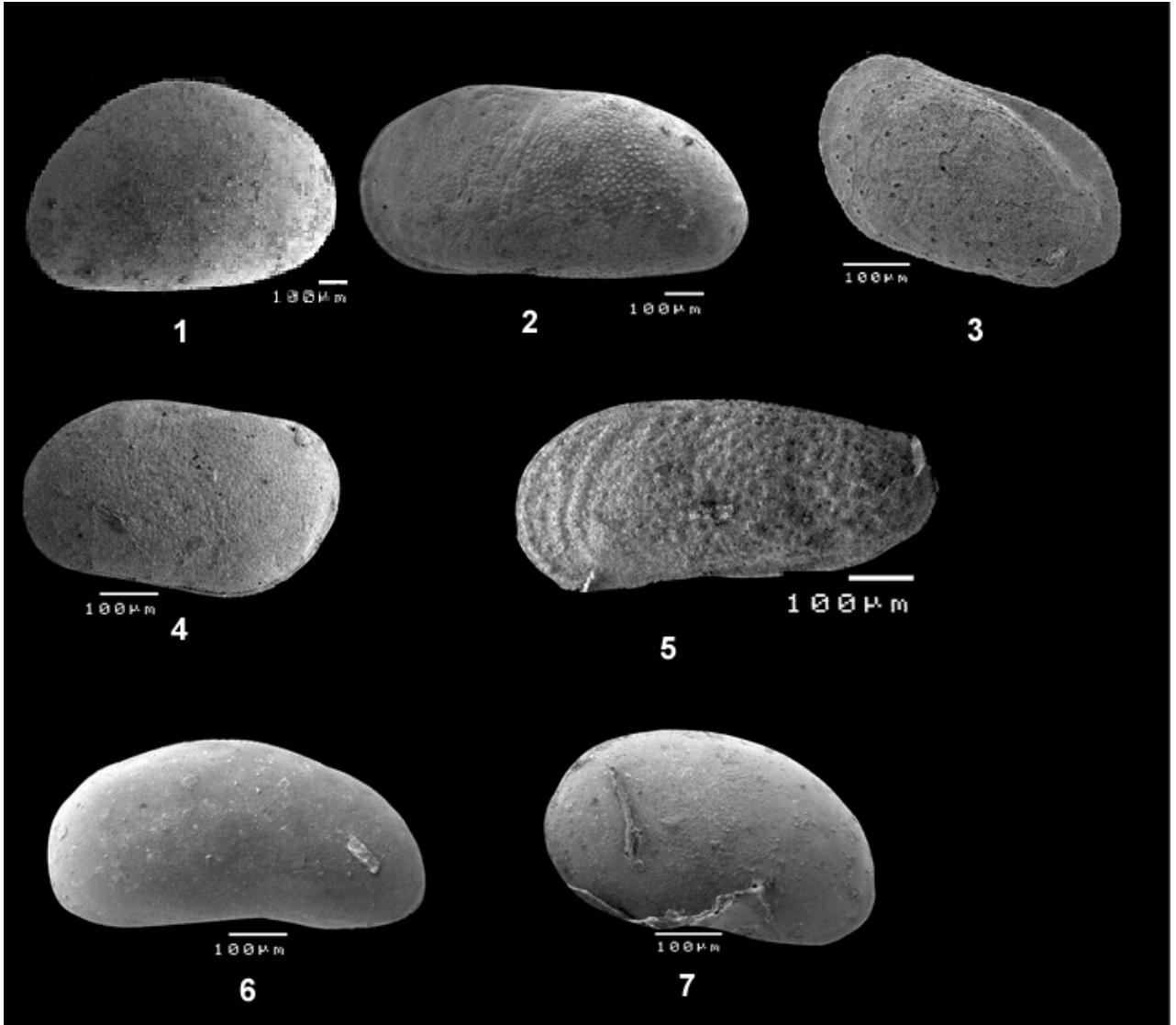
Tableau 11: paramètres granulométriques de l'échantillon 30 cm

Unité 11 (échantillon 30 cm)	Valeurs	Signification des paramètres granulométriques
La moyenne (Mz)	2,632 ϕ	Sables vaseux
Standard de déviation ou écart type (σ)	2,287 ϕ	Très mal classés
Skewness ou coefficient d'asymétrie (Sk)	0,017 ϕ	La distribution des sédiments est polymodale avec une asymétrie vers les particules fines
Kurtosis graphique	0,900 ϕ	L'allure de la courbe est très mésokurtique
Indice d'évolution granulométrique (N)	-0.188	Le faciès granulométrique est sub-logarithmique
Situation dans le diagramme de Passega (Fig.3.45)	Cet échantillon se trouve au dessus du segment SR. Ceci suggère des dépôts de décantation des suspensions uniforme avec une fraction transportée par roulage sur le fond déposé par décantation en eaux substagnantes	

Planches photos

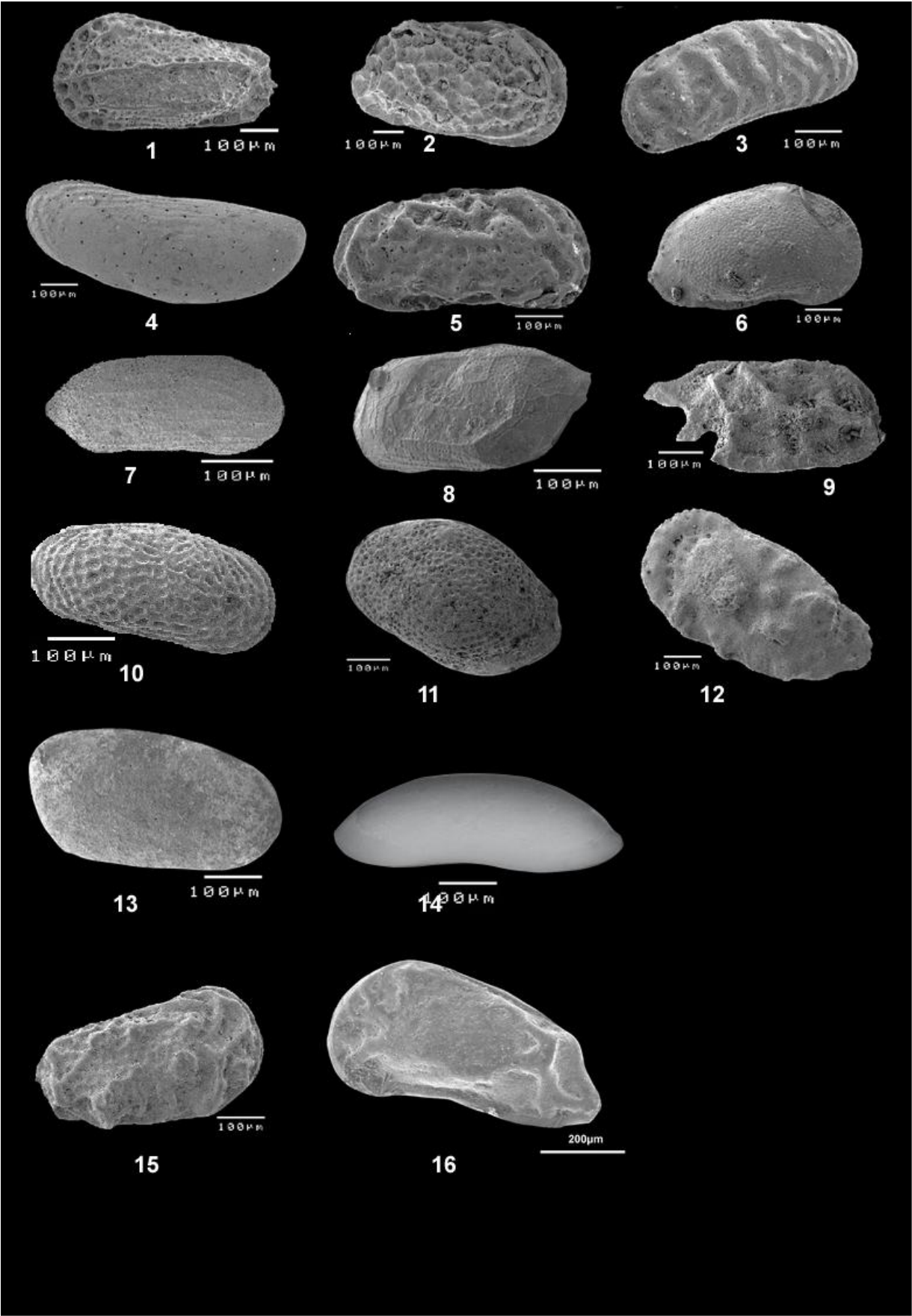
Ostracodes

Planche 1



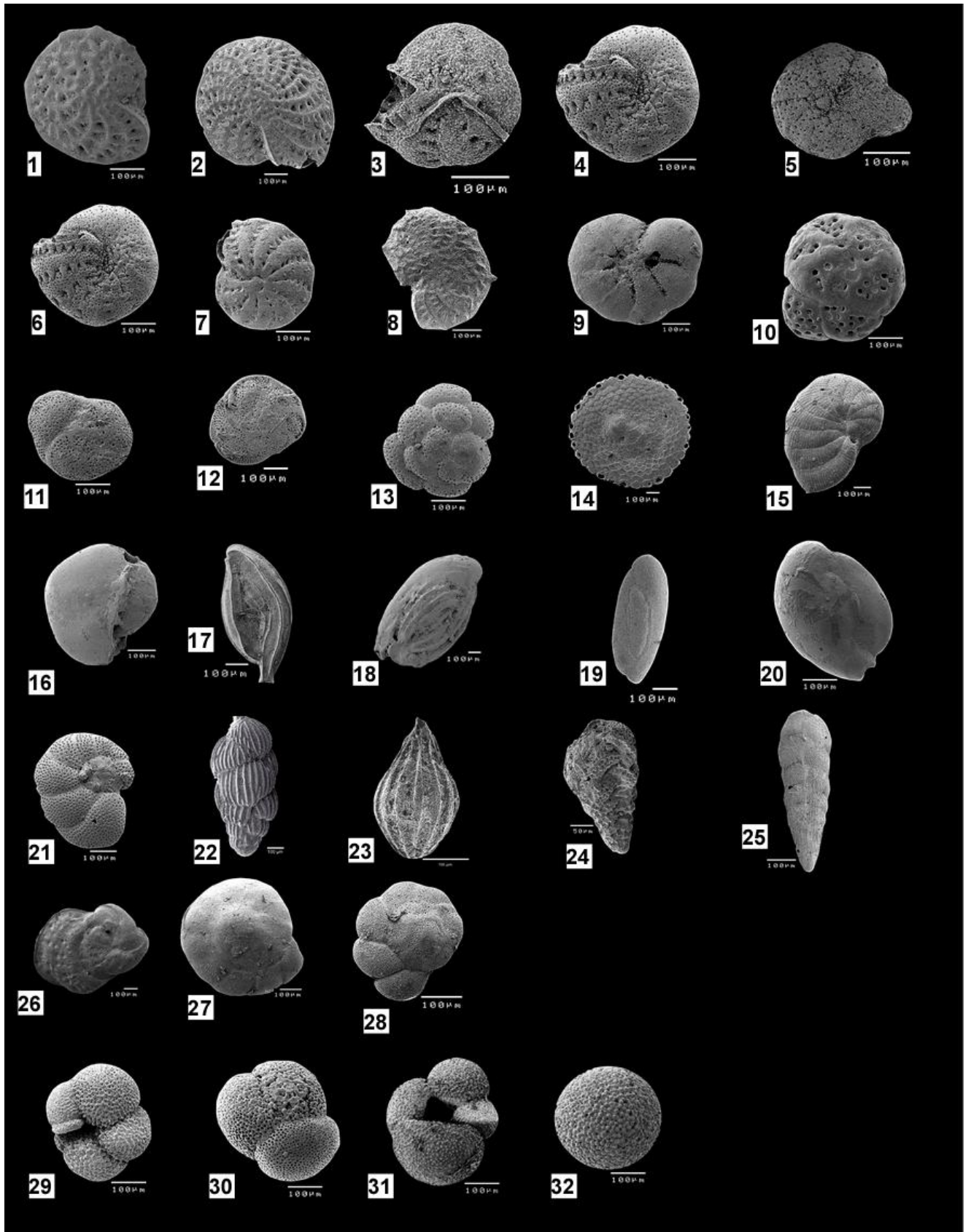
1 *Cypridopsis vidua* (O.F.MÜLLER, 1785), 2 : *Cyprideis torosa* (JONES, 1850), 3: *Loxoconcha turbida*, (G.W.MÜLLER, 1912), 4: *Loxoconcha elliptica* (BRADY, 1868), 5: *Leptocythere fabaeformis* (G.W.MÜLLER, 1894), 6: *Xestoleberis dispar* (G.W.MÜLLER, 1894), 7: *Xestoleberis aurantia* (BAIRD, 1838)

Planche2



- 1: *Hiltermanicythere emaciata* (BRADY, 1868) (juv)
- 2: *Urocythereis favosa* (ROEMER 1838) (juv.)
- 3: *Neocythereideis subspiralis* (BRADY, CROSSKEY & ROBERTSON, 1874)
- 4: *Pontocythere elongata* (BRADY, 1868) (à l'envers)
- 5: *Callistocythere discrepans* (G.W.MÜLLER, 1894)
- 6: *Aurila woodwardii* (BRADY, 1868) (juv)
- 7: *Semicytherura striata* (SARS, 1866)
- 8 : *Semicytherura* sp.
- 9: *Paracytheridea depressa* (G.W.MÜLLER, 1894)
- 10 : *Leptocythere* sp. (juv.)
- 11 : *Loxoconcha cf. agilis* (RUGGIERI, 1967)
- 12 : *Tribelina* sp (G.W.MÜLLER, 1894)
- 13 : *Parakrithe* sp (Seguenza, 1880)
- 14 : *Argilloecia* sp. (Sars, 1866)
- 15 : *Cytheromorpha* sp (BRADY, 1868)
- 16 *Caudites calceolatus* (COSTA, 1853)

Planche foraminifères



- 1 *Elphidium macellum*
- 2 *Elphidium crispum*
- 3-4 *Elphidium* sp
- 5-6 *Elphidium granosum*
- 7 *Elphidium advanum*
- 8 *Elphidium aculeatum*
- 9 *Haynesina germanica*
- 10 *Rosalina globularis*
- 11 *Rosalina bradyi*
- 12 *Rosalina macropora*
- 13 *Planorbulina mediterraneensis*
- 14 *Sorites orbitolitoides*
- 15 *Peneroplis pertusus*
- 16 *Triloculina inflata*
- 17 *Spiroloculina antillarum*
- 18 *Adolesina* sp
- 19 *Quinqueloculina laevigata*
- 20 *Quinqueloculina seminula*
- 21 *Valvulineria complanata*
- 22 *Uvigerina peregrina*
- 23 *Lagena striata*
- 24 *Textularia* sp
- 25 *Bolivina variabilis*
- 26 *Innconu*
- 27 *Ammonia parkinsoniana*
- 28 *Ammonia tepida*
- 29 *Neogloboquadrina pachyderma* (dextre)
- 30 *Globigerinoides ruber*
- 31 *Globigerina bulloides*
- 32 *Orbulina universa*

