

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET

DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE DE TEBESSA

**FACULTÉ DES SCIENCES EXACTES ET DES SCIENCES DE
LA NATURE ET DE LA VIE**

**DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'AMENAGEMENT DU
TERRITOIRE**

Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de

MAGISTER

Spécialité : Géologie

Option : Géologie des formations sédimentaires

THEME

**Etude sédimentologique et
paléoenvironnementale des formations
quaternaires alluvionnaires de l'Oued
Zeïet, Ain Zerga W de Tébessa. N-E
Algérie**

**Réalisé par :
Dalila Belfar**

**Encadreur :
Pr. DJERRAB Abderrezak**

Soutenu publiquement le/...../2010

MEMBRES DU JURY :

Mr CHOUABI Abdelmadjid	Maître de Conférences à U d'Annaba	Examineur
Mr HAMMIMED Messaoud	Maître de conférences à U de Tébessa	Examineur
Mr BOUMAZBEUR Abderrahmane	Maître de conférences à U de Tébessa	Président
Mr DJERRAB Abderezzak	Professeur à U de Tébessa	Directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui, par leur collaboration, leurs conseils et leurs encouragements ont contribué à sa réalisation.

*Je veux remercier mon Directeur de thèse **Mr Abderrezak DJERRAB** Professeur à la Faculté des Sciences de Tébessa qui a su montrer une patience infinie devant mes questions. Il a su jalonner le parcours pour que ce travail se déroule dans les meilleures conditions, ce qui n'a pas toujours été facile.*

*Je voudrais remercier les membres du jury et particulièrement les rapporteurs **Mr Messaoud HAMMIMED**, **Mr Abdelmadjid CHOUABBI**, **Mr Abderrahmane BOUMAZBEUR** pour le temps qu'il s'ont bien voulu consacrer à la lecture de ce travail ainsi que pour leurs remarques et corrections.*

*Merci aussi au personnel du centre nucléaire de Berine qui a été très impliqué dans cette étude. Que **Nacer MESSEN**, le responsable du centre et Je n'oublierai pas **Mr Ali SARI**, **Amel DEDDA**, **Nour Eddine** et **Abdel Ali**.*

*Mes vifs remerciements vont aussi à Monsieur **Henry DE LUMLEY**, directeur du centre européen de la préhistoire (Tautavel, Perpignan –France), qui a bien voulu m'accueillir dans son laboratoire où j'ai réalisé les analyses sédimentologiques. Sa gentillesse, sa disponibilité, ses critiques et son savoir-faire m'ont permis de mieux valoriser ce travail. Je voudrais aussi remercier **Christian PERRENOUD** responsable du laboratoire de sédimentologie et aussi je remercie spécialement **Mr Thibaud SAOS** responsable du microscope électronique à balayage qui a toujours su m'écouter et me donner de bons conseils et d'orientations.*

*C'est également à Monsieur **Saleh BOUHLEL**, Professeur à la Faculté des Sciences de Tunis que j'adresse mes remerciements les plus respectueux pour sa grande qualité humaine, pour ses encouragements pour son aide à réaliser mes analyses minéralogiques des argiles et je remercie aussi son équipe ; **Hannan DAHRI**, **Bessem KHOURCHEF**, etc.*

*Un grand merci à Mme **Muriel DJERRAB** pour la correction de l'orthographe.*

*Merci aussi à Mr **Amor DEGUAICHIA**, qui a fortement aidé à la réalisation de ce travail, tant par les discussions sur les aspects scientifiques qui ont contribué à une bonne compréhension des résultats surtout granulométrique et minéralogique et aussi pour la bibliographie qu'il m'a permis d'enrichir par ses suggestions et ses remarques précieuses.*

*Je remercie Monsieur, **Chams Eddin FEHDI** Maître de conférences B à la Faculté des Sciences de Tébessa, à qui je dois une reconnaissance particulière pour ses conseils.*

*Je tiens à remercier Monsieur **Bousienne smaali**, maitre de conférences B à la Faculté de génie civil et de l'architecture de Tébessa, pour ces encouragements, son soutien et Son aide concernant le matériel.*

*Je remercie aussi tous les amis qui m'ont aidé à un moment ou à un autre : **Wided, Fahima, Elhadj Youcef Brahim, Yasmina, Wassila, Lamia Amria, Fairouz, , Naziha.***

*Je remercie infiniment **Ami Saleh, Nacer, Abdelnour, Waffa, Ferielle Et Spécialement Madame Nuri Amel.***

Dédicace

*Il est difficile de trouver des mots assez forts pour exprimer mon immense gratitude et ma plus grande affection à deux personnes, à qui je dois tout : **mes parents**, pour leur amour, leurs sacrifices, leur dévouement et leur encouragement inlassable ; qu'ils acceptent que je leur dédie ce travail.*

*L'achèvement de ce travail est l'occasion de remercier vivement, mes frères (**Fathi, Mohammed et mon jumeau Rachid**) et mes sœurs (**Hakima, Karima, Ouannassa, Soumia, Hannen**), mes oncles et leurs épouses et tous les membres de la famille et de le dédié ce modeste travail.*

*Je ne peu pas oublier mes deux autres frangines **ROSA et AMOUL**, les personnages les plus brillantes que j'ai pu rencontrer pendant ma thèse et qui ont partagé tous les moments de joie et également les moments plus difficiles avec moi, pour le soutien indéfectible et ses encouragements.*

Table de Matières

CHAPITRE I : GENERALITES

I. Quelques définitions.....	02
1. paléoclimatologie.....	02
2. terrasse fluviatile.....	02
2.1. terrasse eustatiques.....	02
2.2. terrasse tectoniques.....	02
2.3. terrasse climatiques	02
<u>II. Introduction générale.....</u>	04
<u>III. Utilisation des sédiments fluviatiles comme archives des changements climatiques.....</u>	04
<u>IV. But du travail.....</u>	05

CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE

<u>I/SITE D'ETUDE.....</u>	08
<u>1.1. La situation géographique.....</u>	<u>08</u>
<u>1.2. Aperçu géomorphologique et réseau hydrographique.....</u>	<u>09</u>
<u>II/CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONALE.....</u>	11
1. Introduction	11
<u>1.1. Les zones internes.....</u>	<u>11</u>
<u>1.2. Les zones médianes.....</u>	<u>11</u>
<u>1.3. Les zones externes.....</u>	<u>12</u>
<u>2. La Stratigraphie.....</u>	<u>14</u>
2.1. Le Trias.....	14
2.2. Le Jurassique.....	14
2.3. Le Crétacé.....	14
2.3.1. Le Barrémien.....	14
2.3.2. L'Aptien.....	14
2.3.3. Le Clansayésien.....	14
2.3.4. L'Albien.....	15
2.3.5. Le Vraconien.....	15
2.3.6. Le Cénomanién.....	15
2.3.7. Le Turonien.....	15
2.3.8. Le Coniacien.....	17
2.3.9. Le Santonien.....	17
2.3.10. Le Campanien.....	17
2.3.11. Le Maastrichtien.....	17
2.4. Le Paléogène.....	17
2.4.1. L'Eocène.....	17
2.5. Le Miocène.....	17
2.6. Le Quaternaire.....	18
3. Aperçu structural.....	18
<u>III/CONTEXTE GEOLOGIQUE LOCAL.....</u>	21
1. Introduction.....	21
2. La stratigraphie.....	21

2.1. Formations continentales quaternaires.....	21
2.1.1. Eboulis actuels et récents.....	21
2.1.2. Alluvions actuelles et récentes.....	21
2.1.3. Limons récents.....	22
2.1.4. Loupes de glissement.....	22
2.1.5. Eboulis anciens.....	22
2.1.6. Croûte Calcaire.....	22
2.1.7. dépôts fluviatiles anciens.....	22
2.2. Les formations paléogènes.....	23
2.2.1. L'Eocène.....	23
2.2.2. Paléocène.....	23
A. Thanétien «Paléocène supérieur».....	23
B. Montien «Paléocène moyen ».....	23
C. Danien «Paléocène inférieur».....	23
2.3. Les formations crétacées.....	24
2.3.1. Le Maastrichtien.....	24
A. supérieur.....	24
B. inférieur.....	24
2.3.2. Le Campanien.....	24
A. supérieur.....	24
B. moyen.....	25
3. Description tectonique et structurale.....	26
3.1. Les phases de plissements.....	26
3.1.1. Les plis.....	26
▪ Partie occidentale.....	26
▪ Partie orientale.....	26
3.2. Les Failles.....	26
IV/CONTEXTE CLIMATIQUE ACTUEL.....	27
1. Les températures.....	27
2. Les précipitations.....	27
3. les vents.....	27
3.1. Le Sirocco.....	27
4. Type de climat.....	27
V/Conclusion.....	28
<u>CHAPITRE III : MATERIELS ET METHODES</u>	
I. Introduction.....	30
1. Etude de terrain.....	30
1.1. Établissement de la stratigraphie.....	30
1.2. Description des niveaux.....	30
1.3. Echantillonnage.....	31
2. Etude au laboratoire.....	31
2.1. Analyse Granulométrique.....	31
2.1.1. Définition et but de l'analyse granulométrique.....	31
2.1.1.1. La fraction grossière.....	32
2.1.1.2. La fraction fine.....	32
2.1.2. Appareillage et principe de mesure.....	32
2.1.2.1. La théorie de Fraunhofer.....	32
2.1.2.2. La théorie de Mie.....	33

A. Courbe de fréquence.....	34
B. Courbe cumulative.....	34
2.1.3. Les paramètres granulométriques.....	35
2.1.3.1. La moyenne.....	35
2.1.3.2. L'indice de classement de Trask So.....	35
2.1.3.3. Le coefficient d'asymétrie (Skewness)	35
2.1.3.4. Le Kurtosis.....	36
2.1.4. Diagramme CM de Passega	36
2.2. Calcimétrie.....	37
2.2.1. Définition et principe.....	37
2.3. Analyse morphoscopique et Analyse exoscopique au MEB.....	38
2.3.1. Analyse morphoscopique.....	38
2.3.1.1. Condition d'observation.....	39
2.3.2. Analyse exoscopique au MEB.....	39
2.3.2.1. Définition.....	39
<u>2.3.2.2. Appareillage (Microscope Electronique à Balayage)</u>	39
2.3.2.3. le relief des grains	40
2.4. Aperçu paléontologique.....	41
2.4.1. Procédure d'extraction des microfossiles.....	41
2.4.1.1. Le lavage et le tri.....	41
2.5. La minéralogie des argiles.....	42
2.5.1. Définition d'un minéral argileux.....	42
2.5.1.1. Éléments de cristalochimie des minéraux argileux.....	42
2.5.1.2. Structure des phyllosilicates.....	42
2.5.2. Principe de la diffraction des rayons X (DRX)	43
2.5.3. Protocole expérimental.....	44
2.5.4. Analyse qualitative et semi-quantitative.....	44
2.5.5. Les Conditions de gisement.....	45
2.5.5.1. La kaolinite.....	45
2.5.5.2. La smectite (montmorillonite)	45
2.5.5.3. L'illite.....	46
2.5.5.4. La sépiolite.....	46
2.6. La susceptibilité magnétique.....	47
2.6.1. Le Magnétisme des roches.....	47
2.6.2. Définition de la Susceptibilité magnétique.....	47

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATION

1. Etude stratigraphique.....	51
1.1. Stratigraphie de la terrasse étudiée.....	51
1.1.1. L'unité stratigraphique I	51
1.1.2. L'unité stratigraphique II.....	51
1.1.2.1. Niveau 02.....	52
1.1.2.3. Niveau 06.....	52
1.1.2.4. Niveau 08.....	52
1.1.2.5. Niveau 10.....	53
1.1.2.6. Niveaux 11-09-07-05-03.....	53
1.1.2.7. Niveau 12.....	53
1.1.2.8. Niveau 13.....	54

1.1.3. Remarque.....	54
1.2. La matière organique.....	57
1.2.1 Introduction.....	57
1.2.1.1. Facteur biologique	57
1.2.1.2. Facteur anthropique.....	57
1.2.1.3. Facteur hydrodynamique	57
1.2.2 Transformation des matières organiques au cours de la sédimentation.....	58
2. Etude sédimentologique.....	59
2.1. Analyse granulométrique.....	59
2.1.1. Granulométrie globale.....	59
A. Etude de la fraction granulométrique grossière.....	59
B. Etude de la fraction granulométrique fine.....	61
C. Paramètres granulométriques.....	65
C.1.Conclusion.....	66
C.1.1. La moyenne.....	66
C.1.2. Le Kurtosis	66
C.1.3. Le Skewness.....	67
C.1.4. Le Sorting index.....	67
D. Diagramme C-M de PASSEGA.....	71
D.1. interprétation du diagramme.....	72
D.2.Conclusion.....	72
E. Corrélations entre les différents paramètres analytiques.....	73
F. CONCLUSION.....	75
2.2. Les Carbonates.....	76
2.3. Processus de sédimentation.....	77
2.3.1. Processus de sédimentation d'ordre physique.....	77
2.3.2. Processus de sédimentation d'ordre chimique.....	77
2.3.3. Processus de sédimentation d'ordre biologique.....	77
2.4. La Morphoscopie des grains de quartz.....	78
2.5. L'exoscopie du quartz.....	79
2.5.1. conclusion.....	90
2.6. Aperçu micropaléontologique.....	92
3. Analyse minéralogique.....	94
3.1. Introduction.....	94
3.2. Unité stratigraphique I.....	95
3.3. Unité stratigraphique II.....	94
3.4. Conclusion.....	98
4. Etude des propriétés magnétiques des sédiments.....	99
4.1. Introduction.....	99
4.2. Résultats Et Interprétation.....	100
4.2.1. Unité Stratigraphique I.....	100
4.2.2. Unité Stratigraphique II.....	106
4.3. Conclusion.....	112

CHAPITRE IV : CONCLUSION GENNERALE

Conclusion générale.....	115
--------------------------	-----

ANNEXE

BIBLIOGRAPHIE

Liste des figures

Fig. II.1 : Localisation de la région d étude (carte touristique).....	08
Fig. II.2 : réseau hydrographique et la couverture végétale de la région d étude.....	09
Fig. II.3 : Carte géologique du Nord Est Algérien (Extrait de la carte géologique au 1 : 500 000).....	13
Fig. II.4 : Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue	16
Fig. II.5 : Schéma structural de l'autochtone des confins algéro-tunisiens.....	19
Fig. II.6 : Coupe géologique schématique de la région d étude.....	24
Fig. II.7 : Schéma structural de la région d étude.....	25
Fig. III.1 : Théorie de Fraunhofer et théorie de Mie.....	33
Fig. III.2 : Principe de mesures granulométriques par l'analyseur Coulter LS 230.....	34
Fig. III.3 : Schéma d'un Calcimètre Bernard.....	37
Fig. III.4 : principaux types des grains de quartz.....	39
Fig. III.5 : Ensembles des radiations pouvant être émis lors de l'interaction entre faisceau d'électrons et un échantillon.....	40
Fig. III.6 : Principe de la diffraction et illustration de la Loi de Bragg (slinger & Peaver. 1988).....	43
Fig. IV.1 : Vu général du site de prélèvement et log stratigraphique.....	55
Fig. IV.2 : description détaillées de quelque niveau de la terrasse fluviatile.....	56
Fig. IV.3 : les différentes espèces d escargots.....	56
Fig. IV.4 : phénomène de gélivation affectés les galets.....	59
Fig. IV.5 : Diagramme de différentes fractions de la granulométrie globale (gravier, cailloux, sable, silt, argile)	60
Fig. IV.6 : représentation en camembert des fractions granulométriques.....	63
Fig. IV.7 : Position des fractions granulométriques dans le diagramme ternaire.....	63
Fig. IV.8 : Diagramme de la granulométrie globale de différentes fractions fines (sable grossier, sable fin, silt, argile).....	64

Fig.IV.9 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur.....	70
Fig.IV.10 : Diagramme de Passega	71
Fig.IV.11.A : Comparaison de la CaCO ₃ avec les différentes fractions granulométriques.....	75
Fig.IV.11.B : Corrélation de la moyenne et des paramètres granulométriques (sorting index et le kurtosis).....	78
Fig.IV.12 : Distribution des teneurs en carbonates en fonction de la profondeur.....	76
Fig.IV.13 : Diagramme de variation morphoscopique du quartz en fonction de la profondeur.....	78
Planche I/ Fig.IV.14.A : vue générale d un grain de quartz subarondé luisant avec des cassures anciennes et récentes à ces extrémités.....	79
Planche I/ Fig.IV.14.B : Détail d'un grain de quartz présentant des précipitations de silice en forme de globules. Ces derniers s'accumule progressivement est formée des écailles qui sont elles même commencent à s individualise en petite fleurs.....	79
Planche II/ Fig. IV.15.A : Grain de quartz rond un peu luisant avec des arrêts émoussés	81
Planche II/ Fig.IV.15.B : Détail montre une cassure de grande taille ancien ; cette dépression est généralement un milieu favorable pour la précipitation de la silice en coulées dans un milieu calme ou bien un milieu aquatique de faible énergie	80
Planche II/ Fig.IV.16.A : Grain de quartz émoussé luisant avec des arrêts non usé issue d'une cassure fraîche.	80
Planche II/ Fig.IV.16.B : Détail montre des arrêtes vives et des figures de dissolutions en taille d un micron	80
Planche II/ Fig.IV.17.A : Grain de quartz émoussé luisant avec des cassures fraîches (dépression)	80
Planche II/ Fig.IV.17.B : Détail de la dépression précédente ou on remarque la précipitation de la silice en globules	80
Planche III/ Fig.IV.18.A : Grain de quartz non usé ; les sommets des grains sont les portions de leur surface les plus exposées aux chocs : aussi les traces d impactes sont elles toujours plus nombreuses sur les sommets que sur leurs faces planes.....	
Planche III/ Fig. IV.18.B : cassures conchoïdales à marches d'escaliers structuraux.....	82
Planche III/ Fig.IV.19.A : Grain de quartz non usé.....	82
Planche III/ Fig.IV.20.A : Grain de quartz rond mat subi un frottement très important sur leur face plane et sommet.....	82

Planche IV/Fig.IV.20.B : détail des figures de frottement du gain précédente ; Ces figures sont géométriques avec des chocs en V de différentes tailles emboités.....	82
Planche IV/Fig.IV.21.A : Grain peu émoussé luisant picotés.....	84
Planche IV/Fig.IV.21.B : Détail montrant de nombreuses marques de chocs profond en coups d'ongles .ces marques prenant les mêmes orientations.....	84
Planche IV/Fig.IV.22.A : Grain de quartz rond luisant avec des arrêtes vives dans la partie supérieur de son gauche.....	84
Planche IV/Fig.IV.22.B : Détail des figures de dissolutions en forme géométrique triangulaires de petites tailles.....	84
Planche IV/Fig.IV.23.A : Grain de quartz non usé.....	84
Planche IV/Fig.IV.23.B : Détail sur une face plane montre la dissolution.....	84
Planche VI/Fig.IV.24.A : Vue générale d'un grain de quartz émoussé mat.....	86
Planche VI/Fig.IV.24.B : Dissolution progressive de grains de quartz par une desquamation progressive de la surface des grains.....	86
Planche VI/Fig.IV.25.A : Vue générale d un grain de quartz rond mat ave des cassures fraîches a ces extrémités droites.....	86
Planche VI/Fig.IV.25.B : Détail du Grain de quartz précédent où leur surface1 est affectée d'une fissuration subhexagonale réalisée lors du refroidissement. On remarque aussi des surfaces (desquamations de très grandes tailles) de dissolution de silice ancienne.....	86
Planche VI/Fig.IV.26.A : Vue générale d un grain de quartz émoussé moiré.....	86
Planche VI/Fig.IV.26.B : Détail d'un Grain de quartz montrant de nombreuses familles d'anciennes figures de broutage de différentes directions très polis par un transport aquatique ce que prouve une évolution fluviatile d'énergie remarquable	86
Planche VII/Fig.IV.27.A : Grain de quartz émoussé luisant avec des cassures conchoïdales sur les sommets de sa partie inferieur.....	88
Planche VII/Fig.IV.27.B : Détail montrant des figures de dissolution qui apparaissent par endroits au fond des figures de frottement sur un sommet polis, des marques de chocs en forme des coups d'ongles(hérité d'un transport eolien).....	88
Planche VII/Fig.IV.28.A : Grain émoussé luisant avec une cassure un peu ancienne qui devient de plus en plu émoussée	88
/	
Planche VII/Fig.IV.28.B : Détail de dissolution géométrique attaquant les sommets du grain.....	88

Planche VII/ Fig. III.28.C : les faces sont lisses et elles sont criblées de multiples petites cavités en forme de V très ouvert ou en forme de triangles ; l'orientation constante de ces figures permet de les distinguer aisément des figures d'aspect assez similaire qui, présentes sur des quartzs remaniés (Le RIBAULT1773). direction.....	88
Planche VII/ Fig.IV.29.A : Grain de quartz bipyramide très polis d'origines triasique.....	88
Fig.IV.30 : Schéma synthétique de l'évolution des grains de quartz	91
Fig.IV.31 : les différentes microfaunes existantes au sein de la terrasse sous le microscope électronique à balayage.....	93
Fig. IV.32 : quelques microfaunes existantes au sein de la terrasse sous la loupe binoculaire.....	
Fig. IV.33 : Diagramme de la répartition des minéraux argileux.....	96
Fig.IV.34 : les diffractogrammes de XRD des niveaux (01-12-13).....	97
Fig.IV.35 : Mesures des paramètres magnétiques A : Susceptibilité magnétique massique à basse fréquence (10^{-8} m ³ /kg), B : Dépendance en fréquence de la susceptibilité magnétique (%), C : Aimantation Rémanente Isotherme à saturation (mA/m), D : Aimantation rémanente anhystérétique (mA/m).....	101
Fig. IV.36 : Mesures des paramètres magnétiques : A : Rapport de ARI _{100 mT} et de l'ARI _{1000 mT} , B : Rapport de ARI _{300 mT} et de l'ARI _{1000 mT} , C : Rapport de l'ARA et de l'ARI _s , D : rapport de l'ARI _s et de χ_{bf} , E : rapport de l'ARA et de χ_{bf}	102
Fig.IV.37 : Diagramme bi-logarithmique de la susceptibilité anhystérétique $\kappa_{arm} * 10^{-3}$ en fonction de la susceptibilité magnétique $\kappa_{bf} * 10^{-3}$ (King et <i>al.</i> , 1982).....	105
Fig.IV.38 : κ_{bf} fonction de ARI _s / χ_{bf}	105
Fig.IV.39 : Diagramme bilogarithmique de la susceptibilité magnétique (κ S.I) fonction de l'Aimantation Rémanente Isotherme à saturation (ARI _s A/m).....	106
Fig.IV.40 : Logs de la distribution gaussienne cumulative (DGC) ajustés au gradient de l'acquisition de l'ARI.....	109
Fig.IV.41 : Courbes de la susceptibilité magnétique en fonction de la température des échantillons Az-5, Az-39 et Az-78.....	111

Liste des tableaux

Tableau .II.1 : Répartition granulométrique des constituants d'un sédiment (D'après Miskovsky et Debard, 2002).....	32
Tab. II.2 : Classification des faciès sédimentaires en fonction du Sorting index selon la méthode Trask.....	35
Tab.II.3 : Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966).....	36
Tab.III.1 : Paramètres granulométriques de la terrasse fluviatile d oued Zeïet.....	68
Tab.III.4 : Définitions de paramètres magnétiques utilisés (Djerrab et al ., 2007-a et Djerrab et al .,2010- a)	49
Tab.IV.1: Paramètres granulométriques de la terrasse fluviatile d'oued Zeïet	68
Tab.IV.2 : pourcentage des minéraux argileux : smectite, kaolinite, illite et sépiolite.....	94

CHAPITRE I :

GENERALITES

I. Quelques définitions :

1. Paléoclimatologie :

Science dont l'objet est la reconstitution des climats du passé. Elle utilise principalement trois groupes de méthodes :

1.1. Observation des dépôts et des modelés géomorphologiques ayant une signification climatique (anciennes moraines glaciaires, transgressions eustatiques qui correspondent à des périodes interglaciaires, évaporites qui se forment dans des régions chaudes, etc.) ;

1.2. Répartition de fossiles dont on connaît, ou dont on présume, le comportement écologique (dépôt récifaux, plantes tropicales....) ;

1.3. Méthodes géochimiques permettant d'évaluer les températures du passé (ou paléotempératures).

2. Terrasse (fluviale) :

Replat situé sur un versant de vallée, ou sur les deux, à une altitude supérieure à celle du cours d'eau, et qui représente le reste d'un lit ancien dans lequel ce cours d'eau s'est enfoncé. Une terrasse peut être aussi bien construite par les alluvions (**terrasse alluviale**) que façonnée par l'érosion, soit du lit rocheux (**terrasse rocheuse**), soit d'une terrasse antérieure (et l'on observe des **terrasses emboîtées**). Des terrasses situées à différentes altitudes, marquant chacune un niveau du cours d'eau, et qui ne sont pas emboîtées sont des **terrasses étagées** (séparées par des affleurements du substratum). Au sens strict, le terme de terrasse s'applique à la surface supérieure du replat, qu'on caractérise parfois par son altitude relative par rapport au lit actuel (Duval. BB., 1999). C'est par extension qu'on emploie ce terme pour désigner, le cas échéant, les alluvions qui la constituent. Les explications sur la genèse des terrasses sont diverses et c'est ainsi que l'on parle de :

2.1. Terrasses eustatiques (qui trouvent leur origine dans un abaissement du niveau de la mer), parmi lesquelles on range les terrasses glaciaires ;

2.2. Terrasses tectoniques, liées aux mouvements du sous-sol ;

2.3. Terrasses climatiques, en liaison avec la biorhexistase.

À l'embouchure des fleuves, les terrasses (fluviales) peuvent se raccorder naturellement à des plages soulevées (ou **terrasses marines**), qui sont les témoins correspondants du niveau des mers de la même époque (Pomerol. C., & Lagabrielle. Y., Renard. M., (2005)).

Il est à noter que des tentatives de corrélation chronologique entre les terrasses eustatiques quaternaires situées dans différentes régions, et basées sur leurs côtes par rapport aux talwegs correspondants ont échoué. Elles se sont en effet heurtées à plusieurs difficultés, la principale étant les déformations différentielles des continents durant cette époque, qui font que les rivières se sont enfoncées plus ou moins dans leurs terrasses selon les surélévations locales plus ou moins grandes de leur substratum. .

II. Introduction générale

La Terre, au cours des temps géologiques, a traversé de nombreuses périodes de réchauffement et de refroidissements. Le Quaternaire, qui a débuté il ya près de 2,6 millions d'années, est caractérisé par la fréquence de cette alternance de phases glaciaires et interglaciaires.

L'équilibre climatique du globe a changé huit fois au cours du dernier million d'années et ceci s'est manifesté par des avancées et des retraits glaciaires. Les variations du climat sont rapportées a priori à des causes astronomiques car la période des cycles climatique correspond à celle des variations des paramètres de l'orbite terrestre.

Ces phénomènes astronomiques sont lents et touchent à la déformation de l'orbite terrestre et aux changements de l'inclinaison de l'axe de rotation du globe sur le plan de l'écliptique. Une deuxième cause responsable des changements climatiques est la circulation océanique. De grands courants marins, superficiels, transportent l'énergie autour du globe, modérant la chaleur tropicale et réchauffant les hautes latitudes plus froides. Cette circulation appelée aussi thermohaline joue un rôle important dans la régulation du climat sur terre. A ces deux causes précédemment citées s'ajoute une troisième : l'action anthropique. Toutes les études menées depuis quelques années maintenant, prouvent l'implication de l'homme dans le réchauffement global du climat actuel. L'industrialisation, la consommation des énergies fossiles, et la déforestation galopante accentuent l'effet de serre, en provoquant une élévation de température, considérée comme alarmante par la communauté scientifique.

La relation entre les êtres vivants et le climat a toujours été essentielle, puisque l'existence même de la vie sur Terre est liée à un ensemble des transformations et d'équilibres physico-chimiques entre l'atmosphère et les océans (Rhoujjati. A., 2007).

III. Utilisation des sédiments fluviatiles comme archives des changements climatiques :

Les archives géologiques (glaces, sédiments) constituent le seul accès, indirect, à l'histoire de la Terre, et en particulier à l'évolution de ses climats. Sur les continents, de nombreux agents érodent et redistribuent les dépôts, et en général les terrasses fluviatiles contiennent des archives sédimentaires continues. Un des intérêts suscités par l'étude de ces dernières réside dans le fait qu'ils renferment des informations sur les climats anciens et leur évolution au cours du temps.

La qualité de la reconstitution des événements climatiques anciens dépend de la qualité de leur enregistrement dans les sédiments, laquelle est fortement influencée par les conditions de conservation. L'enregistrement de l'événement ancien peut être de nature paléontologique (c'est-à-dire biologique), lithologique, géochimique et isotopique (Campy. M., & Macaire. J.J., 1988).

. Les formations fluviatiles résultent du transport et de la sédimentation par les eaux courantes de substances organiques et minérales érodées sur les bassins versants : elles sont donc très répandues sur les continents, au pied des montagnes, à la surface des plateaux ou dans des vallées ; elles sont constituées d'alluvions (Cojan. I., & Renard. M.1999).

Les alluvions ont de tout temps été associées aux activités humaines en raison de leur situation près des points d'eaux au fond des vallées, dans des sites abrités aux sols légers et fertiles. Actuellement, ces sites sont souvent l'objet d'une exploitation intense : agriculture, fouille, etc.

Les formations alluviales sont bien connues et ont souvent servi de base aux reconstitutions paléoclimatiques et paléogéographiques et à la stratigraphie continentale.

Les facteurs contrôlant la genèse des dépôts fluviatiles sont multiples (tectonique, morphologique, climatique, lithologique, anthropique) et interfèrent de façon complexe (Campy. M., & Macaire. J.J., 1988).

IV. But du travail

Ce travail s'inscrit dans la perspective de contribuer aux reconstitutions climatiques des terrasses fluviatiles et alluvionnaires quaternaires de l'Oued Zeièt (Ain Zerga, Tébessa) et de vérifier si la sédimentologie peut aider à trouver les différents climats passés. Afin d'atteindre ce but nous analysons plusieurs échantillons récoltés sur terrain.

Les analyses effectuées relèvent de la sédimentologie classique, et elles ont été complétées par des analyses chimiques (calcimétrie, diffractométrie aux RX) et magnétiques pour connaître la nature des sédiments et leur mode de mise en place.

L'étude sédimentologique et chimique du remplissage présente un grand intérêt dans l'étude de ce site. Elle permet, d'une part, de préciser l'origine du matériel et de fournir les réponses à cette question, et d'autre part, de déceler l'existence d'éventuelles traces d'usure ou de corrosion sur les différents constituants, leur mode de mise en place et leur évolution post-dépositionnelle afin de reconstituer l'histoire du remplissage et de tenter de donner des interprétations paléoenvironnementales de la région .

Les grandes lignes de ce travail se résument en quatre chapitres :

- ❖ Le premier chapitre nous allons d'abord procéder aux définitions de quelques termes importants et ensuite nous présentons le but de ce travail.
- ❖ Le deuxième consiste à définir le contexte général de la terrasse fluviatile analysée (situation géographique, cadre géologique...etc.) ;
- ❖ Le troisième chapitre est réservé à la description des méthodes et des techniques utilisées ;
- ❖ Le quatrième chapitre est consacré à la présentation des résultats et leur interprétation ;
- ❖ Le dernier chapitre sert de conclusion, qui nous mène à établir rationnellement la stratigraphie de la terrasse analysée et par la suite à reconstituer les paléoenvironnements et décrypter les climats qui régnaient jadis.

CHAPITRE II :
CADRE
GEOLOGIQUE

I. SITE D'ETUDE

1.1. La situation géographique :

Les terrasses étudiées se trouvent le long de l'Oued Zeièt qui se localise dans le sous bassin versant d'Aïn Zerga. Ce dernier couvre une superficie de 275 km², en faisant partie du sous bassin de Mellègue et du grand bassin de Medjerda. Il est situé au NE du territoire algérien, à 30 km de la ville de Tébessa et à moins de 15km de la frontière algéro-tunisienne. Il est limité :

Au nord ; par les monts de Boukhadra ;

Au sud ; plaine d'El Meridj ;

À l'est ; par Djebel Bou Rbaia ;

À l'ouest ; par les monts de Dyr.

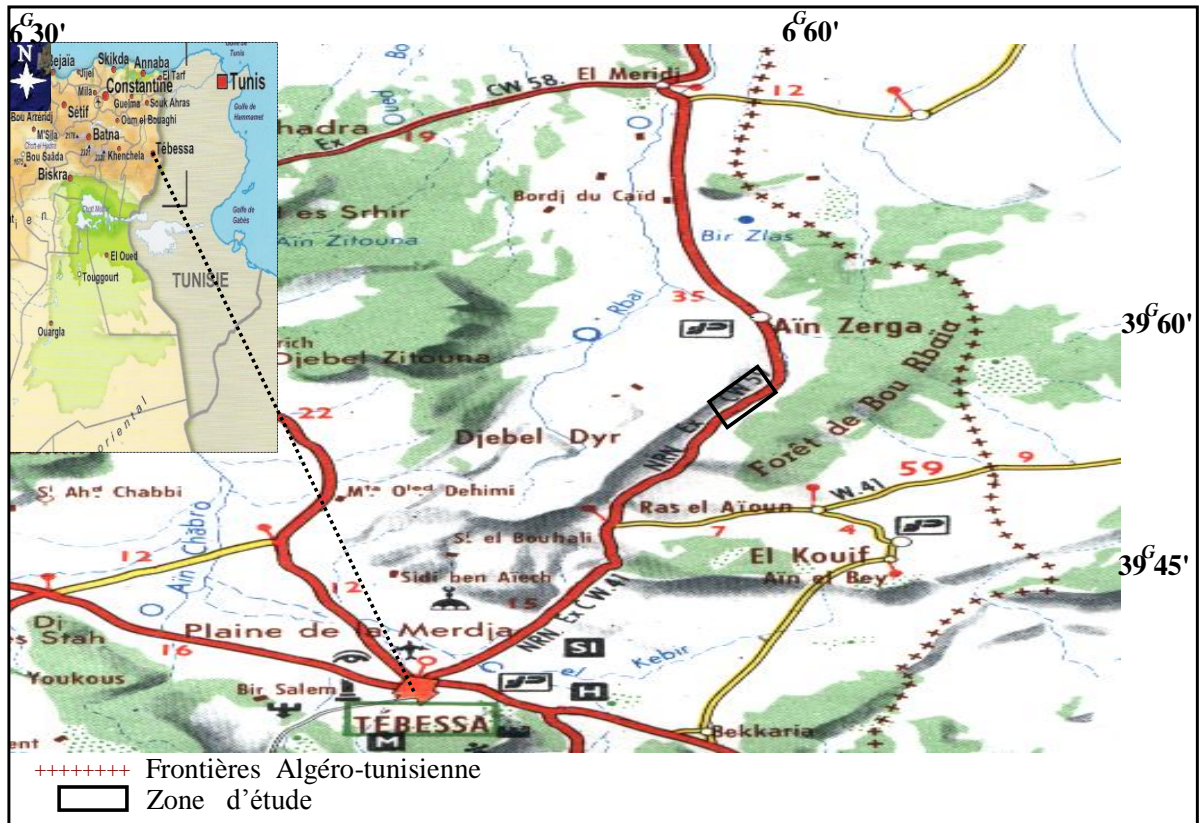


Fig. II.1 : Localisation de la région d'étude (extrait d'une carte touristique)

1.2. Aperçu géomorphologique et réseau hydrographique :

Les terrasses ont été échantillonnées le long des rives de l'Oued Zeïet, qui serpente dans des formations tendres éocènes. Elles marquent une continuité entre deux reliefs structuraux dominants : entablement du synclinal perché de Djebel Dyr et l'anticlinal érodé de Djebel Bou Rbaia.

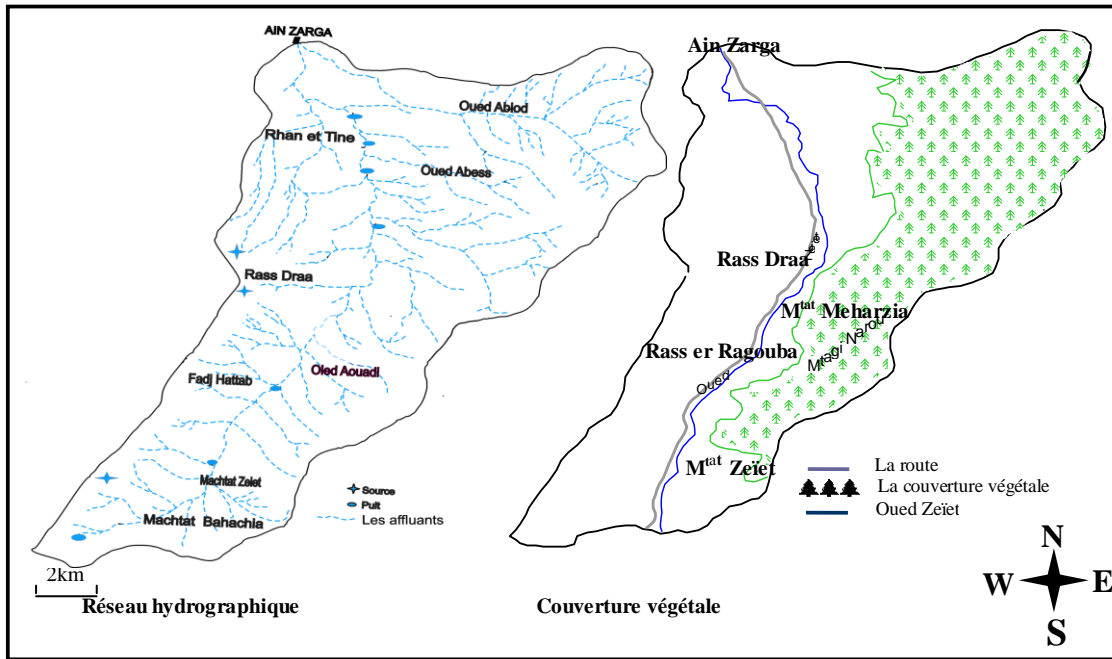


Fig. II.2 : Réseau hydrographique et couverture végétale de la région d'étude

La rareté des précipitations, le caractère souvent orageux de celles-ci, ainsi que la chaleur de la saison d'été expliquent les faibles ressources en eau de la région. Ceci explique que l'alimentation est surtout assurée par les eaux météoriques qui assurent un ruissellement intense sur tout le long des grandes averses et après la fonte des neiges. Trois réservoirs calcaires de différents âges sont bien individualisés dans notre terrain d'étude (Blés J. L. et Fleury (1970)), (figure. II.2) :

- ❖ Les calcaires maastrichtiens : la région de Bou Rbaia est à peu près dépourvue d'eau, cependant, sur les bordures des massifs, à la faveur de nombreuses failles qui les découpent, on peut noter quelques émergences, soient celles de Machtat Zeïet, soient celles de Machtat Aouadi.

❖ Les calcaires campaniens : comme ceux rencontrés au Maastrichtien ; ils sont aussi jalonnés par de petits suintements (la source de Bordj Caid Ahmed Lakhdar au sud du bassin)

❖ Les calcaires daniens : les calcaires argileux donnent naissance à quelques sources importantes, dont la source au Nord-Est de Dyr et celle de Ain Gouffa.

L'agressivité des précipitations à caractère torrentiel constitue un facteur qui favorise la pauvreté du couvert végétal. Les zones forestières (région Bou Rbaia) sont occupées par le pin d'Alep, le chêne vert, le genévrier, le diss et l'alfa (figure. II.2/couverture végétale).

II/ CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

1. Introduction :

La structure géologique du Nord de l'Algérie est très complexe. Les plus importantes unités de l'ensemble du Maghreb sont : l'Atlas Tellien, le Rif et le Pré-Rif. Ces ensembles sont formés par des nappes de charriage superposées dont les éléments situés le plus au sud dépassent l'autochtone des Hautes Plaines (Hauts Plateaux) à structure tabulaire. Plus au sud, nous avons l'Atlas Saharien dont les longs et larges plis sont orientés vers les limites du Sahara et ont une direction WSW-ENE. La ligne limite est formée par la principale faille saharienne.

Par endroits, nous observons un caractère de flexure et en d'autres, nous avons des discontinuités se caractérisant par des rejets pouvant atteindre 2000 m et plus. Cette structure a été générée par les mouvements tertiaires, principalement du Miocène. Les massifs de Grande et Petite Kabylie, d'Alger et du Chenoua en Algérie et Tétouan au Maroc, sont formés par des formations paléozoïques ou plus anciennes, métamorphisées. Au Sud, ces massifs sont bordés par des formations calcareuses dressées, du Mésozoïque-Eocène, formant des « écaïlles ». Ces écaïlles forment sur le territoire algérien une chaîne de Monts calcaires (La Dorsale Kabyle) et au Maroc (la dorsale calcaire).

Dans ce qui suit, nous donnons un bref aperçu géologique sur le NE Algérien (figure.II.3).

1.1. Les zones internes :

Constitué par le socle kabyle (ensemble de roches cristallophylliennes charriées sur les terrains mésozoïques et paléogènes (Durand Delga et al. 1967 et Bouillin,(1979)), Dorsale kabyle (Elle est aussi appelée chaîne liasique (Ficheur,1903) ou bien chaîne calcaire (Glangeaud, (1932)). L'appellation de Dorsale Kabyle a été introduite par Durand-Delga en (1969), et le massif de l'Edough ; elles constituent le témoin le plus oriental des massifs cristallophylliens du littoral algérien.

1.2. Les zones médianes :

Domaine des flyschs (trois grands types de séries ont été distinguées ; le flysch de type maurétanien (Gelard, (1969)), le flysch de type massylien (Raoult 1969, 1972) le flysch de type numidien (Ficheur, 1890).

1.3. Les zones externes

Représentées par les séries telliennes (unités ultra telliennes, unités telliennes sensu stricto et unités péni-telliennes, les séries de l'avant pays allochtone (organisation allochtone sud-sétifienne, organisation néritique constantinoise et organisation algéro-tunisienne (Vila ,(1980)) et les séries de l'avant pays atlasique autochtone.

La région d'étude fait partie de l'Atlas saharien, ce dernier constitue une chaîne étendue depuis le SW algérien jusqu'à la frontière tunisienne.

La situation de l'Atlas saharien oriental entre la plate-forme saharienne au Sud et le bassin mobile tellien au Nord, explique une grande part de ses caractères sédimentaires et paléogéographiques :

- ❖ Les zones sud du bassin présentant des faciès de plate-forme proches de ceux que l'on rencontre dans les séries de la plate-forme saharienne
- ❖ Vers le Nord, les bassins atlasiques montrent des séries à faciès marin d'affinité pélagique, comparables à celles des bassins telliens.

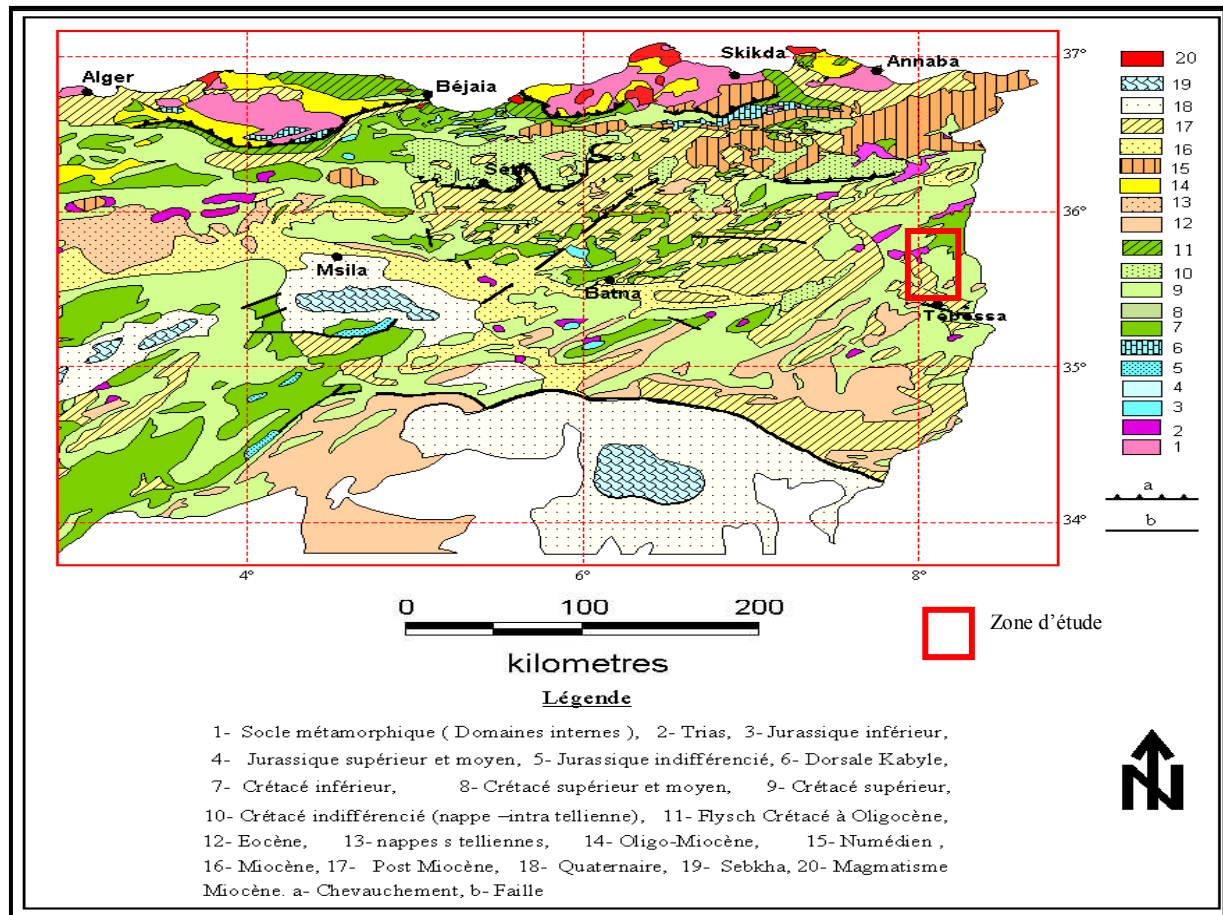


Figure II.3 : Carte géologique du Nord Est Algérien (Extrait de la carte géologique au 1 : 500 000)

Ces séries ont été étudiées du Nord au Sud :

- ◆ Par L. David (1959) en ce qui concerne les monts de la haute Medjerda ;
- ◆ Par G. Dubourdiou (1956-1959) pour les monts du Mellègue ;
- ◆ Plus récemment par J.J.Fleury (1969) pour la zone des monts de Morsott.

2. La Stratigraphie

2.1. Le Trias :

Il constitue des régions isolées et subdésertiques. Il comprend essentiellement des marnes multicolores (vertes et rouges) très salées contenant des amas de gypses. Des roches se voient de place en place: qu' il s'agisse quelquefois de blocs de calcaires aptiens remontés par les diapirs à savoir des dolomies gris foncé ou gris bleu, finement vacuolaires, qui se présentent très fréquemment sous formes de brèches à élément de un à quelques centimètres de longueur; quelques granules de couleur jaune clair; des calcaires striés; des grès fins un peu micacés, bleutés ou verdâtres assez rares et enfin de beaux cristaux bipyramidés de quartz noir.

2.2. Le Jurassique :

Il s'agit de brèches gypseuses dont les éléments ne semblent pas se rapporter au Trias situées au contact du Trias et des marnes aptiennes dans la zone des conglomérats. Elles contiennent des petits fragments d'un calcaire dolomitique gris noir qui est différent de toutes les roches rencontrées dans les diapirs, renfermant d'assez nombreux radiolaires. D'après Dubourdiou (1956) ces microfossiles sont très abondants au Jurassique moyen et supérieur. Il n'est donc pas exclu que ces éléments appartiennent à des sédiments d'âge jurassique.

2.3. Le Crétacé :

2.3.1. Le Barrémien :

Ce sont les terrains les plus anciens de la série crétacée. Ils sont constitués par des marnes grises dont l'épaisseur visible peut atteindre 200m, n'ont fourni que quelques petites ammonites en mauvais état de conservation.

2.3.2. L'Aptien :

Il apparaît dans la plupart des anticlinaux. Ce sont des marnes, grès et calcaires. Il existe localement des masses importantes de calcaire de forme lenticulaire avec une épaisseur qui peut atteindre 200 à 300 m, s'étendant sur des distances de 5 à 10 km.

Le sommet de l'Aptien est très riche en restes d'animaux (on trouve en particulier des orbitolines).

2.3.3. Le Clansayésien:

Il été identifié par A.BOULLOTEN en 1940 au niveau du Djebel Ouenza. Il est caractérisé par : des marnes très argileuses jaunes contenant des intercalations de 10 à 15 cm de calcaires ; des grés argileux à élément très fins de couleur de rouille (40 m) avec une barre de

grés à ciment calcaire de couleur gris noir ou jaunâtres et de calcaires gréseux (à très petits éléments de quartz détritique).

2.3.4. L'Albien :

La base de cet étage est constituée par une série de 100 à 150 m de marnes très argileuses jaunâtres, très fossilifères.

Seules quelques petites passées de calcaire très argileux contenant peu de quartz détritique, interrompent la monotonie des marnes. Les calcaires sublithographiques noirs du sommet de l'Albien constituent dans la topographie une ligne de reliefs autour de la dépression occupée par l'Albien inférieur et la zone Clansayes; des calcaires noirs à bélemnites de faciès très constant, sont un excellent repère lithologique dans la région.

2.3.5. Le Vraconien :

La sédimentation devient de plus en plus argileuse. Il y a cependant quelques intercalations de petits bancs de calcaires argileux gris qui localement forment de petites buttes. Au voisinage de ces calcaires existent par endroits des rudistes en grande abondance. Les marnes sont riches en ammonites.

2.3.6. Le Cénomanién

Dans les Monts de Mellègue, une série monotone de marnes argileuses verdâtres s'installe au Cénomanién inférieur. Au Cénomanién moyen, ces marnes admettent diverses intercalations calcaires peu développées avec une faune plus au moins abondante et des veinules de calcite fibreuse. Au Cénomanién supérieur, la sédimentation devient carbonatée. L'épaisseur totale de la formation cénomaniénne est estimée entre 750 et 1100 mètres.

2.3.7. Le Turonien

Il se fait remarquer par son changement rapide de sédimentation, vers des calcaires compacts donnant lieu à des reliefs accusés ; il constitue les flancs des grands anticlinaux et synclinaux. Ses formations affleurent en dehors des zones diapiriques. Il s'agit de calcaires noirs à gris foncé à inocérames, séparés parfois par des marnes grises. Sa puissance totale est d'environ 300 mètres.

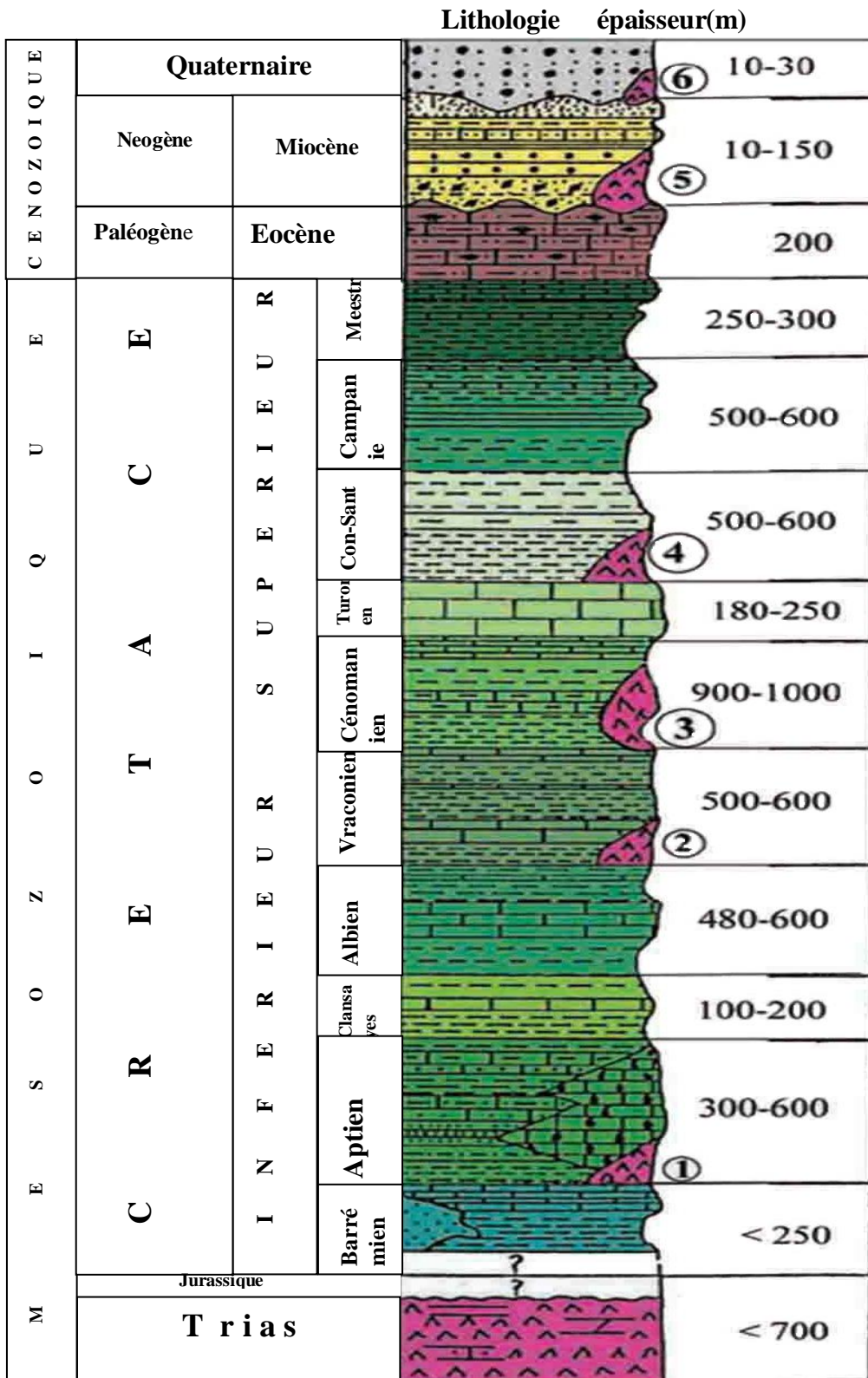


Fig. II.4 : Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue.

(D'après : Dubourdiou 1956, 1959 ; David 1956 ; Madre 1969 ; Fleury 1969 ; Thibieroz et Madre 1976)

2.3.8. Le Coniacien :

Il est surtout daté par sa position entre des calcaires du Turonien et de petites intercalations de calcaires argileux à ammonites (*Taxanites* sp). Il est représenté par 270 à 280 m de marnes gris bleu contenant quelques bancs calcaires à débris de coquilles d'inocérames vers l'W de l'Ouenza, cette formation devient de plus en plus épaisse jusqu' à atteindre 490 m vers le Sud de l'Ouenza.

2.3.9. Le Santonien :

Il est essentiellement composé par des marnes argileuses gris bleu sur une épaisseur de 600 m avec toutefois quelques intercalations calcaires.

2.3.10. Le Campanien :

Il est représenté par des marnes argileuses gris verdâtre et jaune gris à plaquettes de calcite fibreuse et intercalation de marnes à lumachelles. Leur puissance varie de 200 à 600 mètres.

2.3.11. Le Maastrichtien :

Il est marqué par des calcaires blancs bien lités, d'environ 60 mètres d'épaisseur, recouverts par une très forte accumulation de marnes argileuses grises à noires (150 m) ces dernières admettent à leur base quelques intercalations de calcaires (Dubourdiou, 1956).

Le régime sédimentaire au Campanien supérieur et au Maastrichtien, indique toujours la continuité des mêmes conditions de dépôts dans un milieu peu profond et de mer chaude (Chevenine et *al.*, 1989) avec une prédominance de calcaires crayeux rarement récifaux.

2.4. Le Paléogène

2.4.1. L'Eocène :

Des calcaires à silex et d'autres à Nummulites caractérisent l'Eocène inférieur et moyen près des périmètres des Monts de Mellègue. Leur puissance est de 200 mètres.

2.5. Le Miocène

Les dépôts du Miocène inférieur et moyen reposent transgressivement sur les formations anciennes (Albien-Sénonien et même sur le Trias). Il s'agit d'une puissante accumulation de marnes et de grès dont l'épaisseur peut atteindre 1000 m (Dubourdiou, 1956 ; Kowalski et *al.*, 2000). A leur base, les formations miocènes comportent des conglomérats contenant des éléments de calcaires variés, de silex gris, des galets ferrugineux et des éléments empruntés au Trias, témoignant d'une activité diapirique (Bouzenoune, 1993). Le remaniement de silex, réputé

d'âge Yprésien à la base du Miocène témoigne de l'existence d'une mer Eocène où se dépose une sédimentation marine durant l'Eocène et le Miocène inférieur à moyen. La sédimentation à la fin du Miocène indique le début d'une phase de régression.

La puissance moyenne du Miocène dans la région d'étude est de 150 m (Dubourdiou, 1956).

2.6. Le Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont distribués dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes (plaines et vallées actuelles). Ils sont formés de croûtes calcaires, limons éboulis, cailloutis et de poudingues. Le Quaternaire, d'origine continentale, est d'une puissance de 10 à 30 m (Dubourdiou, 1956).

3. Aperçu structural

La zone des Monts du Mellègue est constituée d'un ensemble de massifs structurellement orientés NE-SW. L'étude de la structure des différents massifs permet alors une meilleure compréhension des particularités structurales de l'Atlas saharien. Accumulation d'épaisses séries sédimentaires, subsidence, apparition des formations triasiques, plissement et création de fossés d'effondrement sont les principaux traits structuraux (Figure. II.4). Ils résultent de mouvements tectoniques (distension et compression) accompagnés d'épisodes de percement et d'ascension des formations triasiques (diapirisme polyphasé) depuis l'Aptien jusqu'à l'actuel. Ces traits ont déterminé ainsi l'évolution géologique, paléogéographique et structurale.

Dés l'Aptien, des failles affectent le substratum anté-triasique, ce qui a facilité les transgressions marines. Celles-ci ont permis l'accumulation d'épaisses séries sédimentaires liées à une importante subsidence post triasique (Dubourdiou, 1956). Le diapirisme, s'est manifesté à différentes étapes (diapirisme polyphasé), lié aux distensions albo-aptienne et mio-plio-quaternaire (Dubourdiou, 1956; Thibiéroz et Madre, 1976; Masse et Chikhi-Aouimeur, 1982; Rouvier et al., 1985; Perthuisot, 1992; Aoudjehane et al., 1992, Bouzenoune, 1993; Bouzenoune et al., 1995; Kowalski et Hamimed, 2000). Redressement, renversement des séries et complication des structures sont ses conséquences.

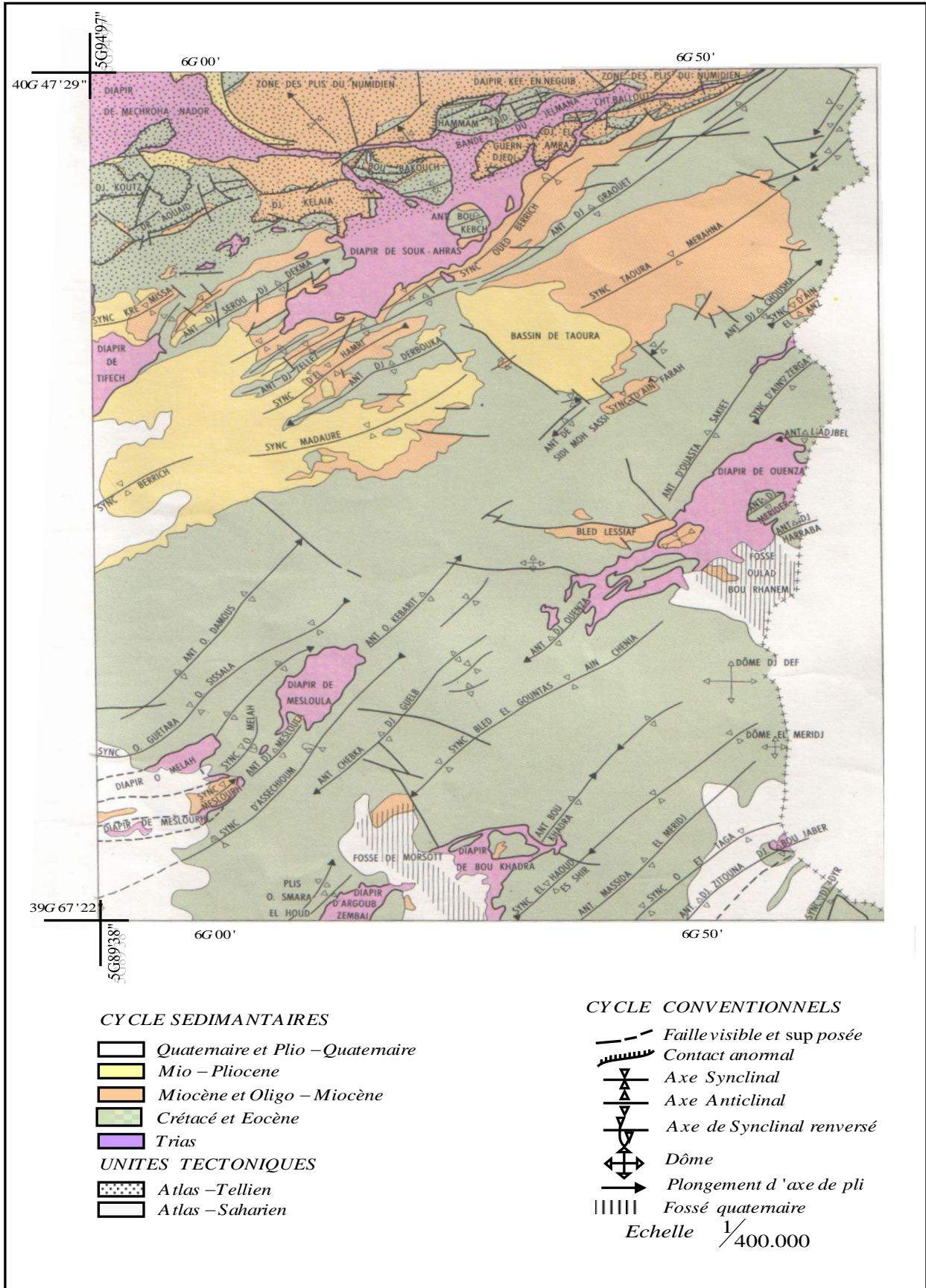


Fig. II.5 : Schéma structural de l'autochtone des confins algéro-tunisiens (extrait de la carte géologique de Souk Ahras échelle 1/400.000).

Les plis dans les Monts du Mellègue ont une allure généralement simple et une direction atlasique (NE-SW). Ces plis résultent des compressions néogènes dont l'âge exact a été discuté. En Algérie la phase majeure a été considérée comme étant comprise entre l'Eocène et le Miocène (Dubourdieu et Durozoy, 1950 ; Dubourdieu, 1956 ; Blès, 1969 ; Blès et Fleury, 1970 ; Vila, 1980 ; Kazi-Tani, 1986). Ils correspondent aux anticlinaux de l'Ouenza, Boukhadra, Essouabaa, Boujaber (Dubourdieu, 1952) et à de vastes structures synclinales. Les plis anticlinaux ont de grands rayons de courbure et leur ossature est assurée par les niveaux calcaires compétents. Leur zone de charnière est souvent occupée par le Trias avec formation de récifs d'apex à l'Aptien et à l'Albien (Masse et Chikhi-aouimeur, 1982 ; Perthuisot et Rouvier, 1992 ; Aoudjehane et al, 1992 ; 1994). Ces anticlinaux ont la caractéristique de présenter des fermetures coniques à chaque extrémité et de légers changements de direction, souvent interrompus par les accidents orthogonaux qui bordent les fossés d'effondrement.

La création des fossés d'effondrement orientés NW-SE à E-W, résulte d'une activité tectonique distensive post-miocène inférieur (Dubourdieu, 1956 ; David, 1956 ; Castany, 1951 ; Kazi-Tani, 1986). Ces fossés sont comblés ultérieurement par des dépôts quaternaires.

Cette phase distensive a donné naissance aussi aux bassins subsidés (Kowalski et *al.*, 2000).

III.CONTEXTE GEOLOGIQUE LOCAL :

1. Introduction

La région d'étude fait partie du secteur oriental de l'ensemble autochtone d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. C'est une région qui englobe les monts de Morsott et de Mellègue. Il s'agit d'une vaste zone d'anticlinaux et synclinaux orientés SW-NE.

D'après la carte géologique de Morsott établie par Blés et Fleury, la région d'étude est constituée en majeure partie par des terrains crétacés (figure. II.6.) formant une série d'anticlinaux et de synclinaux souvent déversés.

2. La stratigraphie

La série stratigraphique rencontrée dans la région d'étude s'étend du Campanien moyen jusqu'au Quaternaire ; elle se présente sous forme d'alternance de formations carbonatées de calcaires, de marno-calcaires et de marnes argileuses. Les terrains quaternaires occupent la partie centrale. Ils sont constitués par des alluvions actuelles et récentes, des dépôts fluviatiles anciens etc.

2.1. Formations continentales quaternaires :

Les formations quaternaires, toutes d'origine continentale, occupent d'importantes surfaces, surtout au niveau de la plaine et aux pieds des montagnes.

Les traces d'activité humaine s'y superposent, soit en ce qui concernent les déblais récent dus à l'exploitation des mines, soit en quelques localités par les traces de stations capsienes, marquées par des débris d'outillages en silex et de très nombreuses coquilles d'escargots pris dans une terre noire. Ces escargotières reposent en général sur un substratum crétacé.

2.1.1. Eboulis actuels et récents

D'importants éboulis continentaux se sont formés sur les pentes et aux pieds de tous les reliefs calcaires.

2.1.2. Alluvions actuelles et récentes

Les alluvions actuelles et récentes sont peu importantes. Elles sont constituées de cailloutis calcaires (le plus souvent plaquettes et esquilles de calcaires maastrichtien) parfois seuls, parfois mêlés à de véritables limons, tout à fait comparable à ceux qui constituent les formations limoneuses des plaines. La tendance actuelle des oueds étant au creusement, les plus importants coulent en général dans les alluvions plus anciennes formant une ou deux terrasses peu élevées.

2.1.3. Limons récents :

De couleur allant du brun-ocre au gris sombre, des limons fins associés à des niveaux de cailloutis anguleux se déposent dans la région basse. Il s'agit du résidu d'altération et de lessivage des marnes environnantes. Ce processus est entamé depuis longtemps. Souvent importants, les produits d'altération en place des formations marneuses ont dû être cartographiés de la même manière que ces limons colluviaux, en raison de l'absence de toute limite utilisable. La présence d'escargots dans les limons reste cependant un bon critère.

2.1.4. Loupes de glissement :

On les rencontre au pied de Djebel Dyr. Ces glissements sont dus à la position en altitude d'entablement des montagnes de calcaires massifs très diaclasés reposant sur d'épaisses formations marneuses. L'infiltration des eaux superficielles à travers les formations calcaires provoque dans les marnes des glissements qui correspondent à des tassements de bordures de falaises dans les calcaires. Ces phénomènes évoluent le plus souvent en loupe de glissements dans les surfaces de cisaillement et trouvent leur origine le long des plans de diaclases.

2.1.5. Eboulis anciens :

On les rencontre dans les parties les plus éloignées des falaises, et ils forment le sommet des buttes témoins qui dominent parfois d'une cinquantaine de mètres, les ravins qui les entourent. On les rencontre aussi autour de Djebel Dyr, et les blocs sont bien roulés au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la montagne. Ils sont parfois en rapport avec la croûte calcaire.

2.1.6. Croûte Calcaire

Elle se trouve surtout dans les dépressions et sur les pentes faibles. On peut aussi l'observer en témoins peu importants sur les calcaires maastrichtiens (Bou Rbaia principalement). Il s'agit d'une formation calcaire blanchâtre, parfois rosée souvent d'aspect « concrétionné », cimentant des éléments calcaires bréchiques. Son épaisseur avoisine souvent 1 m, mais elle est parfois beaucoup plus importante.

2.1.7. Dépôts fluviatiles anciens :

Le long des vallées des oueds, on observe des niveaux de galet bien roulés à des altitudes variables par rapport au lit des oueds actuels. En plusieurs points, on peut remarquer que ces niveaux sont surmontés par la croûte calcaire et que celle-ci cimente le sommet de la formation.

2.2. Les formations paléogènes :

2.2.1. L'Eocène :

A. Lutétien inférieur- Yprésien :

C'est un faciès rencontré surtout au Djebel Dyr. Il est représenté par des bancs épais de calcaire massif à gros silex, huîtres et lumachelles et des Nummulites abondantes, alternant avec des niveaux de calcaire plus tendres.

2.2.2. Paléocène :

A. Thanétien «Paléocène supérieur» :

Ce sont des calcaires argileux en petits bancs souvent noduleux, à silex avec des intercalations à leur partie inférieure. On les trouve au Djebel Dyr. Ce faciès n'est pas très répandu dans la région d'étude et apparaît sous forme de petits affleurements.

B. Montien «Paléocène moyen » :

Il est représenté par des marnes grises (200 m) homogènes surmontées par de rares bancs de calcaires argileux gris et de minces niveaux phosphatés.

C'est un faciès caractérisé par une riche lumachelle à huîtres. On le trouve en petits affleurements près de Djebel Dyr et aux environs d'Ain Zerga.

C. Danién «Paléocène inférieur» :

Sur une épaisseur de 75 à 100 m, le Danién se compose de calcaire argileux gris clair, un peu crayeux en petit bancs à surfaces ondulées, alternant avec des marnes grises. L'âge de ce faciès est indiqué par la présence de globigérines.

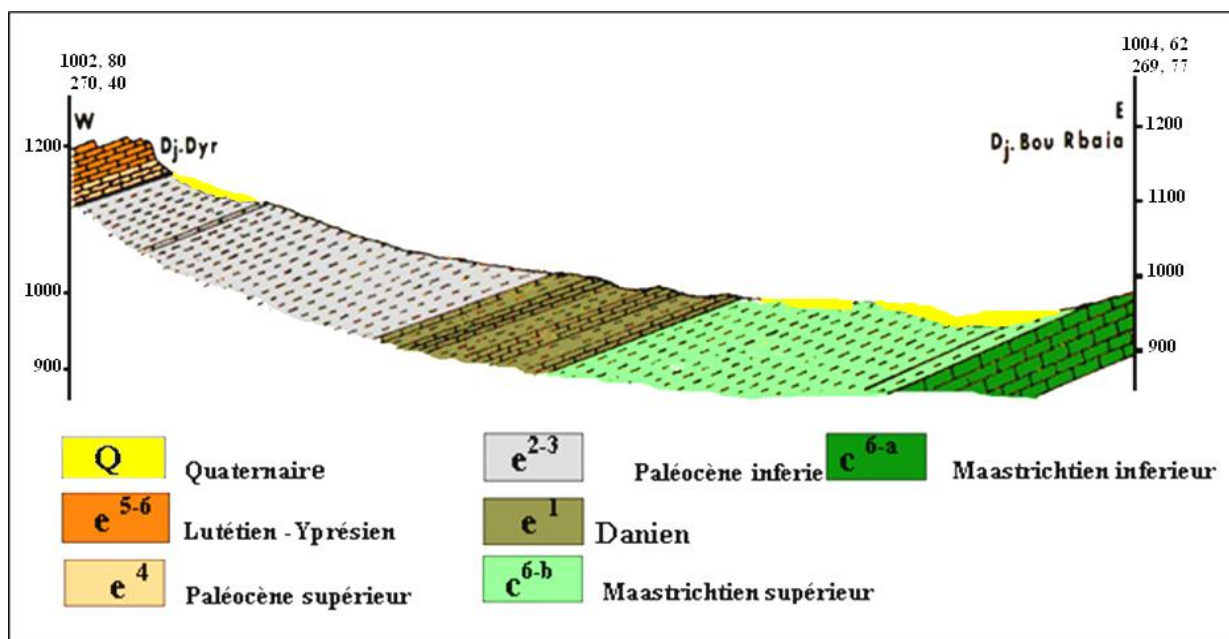


Fig. II.6 : Coupe géologique schématique de la région d'étude.

2.3. Les formations crétacées :

2.3.1. Le Maastrichtien

A. supérieur :

Il est constitué par une formation de 150 m d'épaisseur de marnes grises avec quelques passages de calcaire à la base. Cet âge est confirmé par la présence d'ammonites et de foraminifères. C'est faciès qu'on voit surtout aux environs de Bou Rbaia et d'Ain Zarga.

B. inférieur :

Ce sont des calcaires massifs grisâtres (170 m) en gros bancs avec empreintes d'inocérames. L'altération de ces calcaires produits des plaquettes anguleuses très sonores qui recouvrent la plupart des affleurements. Il domine toute la région d'Ain Zarga.

2.3.2. Le Campanien :

A. Supérieur :

Sur une épaisseur de 150 m environ composé par des marnes gris clair à patine vert jaunâtre avec intercalation de calcaires crayeux sous jacentes. Ce faciès affleure au même endroit que ceux du Maastrichtien inférieur.

B. moyen :

Il est représenté par des calcaires blancs à gris clair d'épaisseur 70 à 80 m crayeux en gros bancs alternant avec de petits niveaux de marnes claires, grises parfois verdâtre. Ces calcaires donnent des nodules, et sont caractérisés par l'absence des fossiles.

3. Description tectonique et structurale

L'histoire tectonique de la région d'Ain Zerga qui appartient à l'Atlas saharien correspond à une série d'événements dont chacun a laissé sa trace sur la physionomie actuelle de la région (figure.II.7).

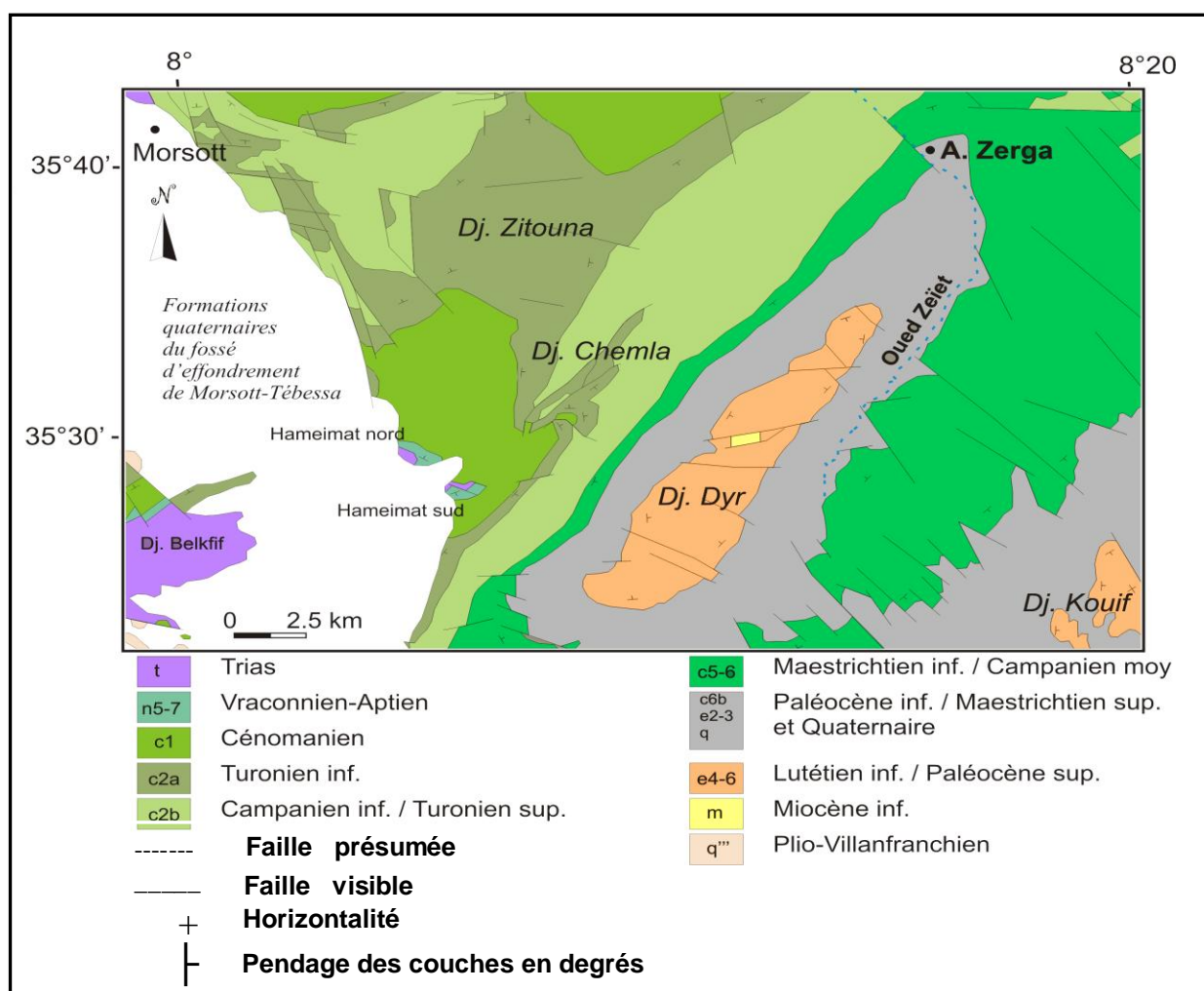


Fig. II.7 : Schéma structural de la région d'étude (extrait de la carte géologique de Morsott échelle 1/50.000).

3.1. Les phases de plissements

3.1.1. Les plis :

Les niveaux compétents calcaires de l'Aptien, du Turonien et de l'Eocène, permettent de diviser les structures en deux parties (partie occidentale et partie orientale) du Nord-Ouest au Sud -Est :

✚ Partie occidentale :

- Anticlinal du Massida,
- Synclinal de l'Oued et Taga,
- Anticlinal de Djebel Zitouna, dont le flanc sud forme les replis du Djebel Chemla et du Djebel Boulhef.

✚ Partie orientale :

- Synclinal de Djebel Dyr,
- Anticlinal du Bou Rbaia,
- Synclinal de Djebel Kouif.

Ces plis ont une orientation moyenne NE-SW qui peut varier de NNE-SSW à ENE-WSW, par suite probablement, de l'influence des directions structurales préexistantes. Il est difficile de déterminer l'âge des plissements : les seuls dépôts tertiaires, postérieurs à l'émersion éocène_ sables continentaux attribués au Miocène inférieur sont localisés au cœur du synclinal du Djebel Dyr où ils surmontent, sans discordance apparente, les calcaires du Lutétien inférieur.

Le plissement de la région est postérieur au Lutétien inférieur et antérieur au Miocène et se trouve sans doute responsable de l'émersion de la région à l'Eocène moyen (G. Dubourdiou 1951, 1956 et 1959).

3.4. Les Failles :

L'ancienne fracturation n'a pas un impact sérieux du point de vue orographie, mais elle a joué une grande influence sur l'érosion depuis l'Eocène.

Ce sont ces mêmes failles accompagnant les plissements qui ont aussi facilité la dégradation des charnières anticlinales. On a deux principales directions de failles :

- La faille tellienne longitudinale par rapport aux unités structurales, variantes de WE, SW, NE.
- La faille transversale qui oscille entre les directions NW, SE et NS.

IV. CONTEXTE CLIMATIQUE ACTUEL

1. Les températures :

La température est un facteur essentiel dans la caractérisation climatologique d'une région. Alors l'approche thermique sera basée sur les données de la station thermique de l'aérodrome Tébessa (voir annexe)

Les données ont permis de montrer que la région est caractérisée par une saison hivernale très froide de température moyenne mensuelle égale à 07 °C et une saison très chaude en été avec de hautes températures mensuelles dépassant 26°C.

2. Les précipitations :

Dans le synclinale de Ain Zarga, la pluviométrie est contrôlée par la station pluviométrique située au sud de la région ayant les coordonnées Lambert suivantes :

$$X=1003,65 \quad Y=274,95 \quad Z=850.$$

La pluviométrie moyenne annuelle est calculée par la méthode de la moyenne arithmétique. Elle est égale à 302.74mm.

Le régime pluviométrique est marqué par une irrégularité remarquable d'une année à l'autre.

3. les vents :

Les vents les plus fréquents selon la station météorologique de Tébessa, sont ceux de direction NW- SW.

3.1. Le Sirocco

Vent chaud, soufflant du sud vers le nord, relativement fort en été, époque où son action est négative. Il peut durer jusqu'à 3 jours consécutifs avec une intensité moyenne de 40-45km / h. Ces vents engendrent une forte évapotranspiration et une sécheresse abaissant l'humidité.

Les vents de direction W-NW sont responsables de la pluviométrie nivale.

4. Type de climat :

L'indice d'aridité permet d'identifier le type de climat dominant, il dépend essentiellement de la précipitation moyenne en mm et de la température moyenne annuelle en °C. DEMARTON à établi la formule :

$$I=P/T+10$$

Alors la région d 'Ain Zarga reflète la dominance d'un climat semi aride.

V- Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons dégagé les premières remarques sur l'évolution géologique de la région. Il s'agit d'un bassin constitué en majeure partie par des terrains crétacés formant une série d'anticlinaux et de synclinaux souvent déversés, la série stratigraphique se présente sous forme d'alternance de formations carbonatées de calcaires, de marno-calcaires et de marnes argileuses.

Les terrains plio-quaternaires et quaternaires occupent la partie centrale séparant ainsi les reliefs structuraux. Ils sont constitués par des alluvions actuelles et récentes, abritant une surface de grande extension et qui occupe la presque totalité de la région d'étude.

On peut classer la région d'Ain Zerga dans l'Atlas saharien, avec un climat semi aride et une couverture végétale très faible.

CHAPITRE III :
MATERIELS ET
METHODE

I. Introduction

Les méthodes d'étude que nous avons employées sont de deux ordres et exposées en détail. Un chapitre est consacré aux méthodes sédimentologiques et aux analyses chimiques qui permettent de mettre en évidence les actions climatiques qui ont précédé aux dépôts et à la transformation des sédiments.

Comme le site est vierge d'étude, nous n'avons pas trouvé de nouvelles données pour faire une étude sur une problématique bien précise.

Dans le cadre de ce travail, nous avons étudié les prélèvements dans le but de contribuer à définir la granulométrie, la minéralogie des argiles et le paléoclimat de ce remplissage. Les deux ordres sont :

- étude de terrain ;
- étude en laboratoire.

1. Etude de terrain

Sur le terrain, on s'est penché sur la description macroscopique des niveaux stratigraphiques de la terrasse fluviale de l'Oued Zeïet. Afin de bien étudier notre terrasse, un échantillonnage bien réfléchi a été entrepris sur les différents niveaux observés dans l'objectif d'établir l'évolution spatiale de notre terrasse tant que verticale.

1.1. Établissement de la stratigraphie :

Il est nécessaire de différencier la couche géologique proprement dite (correspondant à un mode de dépôt particulier) de l'altération pédologique postérieure qui a pu l'affecter. Ainsi, un même sol peut recouvrir plusieurs couches successives ou bien une même couche a pu subir plusieurs pédogenèses.

1.2. Description des niveaux :

Elle renseigne sur :

- l'épaisseur moyenne.
- la texture.
- la couleur.
- la forme et la nature des limites
- la structure observable à l'œil nu (macro –structure).

-les particularités du niveau s'il en présente : hydromorphie, taches, racines, outils préhistoriquesetc.).

-la porosité (porosité plus élevée dans des sols à texture fine (argile) que des sols à texture grossière (sable) ; estimation approximative à partir de l'analyse granulométrique (voir annexe I).

1.3. Echantillonnage :

Une série de prélèvements avait été primitivement réalisée sur terrain. Un échantillonnage systématique, tous les 10 cm, a été réalisé sur la coupe stratigraphique et a donné 81 échantillons. Ces prélèvements concernent de haut en bas des horizons culturels afin :

- de suivre le plus précisément possible l'évolution verticale des sédiments.

Chaque échantillon correspond en principe à une puissance de 5cm de la terrasse puis à 10cm.

Par la suite, au laboratoire, ces échantillons ont subi plusieurs types d'analyses : (granulométrie, calcimétrie, magnétique, minéralogie des argiles, ...etc.)

2. Etude au laboratoire :

2.1. Analyse Granulométrique

2.1.1. Définition et but de l'analyse granulométrique

L'analyse granulométrique est une technique qui permet la séparation d'un ensemble de particules et leur fréquence statistique en fonction de leur taille. Les ensembles de particules obtenus sont appelés fractions granulométriques. Ces fractions sont constituées de particules dont la dimension couvre un intervalle relativement restreint et diminue d'une fraction à l'autre.

L'application de cette analyse permettra de connaître les substances associées aux fractions granulométriques contenu dans les sédiments. Elle sert à déterminer si elles sont situées dans les fractions fines, moyennes ou grossières.

Elle est utilisée pour reconstituer les conditions de transport et de dépôt des particules.

Dans notre étude, nous nous sommes basés sur le classement suivant :

Diamètre des éléments	Classe granulométrique	Fraction Granulométrique
Au-dessus de 10 cm	Blocs	Fraction grossière
De 10 cm à 01 cm	Pierres ou cailloux	
De 01 cm à 02 mm	Granules, graviers	
De 2 mm à 0,2 mm	Sables grossiers	Fraction fine
De 0,2 mm à 40 : μm	Sables fins	
De 40 : μm à 2 : μm	Limons ou poudres	
Au-dessous de 2 : μm	Argiles	

Tableau .III.1 : Répartition granulométrique des constituants d'un sédiment

(D'après Miskovsky et Debard, 2002).

2.1.1.1. La fraction grossière :

La fraction grossière dont le diamètre est supérieur à 2 mm est récupérée pour réaliser la granulométrie des pierres.

2.1.1.2. La fraction fine :

L'analyse granulométrique de la fraction fine est appliquée au sédiment brut.

2.1.2. Appareillage et principe de mesure :

A l'origine, les analyses granulométriques étaient effectuées par tamisage à l'aide de tamis à mailles croissantes. Ces tamis étaient secoués manuellement ou à l'aide de dispositifs mécaniques.

Actuellement, des appareils de plus en plus perfectionnés (granulomètre laser) facilitent les analyses. La granulométrie laser est une technique basée sur la diffraction et la diffusion d'un faisceau laser frappant une particule. Cette méthode repose sur deux théories fondamentales de Fraunhofer et de Mie.

2.1.2.1. La théorie de Fraunhofer :

Les hypothèses suivantes sont nécessaires :

- Les particules sont opaques sphériques et leurs diamètres sont supérieurs à la longueur d'onde utilisée.
- Les particules diffractent la lumière avec la même efficacité.

-Lorsque les rayons lasers frappent la particule à analyser les rayons sont diffractés.

2.1.2.2. La théorie de Mie :

La théorie de Mie est une expansion de la théorie de Fraunhofer. La lumière n'est pas seulement diffractée par la particule mais aussi réfléchi et diffusée.

Cette partie réfractée de lumière pénétrant dans la particule va ressortir en étant toujours soumise un phénomène de réflexion et réfraction dus à la différence des milieux.

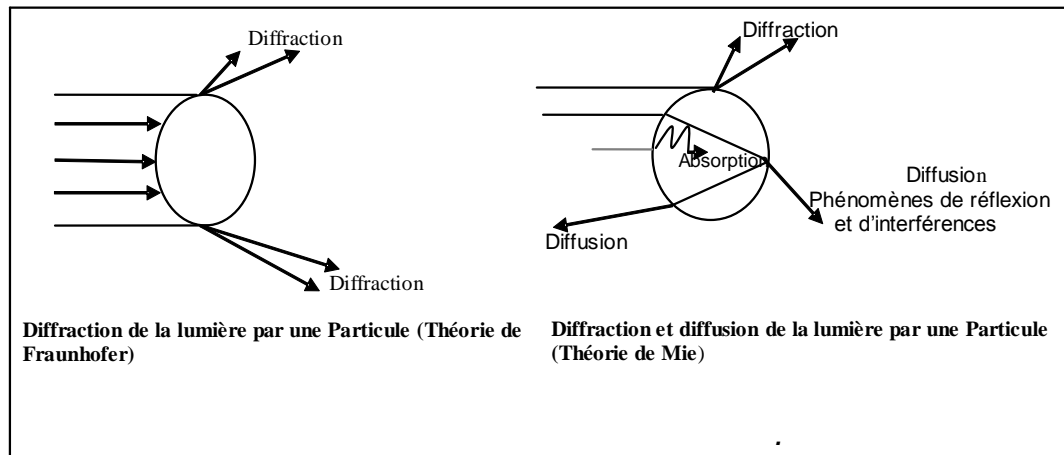


Fig. III.1 Théorie de Fraunhofer et théorie de Mie

La méthode par diffraction laser sur appareil de type Coulter Ls 230 consiste à considérer dans une même analyse aussi bien la fraction sableuse que la fraction limono argileuse.

Cette technique présente de nombreux avantages par rapport à la granulométrie manuelle classique, et notamment un gain de temps considérable dans l'obtention des résultats graphiques et des paramètres statistiques de la distribution.

Le granulomètre laser Coulter LS 230 possède une large plage de mesure qui permet de mesurer la taille des grains de 0,04 μ m à 2 mm. L'avantage principal est donc d'avoir accès à la distribution de tous les lots granulométriques : argiles, limons et sables en une seule mesure.

Cependant, il est important de noter que les résultats obtenus par le granulomètre laser donnent des pourcentages en volume alors que ceux du tamisage classique sont en poids.

Ainsi les indices permettant des comparaisons entre les sédiments établis à l'origine à partir de données par pesées sont difficilement applicables pour des données calculées en volume, c'est pourquoi nous ne les avons pas utilisés.

L'usage du granulomètre laser ne nécessite pas de traitement particulier, si ce n'est de respecter les concentrations optimales admises par l'appareil.

Les échantillons sont versés dans le module voie humide, avec l'eau comme fluide transporteur, où ils subissent une défloculation par ultrasons durant 30 secondes ; puis, dans la cellule de mesure, le faisceau laser rencontre les particules dont le trajet est guidé par un courant. Les particules se comportent dans cette situation comme des déflecteurs et réémettent la lumière incidente avec une intensité et un angle qui dépendent de leur taille. La lumière diffractée par chaque particule va, avec un certain angle, traverser une lentille de Fourier. Le principe est que toutes les particules de même taille diffractent selon le même angle et tombent alors sur le même détecteur : il y a alors comptage.

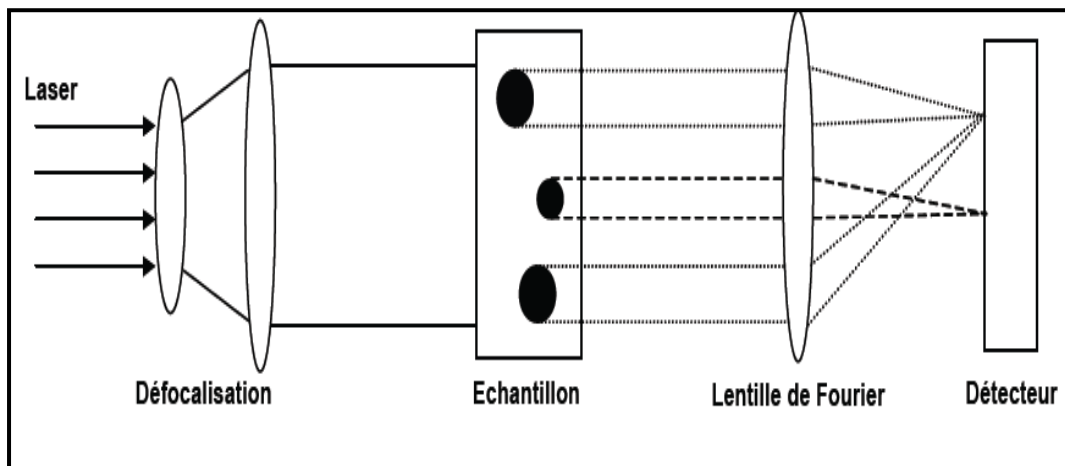


Fig. III.2 : Principe de mesures granulométriques par l'analyseur Coulter LS 230

Le granulomètre à diffraction laser Coulter LS 230 comporte 127 détecteurs. On obtient ainsi une courbe de flux lumineux qui combine tous les flux émis par les particules de différentes tailles. Le logiciel convertit ensuite les courbes de flux en courbes de volume des particules, les courbes de fréquence et les courbes cumulatives (Léveque, A., (1973)) ;

A. Courbe de fréquence :

La forme de la courbe indique le degré de classement. Un mauvais classement est traduit par une courbe ayant une allure de dôme très aplati, un excellent classement par une courbe effilée (Miskovsky et Debard, 2002).

B. Courbe cumulative :

Pour établir cette dernière, Krumbein a défini l'unité Φ comme étant le logarithme négatif de base 2 du diamètre de la particule ($\Phi = -\text{Log}_2(x)$, x en mm). De cette courbe on peut déduire les différents quartiles et les divers paramètres de distribution.

Ainsi, les indices et les interquartiles exposés dans cette étude n'ont concerné que la méthode par diffraction laser.

2.1.3. Les paramètres granulométriques

Il existe un grand nombre de paramètres permettant l'évaluation du degré de classement d'un sédiment (Rivière. A., 1977).

2.1.3.1. La moyenne

On appelle moyenne d'une distribution la moyenne logarithmique ou arithmétique (suivant la nature de l'échelle des abscisses) des valeurs de la variable indépendante. Ce paramètre nous renseigne sur la dimension moyenne de l'échantillon et par conséquent sur l'énergie du milieu et la distance du transport.

2.1.3.2. L'indice de classement de Trask So :

$$So = (Q1/Q3)^{1/2} \text{ en mm}$$

D'après Trask, plus l'indice So est élevé, plus le classement est mauvais.

Indice de classement	Classement
So < à 2,5	sédiment très bien classé
2,5 < So > 3,5	sédiment normalement classé
3,5 < So > 4,5	sédiment assez bien classé
So > 4,5	sédiment mal classé

Tab. III.2 : Classification des faciès sédimentaires en fonction du Sorting Index selon la méthode Trask.

2.1.3.3. Le coefficient d'asymétrie (Skewness)

$$SK = (Q1.Q3/Md2)^{1/2} \text{ en mm}$$

Ce coefficient d'asymétrie caractérise le degré de distorsion de la symétrie de la distribution. Quand le Skewness est égal à zéro, cela signifie que l'asymétrie est parfaite (la médiane, le mode et la moyenne coïncident). Quand il présente des valeurs négatives, ce sont les grains fins qui sont bien classés ; les valeurs positives correspondent à un bon classement des grains grossiers. Ce paramètre reflète davantage le milieu de dépôt que les conditions de transport (Cheel. R.J., (2005)).

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

Tab. III.3 : Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966)

2.1.3.4. Le Kurtosis :

Le Kurtosis est représentatif de la finesse du pic (sa largeur), quand il est égal à zéro, la courbe est dite mésokurtique, ou moyennement classé, 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).

2.1.4. Diagramme CM de Passega :

Passega (1957, 1964) a montré que les caractéristiques d'un agent de transport se reflètent dans la granulométrie du dépôt, notamment si celle-ci est mesurée à l'aide de deux paramètres qu'il choisit être le centile et la médiane. Ces deux paramètres seront notés respectivement C et M.

Un diagramme de Passega (fig.10) porte en abscisse la médiane M et en ordonnée le centile C. Si la taille des grains est exprimée en millimètres le diagramme sera logarithmique. Chaque échantillon permet de placer un point sur le diagramme ; l'ensemble de ces points constitue un nuage, dont la forme et la position peuvent caractériser le dépôt étudié.

La principale utilité de ce type de diagramme est de permettre l'analyse du transport des sédiments clastiques en fonction du type de transport, le nuage de point se positionne différemment sur le diagramme CM ;

NO : Dépôts de roulement sur le fond

OP : Dépôts de roulement sur le fond et de suspensions gradées

PQ : Dépôts de suspensions gradées et de roulement sur le fond

QR : Dépôts de suspensions gradées

RS : Dépôts de suspensions homogènes

2.2. Calcimétrie

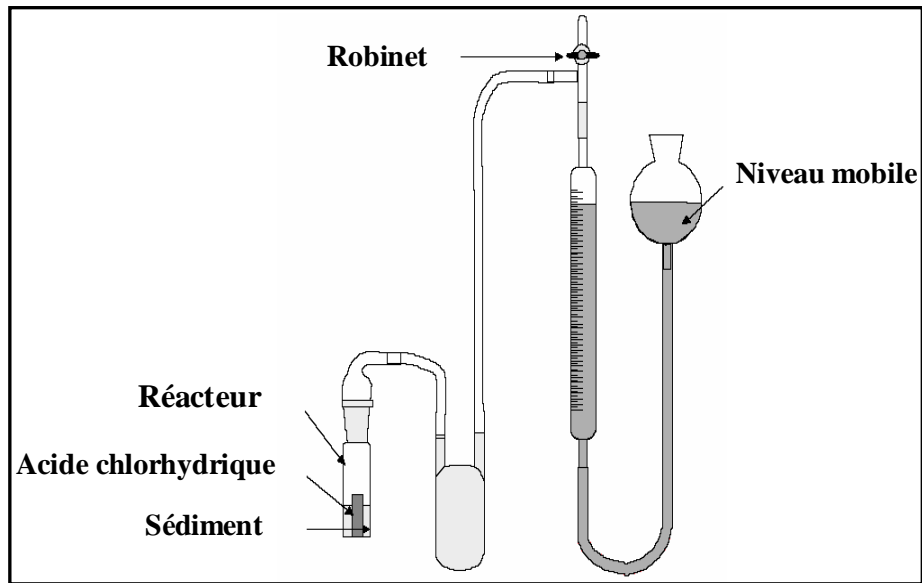
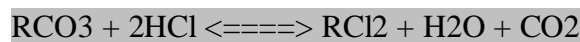


Fig. III.3 Schéma d'un Calcimètre

2.2.1. Définition et principe

Le Calcimètre est un appareil destiné à la détermination de la teneur en carbonates RCO_3 des sédiments. (Fig. II.3) L'analyse est basée sur la mesure du volume de gaz carbonique dégagé par une quantité connue de sédiment avec de l'acide chlorhydrique (HCL). Aux conditions normales de l'expérience ($T \sim 20^\circ\text{C}$ et $P \sim 760\text{mmHg}$) peut être assimilé à un gaz parfait. Le gaz dégagé de la réaction exerce une pression sur le liquide contenu dans la burette graduée. Le liquide passe alors d'un volume initial V_1 à un volume V_2 . L'équation de la réaction produite à l'intérieur de la burette est la suivante :



$$\text{CaCO}_3\% = [(\Delta v \text{ CO}_2 \text{ (ml)}) / M \text{ (g)}]$$

Δv : différence de volume initiale (v_1) et volume (v_2)

P : pression

T° : température

M : masse en g de l'échantillon

2.3. Analyse morphoscopique et Analyse exoscopique au MEB

2.3.1. Analyse morphoscopique :

C'est en 1880, avec les travaux du géologue anglais Sorby, que les grains de sable commencèrent à livrer leurs secrets. L. Cayeux donne l'élan à la pétrographie sédimentaire et en 1929, propose une classification des grains de sable en fonction de leur milieu de dépôts ; celle-ci est basée sur le triage, la forme et les aspects de surface des particules (Le Ribault. L., (1977)).

- ❖ Les sables marins montrent une forme générale anguleuse, avec ou sans grains de forme générale arrondis, susceptible de prédominer ;
- ❖ Les sables fluviatiles réunissent des grains de forme de taille extrêmement différente, y compris des éléments d'une véritable poussière ;
- ❖ Les sables glaciaires sont caractérisés par des éléments invariablement anguleux d'aspect broyé.
- ❖ Quant aux sables éoliens, ils constituent un ensemble hétérogène, formé de deux types foncièrement différents : l'un, caractérisé par des grains très arrondis et dépolis ; l'autre par des éléments de forme générale anguleuse, à surface entièrement polie. Enfin, cet auteur note qu'il existe certainement une différence entre les sables de plages et les sables des dépôts littoraux : la confirmation de cet hypothèse ne sera donnée qu'en 1971, grâce à l'utilisation du microscope électronique à balayage.

Grâce aux travaux de A. Cailleux développés dans sa thèse en 1942, naît la Morphoscopie, qui peut être définie comme la détermination statistique des différents types de grains de quartz dans les dépôts sableux.

Les principaux types de grains de quartz correspondant à des environnements différents :

- ❖ les non-usés (NU), quartz au contour anguleux, caractéristiques des arènes de désagrégation, des dépôts de glaciers, de rivières, cavités, de petites plages et de petites dunes ;
- ❖ les émoussé-luisants (EL), quartz au contour émoussé ou arrondi qui ont subi une usure aquatique au cours d'un long transport fluvial ou bien au cours d'un brassage mécanique dans une plage de haute énergie ;
- ❖ les rond-mats (RM), quartz au contour émoussé ou rond ; la surface du grain est dépolie et porte de minuscules trace de choc, conséquences d'une longue usure par chocs dans l'air, sous l'effet du vent.

2.3.1.1. Condition d'observation :

Les grains préalablement lavés à l'eau ou éventuellement à l'acide chlorhydrique à froid ou à chaud, sont séchés puis observés à la loupe binoculaire, isolés à sec, et sur fond noir.

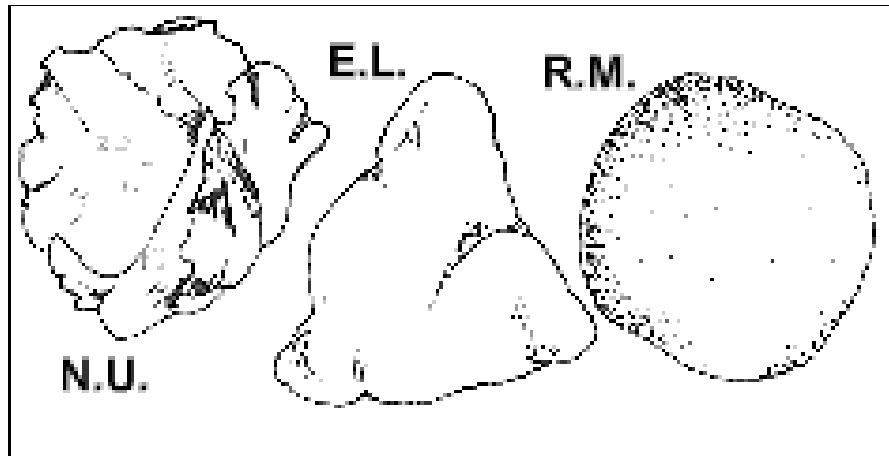


Fig. III.4 principaux types des grains de quartz

2.3.2. Analyse exoscopique au MEB

2.3.2.1. Définition :

L'exoscopie du quartz étudie, les différents types de traces d'origine chimique, physique ou mécanique qui ont modifié l'aspect originel de la surface externe des grains de quartz (Le RIBAUT, (1977)). La méthode permet de différencier les caractères acquis par le grain de quartz dans son milieu de sédimentation actuel des caractères hérités dans un ou plusieurs autres milieux auparavant.

Les grains de quartz destinés à l'étude exoscopique ont été sélectionnés à la loupe binoculaire. Les observations ont été effectuées avec le microscope électronique à balayage Philips XL 30 environnemental équipé d'une microsonde EDAX.

Pour chaque échantillon, une dizaine de grains de quartz ont été traités en collaboration avec le Dr SAOS Thibaud dans le Centre Européen de Recherches Préhistoriques à Tautavel (France).

2.3.2.2. Appareillage (Microscope Electronique à Balayage) :

Le fonctionnement du microscope électronique à balayage est basé sur l'émission d'électrons produits par une cathode et la détection de signaux provenant de l'interaction de ces électrons avec l'échantillon. Ces électrons qui irradient la surface de l'échantillon pénètrent profondément dans le matériau et affectent un volume appelé "poire d'interaction"(figure.III.5)

Le volume de cette poire dépend du numéro atomique moyen de l'échantillon et de l'énergie des électrons incidents. Dans ce volume d'interaction, les électrons du faisceau vont perdre leur énergie par collisions multiples avec les atomes du matériau générant ainsi de nombreux phénomènes secondaires : réémission d'électrons et de photons, absorption d'électrons, courants induits, potentiels électriques, élévation de température locale, vibration du réseau.

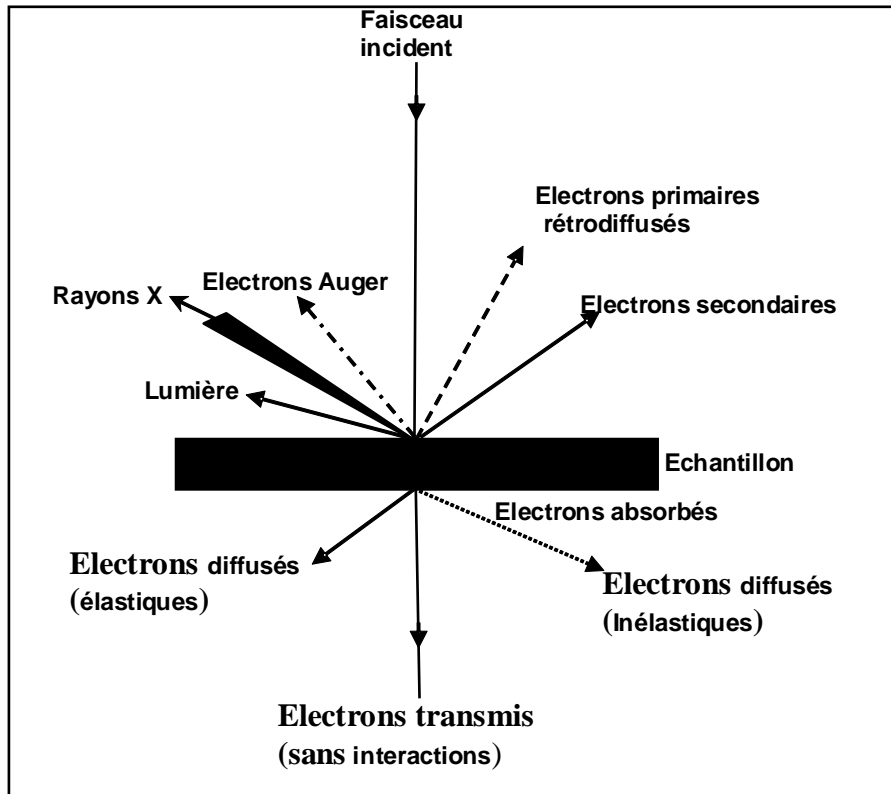


Fig. III.5 : Ensemble des radiations pouvant être émises lors de l'interaction entre un faisceau d'électrons et un échantillon

2.3.2.3. Le relief des grains :

La morphologie générale des grains de quartz dépend à la fois de leur origine, fonction de leurs conditions de cristallisation, et des processus évolutifs qui ont plus ou moins fortement modifié celle-ci.

Un même caractère pourra être présent ou absent selon la portion de grains considérée. Aussi importe-t-il d'explorer systématiquement et avec soin toute la surface de chaque quartz, ou du moins les parties les plus caractéristiques de sa morphologie : ce sont les sommets, les faces planes et les dépressions.

2.4. Aperçu paléontologique

2.4.1. Procédure d'extraction des microfossiles :

Il ne s'applique pas aux matériaux meubles ou peu indurés car le principe est de désagréger les sédiments, en séparant plus ou moins parfaitement ses différentes phases granulométriques

2.4.1.1. Le lavage et le tri

Le lavage est le moyen le plus habituel de dégagement des microfossiles ; tamisage sous un écoulement d'eau afin d'en extraire les microfaunes. On utilise généralement une colonne de quelques tamis métalliques calibrés, emboîtés les uns sur les autres ;

- ❖ Un premier tamis à mailles de 0.50 mm ;
- ❖ Un second tamis à mailles de 0.016 mm ;
- ❖ Un éventuel troisième tamis à mailles de 0.01 mm.

Celui ayant les mailles les plus fines étant en bas. L'eau ayant évacué les particules argileuses, les résidus de chacun des tamis sont recueillis, séchés à l'étuve puis examinés, généralement à la loupe binoculaire (le tri) avec un grossissement ($\times 50$), (Deguaichia. A., 2001).

2.5. La minéralogie des argiles

2.5.1. Définition d'un minéral argileux

Il y a plusieurs façons de définir un minéral argileux. La première est granulométrique, généralement utilisée en géotechnique : c'est toute fraction minérale de taille inférieure à 2 μm d'un sol ou d'une formation géologique.

Une deuxième définition englobe dans l'acceptation une notion de propriété : matériau de granulométrie fine, qui devient en général plastique à partir d'une certaine teneur en eau, et qui durcit au séchage ou à la calcination (Mossmann. J-R. et al, (2001)).

Les termes utilisés ne sont pas définis précisément, car il n'y a pas de consensus (Guggenheim et Martin, 1995). Pour la plupart des géologues et des pédologues, la taille granulométrique retenue est 2 μm , alors que pour les sédimentologues c'est plutôt 4 μm , et 1 μm pour les chimistes des colloïdes (Thorez. J. (1976)).

2.5.1.1. Éléments de cristallographie des minéraux argileux.

La question ici n'est pas d'aborder la classification des minéraux argileux, mais quelques éléments de base relatifs à la structure et à la classification des minéraux argileux sont nécessaires pour interpréter les résultats de diffractométrie X.

Minéralogiquement, les argiles correspondent à des minéraux aluminosilicatés, le plus souvent de la famille des phyllosilicates : ce sont des particules à base d'aluminium et de silicium oxydés, arrangées en feuillets de très faible épaisseur (entre 7 et 14 Å).

Compte tenu de la granulométrie des particules et de leur structure (association de feuillets de très faible épaisseur), les matériaux argileux développent des surfaces spécifiques très élevées, comprises entre 5 et 800 m^2/g , ce qui leur confère des propriétés d'adsorption très importantes (Monjuvent. G., Uselle. J.P., (1973), Rautureau. M., Caillese. S., & Hénin. S., (1982)).

Parmi ceux-ci, nous nous limiterons plus particulièrement à trois familles importantes pour notre étude : les kaolinites, les illites et les smectites

2.5.1.2. Structure des phyllosilicates.

L'unité de base des minéraux argileux est le feuillet, constitué de plusieurs couches (Jozja. N., (2003)).

- ❖ Une première couche est constituée d'un ensemble de tétraèdres accolés, dont les sommets sont occupés par des atomes d'oxygène, et le centre par un atome de silicium, parfois remplacé par de l'aluminium. Cette couche est appelée couche **T** ;

❖ Une deuxième couche, accolée à la première, est constituée d'un ensemble d'éléments octaédriques, dont les sommets sont occupés par des atomes d'oxygène et d'hydroxyde, et le centre par de l'aluminium, plus ou moins substitué par du magnésium et/ou du fer ; cette couche est appelée couche **O**.

Il en résulte :

❖ Un feuillet constitué par la succession d'une couche T et d'une couche O accolées, est caractéristique des phyllosilicates 1 / 1 ou T / O, comme par exemple la **kaolinite**. Son épaisseur est typiquement de 7 Å ;

❖ Un feuillet constitué par une succession de couches O accolées entre deux couches T est caractéristique des phyllosilicates 2 / 1 ou TOT, comme par exemple la **smectite** et l'**illite**. Son épaisseur est typiquement de 10Å à 14Å, selon le minéral (10 Å pour l'illite, 14 Å pour la smectite).

La diffraction des rayons X constitue la technique la mieux adaptée et la plus répandue pour identifier de façon qualitative et semi-quantitative les argiles minérales de petite taille, souvent mal cristallisés et hydratés, de forme lamellaire ou fibreuse, et souvent présents en mélange complexe d'espèces.

2.5.2. Principe de la diffraction des rayons X (DRX)

Comme tout corps cristallisé, les argiles sont constituées d'atomes qui s'arrangent suivant des plans cristallins spécifiques appelés plans réticulaires. Lors de l'analyse, un faisceau de rayons X vient diffracter sur des plans spécifiques selon le principe de la loi de Bragg :

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

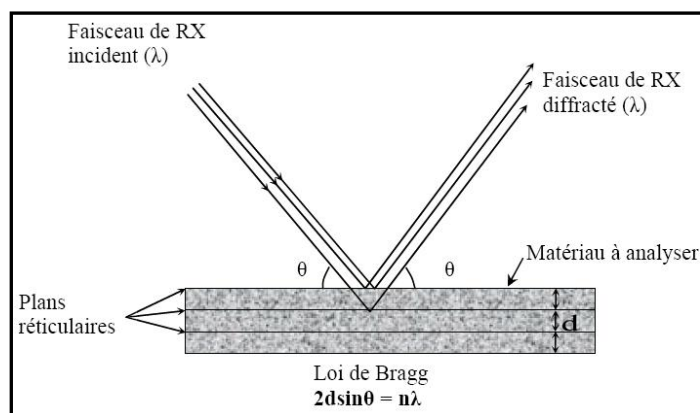


Fig.III.6 : Principe de la diffraction et illustration de la Loi de Bragg (Eslinger & Peaver, 1988)

Où n est l'ordre de diffraction (nombre entier) ; λ , la longueur d'onde de la source ; d , la distance interréticulaire, c'est-à-dire l'espacement entre deux plans parallèles successifs du réseau cristallin ; θ , l'angle entre le faisceau incident et le réseau de plans. Ainsi, pour une source émettrice de rayons x donné (λ), le balayage selon un angle d'incidence θ d'une préparation représentative d'un échantillon, permet d'accéder à la connaissance de tous les espacements réticulaires (d) de cet échantillon (Holtzapffel, (1985)). L'étude de la minéralogie des argiles a été effectuée au moyen d'un diffractomètre muni d'une anticathode en cuivre, au sein de l'Université d'El MANAR en Tunisie 1. Les réglages de l'appareil sont optimisés pour travailler dans les petits angles de (30°) où diffractent principalement les minéraux argileux.

2.5.3. Protocole expérimental

La préparation des échantillons a été réalisée généralement selon la procédure de Holtzapffel (1985). Malgré les progrès instrumentaux de ces deux dernières décennies, ce protocole expérimental est resté le même. Ce protocole expérimental engendre des incertitudes :

- ❖ une partie de la fraction fine du sédiment peut être perdue lors des différents rinçages ;
- ❖ l'application de la loi de Stokes pour des particules de formes « aplaties » peut entraîner un prélèvement de 5 à 10 % de sédiments dont la granularité est supérieure à 2 μm ;
- ❖ une aspiration trop rapide lors du prélèvement engendre des turbulences et peut avoir le même type de conséquences.

2.5.4. Analyse qualitative et semi-quantitative

L'analyse diffractométrique complète nécessite plusieurs traitements mettant en évidence la variabilité de l'équidistance entre les feuillets d'argiles. Chaque échantillon subit trois passages au diffractomètre (Hanquiez. M.V., (2006), Ben Hassine. H., (2006)) :

- ❖ Dans des conditions naturelles après séchage à température ambiante, insuffisantes pour distinguer entre elles certaines espèces argileuses, dont les espacements interfoliaires sont voisins ou variables ;
- ❖ Après saturation à l'éthylène glycol, dans le but de « faire gonfler » les feuillets smectitiques ;
- ❖ Après chauffage à 500°C , afin de caractériser les minéraux hydratés, particulièrement sensibles à la chaleur (kaolinite).

L'analyse qualitative de chaque diffractogramme consiste à identifier chaque minéral argileux à partir des pics du spectre correspondant aux différents rayons diffractés par les minéraux argileux. Cette détermination se fait en quatre étapes :

1-observation de la forme, du nombre et de la position des réflexions sur les trois diffractogramme, afin d'avoir une vision globale de l'échantillon et ainsi d'estimer la qualité de la préparation analysée ;

2-recherche sur l'essai naturel des réflexions basales qui caractérisent les différentes espèces argileuses ;

3-recherche des réflexions harmoniques correspondant aux réflexions basales précédemment identifiées ;

4- détermination du comportement d'une réflexion sur les essais glycolés et chauffés.

2.5.5. Les Conditions de gisement

2.5.5.1. La kaolinite :

Les minéraux de la famille de la kaolinite se forment dans des milieux acides pauvres en cations. Ceci ressort nettement en particulier de l'étude effectuée par G. Millot, qui a pu établir une corrélation entre les conditions du dépôt géologique et le type de minéral argileux. Il semble que la genèse puisse se réaliser aussi bien dans les conditions ordinaires du milieu supergène que dans des conditions hydrothermales. Plusieurs auteurs ont d'ailleurs réussi la synthèse de ce minéral au laboratoire, à haute température sous pression et en milieu acide. On a pu obtenir des produits voisins en opérant à basse température.

Il s'ensuit que l'on rencontrera les minéraux de ce type dans les conditions naturelles présentant ces caractéristiques essentielles.

Tous les types de sols ayant subi un lessivage intense, tels que les latérites et les podzols, contiennent plus ou moins exclusivement des minéraux de la famille de la kaolinite.

.2.5.5.2. La smectite (montmorillonite) :

Il est difficile de préciser, à partir de la littérature actuelle, les conditions de formation de la montmorillonite.

D'après la thèse de G. Millot, la montmorillonite caractérise les milieux sédimentaires relativement riches en bases, particulièrement en magnésium, et de pH légèrement ou nettement alcalin.

Cette conclusion rejoint celle de nombreux auteurs, il faut ajouter que les solutions imprégnant le milieu ne doivent pas être trop riches en potassium. Localement un excès de magnésium a permis la formation de sépiolite et de palygorskite.

2.5.5.3. L'illite :

C'est un minéral assez répandu dans les sols bruns podzoliques et même dans certains tchernozioms. Il s'agit là, bien entendu, du minéral dominant et il se trouve souvent associé à d'autres minéraux phylliteux. On le signale également dans les solonetz, c'est vraisemblablement le minéral argileux le plus fréquent dans les sols des pays tempérés.

2.5.5.4. La sépiolite :

On trouve également ce minéral dans les sols des déserts. On peut distinguer trois types de gisements pour les sépiolites : gites sédimentaires, gites d'altération et gites hydrothermaux.

Les gites sédimentaires plus ou moins actuels correspondent aux bassins lagunaires.

2.6. La susceptibilité magnétique

2.6.1. Le Magnétisme des roches :

L'étude des propriétés magnétiques et paléomagnétiques des roches vise à reconstituer les environnements de dépôt et les climats passés en déterminant les variations de minéralogie et/ou de granulométrie de la fraction magnétique et à reconstituer les directions et l'intensité du champ magnétique terrestre passé, enregistrées par des minéraux magnétiques alignés statistiquement selon le paléo-champ (Blanchet. C., (2006)).

2.6.2. Définition de la Susceptibilité magnétique :

La susceptibilité magnétique (**SM**) est la capacité d'un corps à acquérir une aimantation lorsqu'il est soumis à un champ magnétique **H**. Cette aimantation **M** est fonction de la minéralogie et de la composition du sédiment en éléments magnétisables. On distingue les minéraux diamagnétiques avec une **SM** inférieure à 0 (quartz et calcite) des minéraux paramagnétiques avec une **SM** supérieure à 0 mais faible (ferromagnésien et argiles essentiellement) et des minéraux ferromagnétiques avec une **SM** supérieure à 0 et forte (oxydes de fer, la magnétite par exemple)

Elle s'exprime par unité de volume, **K**, ou par unité de masse, χ ; elle est définie par la relation suivante :

$$M = kH \text{ (ou } J = \chi H)$$

M étant l'aimantation induite par unité de volume (**J** l'aimantation induite par unité de masse) et **H** le module du champ appliqué.

K est sans dimension et χ est exprimé en m³/kg

La mesure de la susceptibilité magnétique a été effectuée dans le laboratoire de pétrophysique de l'Université de Montpellier (France).

Les paramètres magnétiques employés sont définis dans le tableau II.4. Grâce à certains paramètres, il est possible de connaître la concentration, la taille ou la nature des grains magnétiques, ce qui permet ensuite d'obtenir des interprétations paléoenvironnementales. Ces paramètres sont les suivants :

- ❖ **Susceptibilité magnétique massique (χ)** : permet d'estimer la concentration en grains magnétiques dans les sédiments. En effet, au-delà d'un certain diamètre, elle est peu sensible à la variation de la taille des grains de magnétite (Heider et *al.*, 1996).

❖ **S-ratio** (rapport $ARI_{0.3\text{ T}} / ARI_{1\text{ T}}$) : caractérise la présence de grains magnétiques de champ coercitif fort, comme l'hématite et la goethite, et les grains de taille MD (Robinson, 1986 ; Bloemendal et *al.* 1992).

❖ **Aimantation rémanente isotherme à saturation (ARI_s)** : un électro-aimant permet d'appliquer un fort champ magnétique (1 T) sur l'échantillon suivant une direction déterminée, à la suite de quoi l' ARI_s est mesurée à l'aide d'un magnétomètre de type spinner (Minispin). Finalement, une **aimantation rémanente anhystérique (ARA)** est induite en appliquant un faible champ direct de 0,2 mT, puis un fort champ alternatif de 0,12 T sur l'échantillon dans le sens inverse de l'aimantation à saturation.

Le rapport ARI_s/ARA permet d'estimer la contribution respective de chaque type de grains magnétiques, l'ARA étant très influencée par la présence de grains de taille MD et PMD (Hunt et *al.* 1995).

Symbole	Signification
χ_{bf} et χ_{hf}	Susceptibilité magnétique volumique à basse fréquence (0,46 kHz) et à haute fréquence (4.6 kHz). Sans dimension.
χ_{bf} et χ_{hf}	Susceptibilité magnétique massique à basse fréquence et haute fréquence : $\chi_{bf/hf} = (\chi_{bf/hf} \cdot v) / p \quad (m^3 \cdot kg^{-1})$ avec v = volume et p = masse de l'échantillon.
χ_{fd}	Dépendance en fréquence de la susceptibilité magnétique : $\chi_{fd} = ((\chi_{bf} - \chi_{hf}) / \chi_{bf}) \times 100 \%$ Utilisée pour estimer le pourcentage des grains magnétiques de taille SP
T_c	Température de Curie : au-dessus de laquelle tout corps perd ses propriétés magnétiques.
MD	MonoDomaine : Grains de petite taille
SP	SuperParamagnétique : Grains de taille très fine.
PD	PolyDomaine : Grains de plus grande taille. La limite de taille avec les gr. MD est variable (selon le type de matériau et sa forme notamment).
PMD	Pseudo-MonoDomaine
K_{arm}	Susceptibilité anhystérétique
K_{dia}	Susceptibilité diamagnétique : Concerne les corps diamagnétiques, constituant en général la matrice (quartz, calcite, eau...)
ARI_s	Aimantation Rémanente Isotherme de saturation (en $A \cdot m^2 \cdot kg^{-1}$ si massique ou en A/m si volumique)
ARI	Aimantation Rémanente Isotherme
ARI-100/ ARI_s	Rapport de l'ARI à 100 mT et de l' ARI_s
ARA	Aimantation Rémanente Anhystérétique (en $A \cdot m^2 \cdot kg^{-1}$ si massique ou en A/m si volumique)
H	Champ magnétique appliqué
Hcr	Champ coercitif rémanent ¹

Tableau .III.4: Définition des paramètres magnétiques utilisés (Djerrab et al., 2007-a et Djerrab et al., 2010-a).

CHAPITRE IV :
RESULTATS
ET
INTERPRETATION

1. Etude stratigraphique :

1.1. Stratigraphie de la terrasse étudiée :

L'observation macroscopique sur le terrain a permis de subdiviser le remplissage en deux unités stratigraphiques bien distinctes :

1.1.1. L'unité stratigraphique I :

Occupe la partie inférieure de la terrasse et correspond au *niveau I*, ce dernier se caractérise par une couleur ocre et une épaisseur de 60 cm. Il repose en discordance sur le substratum rocheux constitué de calcaire blanchâtre. Les sédiments sont fins et présentent une texture limono-sableuse ; avec une porosité estimée à 14% et une consistance indurée. La structure des sédiments est polyédrique à grumeleuse, et ils montrent une forte effervescence avec l'HCl. Les éléments grossiers, les industries archéologiques, les charbons de bois, les racines et les coquilles sont absents. La bioturbation est nulle au sein de ce niveau. La transition de ce dernier est nette avec le niveau sus-jacent.

Le même niveau a été observé en plusieurs endroits dans la région de Tébessa (Djerrab et *al.*, 2008-a, Djerrab et *al.*, 2007-b, Chellat 2009-b, Djerrab et *al.*, 2007-c., Djerrab et *al.*, 2008-b, Chellih 2008). Donc il s'agit probablement d'un phénomène régional lié étroitement à des conditions climatiques particulières (climat humide et chaud). La dissolution du calcaire est accélérée sous ces conditions. Comme produit de cette dissolution nous avons tout particulièrement des terra rossa (terre rougeâtre). La couleur rougeâtre est le résultat de la transformation par oxydo – réduction des carbonates de fer $FeCO_3$ en oxydes de fer (hématite et magnétite) ou en goethite (hydroxyde de fer).

1.1.2. L'unité stratigraphique II :

Épaisse de 720 cm, elle occupe la partie médiane et supérieure du remplissage est subdivisée en plusieurs niveaux stratigraphiques (12 niveaux stratigraphiques). Cette unité montre une couleur brun claire, foncée à noir alternent avec des niveaux caillouteux de couleur blanchâtre.

Les différents niveaux formants cette unité sont décrits brièvement ci-dessous de bas en haut. Les niveaux caillouteux (3, 5, 7, 9 et 11) ont été regroupés ensemble et décrits à la fin de ce chapitre :

1.1.2.1. Niveau 02 :

Il atteint 30 cm d'épaisseur avec une couleur brune à beige ocre, de texture limono-sablo-argileuse. Sa limite est graduelle avec le niveau sous-jacent mais nette avec le niveau supérieur. Les sédiments ont une structure polyédrique à grumeleuse où la consistance est un peu indurée à moyennement tendre. Son effervescence est forte avec l'acide chlorhydrique et les éléments grossiers sont absents à la limite inférieure mais présents à la limite supérieure (début d'un niveau caillouteux). Il présente une porosité identique à celle du niveau I. On note l'abondance des coquilles d'escargots qui pourraient indiquer l'humidité du milieu. La couleur plus ou moins foncée de la base et du sommet de ce niveau indique la présence de matière organique. Les outils préhistoriques sont rares de même pour les racines et le charbon.

1.1.2.2 Niveau 04 :

Il s'intercale entre deux niveaux caillouteux (niveaux 3 et 5), d'où des limites très nettes. Il a une épaisseur faible de 10 cm sur le log. Sa structure est grumeleuse avec une texture sablo-limoneuse à une couleur brune à l'état humide et beige foncé à l'état sec. La consistance est moyennement indurée. Il présente une effervescence forte avec l'acide chlorhydrique. Les éléments grossiers sont rares dans sa partie médiane et fréquente aux limites. La taille de ces derniers varie entre 01cm et 03cm. La porosité est estimée à 32%. La bioturbation est faible, et le pourcentage des fragments des coquilles d'escargots est très faible, de même que le contenu archéologique et paléontologique.

1.1.2.3. Niveau 06 :

Limité par deux niveaux caillouteux, de faible épaisseur et de couleur beige, il a une structure grumeleuse et une texture sablo-limoneuse. Cette dernière engendre une porosité estimée à 34%. La consistance est tendre et l'effervescence est moyenne par rapport aux autres niveaux. Les éléments grossiers ont les mêmes caractères que ceux du niveau 04. La bioturbation est marquée par la présence des racines. On note également la présence d'escargots...etc.

1.1.2.4. Niveau 08 :

Il est épais de 70 cm en moyenne avec une couleur brun foncé. La transition est nette avec les niveaux sus-jacent et sous-jacent. La structure est grumeleuse à polyédrique avec une texture sablo-limoneuse où la consistance est tendre à friable. La porosité est estimée à 33%. L'effervescence avec l'HCl est moyenne. Les éléments grossiers sont abondants par rapport aux autres niveaux d'aspect identique. Ils sont de nature calcaire d'une couleur blanche, et de différentes tailles avec des arêtes parfois émoussées parfois vives. Leur positionnement est

horizontal par rapport à ce niveau. La bioturbation devient de plus en plus importante par la présence des racines des végétaux. Le contenu paléontologique et archéologique est faible, il n'y a que des coquilles d'escargots.

1.1.2.5. Niveau 10 :

Epais de 30 cm, il montre une transition nette avec le niveau sous-jacent. La structure est grumeleuse à polyédrique avec une texture sablo- limoneuse et une couleur brun foncé à noir. La consistance est tendre à friable .L'effervescence est moyennement forte .Les éléments grossiers sont abondants de nature calcaireuse avec une couleur blanchâtre et de taille variable où les arêtes sont plus arrondies .La bioturbation est faible (présence des racines de petite taille).Le contenu archéologique et paléontologique est absent.

1.1.2.6. Niveaux 11-09-07-05-03 :

Ce sont les niveaux caillouteux présents sur le long de la coupe stratigraphique. Les limites avec les autres niveaux sont nettes. Les galets, de couleur blanchâtre, sont enrobés dans une matrice sablo-limoneuse de couleur variable d'un niveau à l'autre (brun clair à foncé aux niveaux 03, 05,07 ; noir clair à noirâtre dans les niveaux 09 et 11). Ils ont une consistance un peu indurée (ciment). L'épaisseur totale des niveaux caillouteux peut atteindre 90 cm. La structure de ces niveaux est généralement lamellaire pour les galets de faible épaisseur et en plaquettes pour les galets d'une grande épaisseur. Ces niveaux présentent une forte effervescence avec l'acide chlorhydrique. Les éléments grossiers sont abondants et montrent des arêtes tantôt émoussées et tantôt vives. Ils sont très riches en débris d'escargots et présentent un nombre important d'outils archéologiques en silex (ces derniers, probablement, ne sont pas en place, et ils ont été déposés par l'oued lors des périodes des crues). La porosité est estimée à 25%.

1.1.2.7. Niveau 12 :

Il est caractérisé par une épaisseur importante qui peut atteindre 340 cm. La structure est polyédrique à grumeleuse avec une texture en général limono- sableuse avec quelques horizons sablo-limoneux. La transition est graduelle à diffuse dans les deux limites. La consistance est tendre à friable. Il a une couleur caractéristique par rapport aux autres niveaux ; noirâtre qui indique la présence de la matière organique avec un pourcentage très important. Il fait une effervescence moyenne avec l'acide chlorhydrique. Les éléments grossiers sont abondants dans deux petites couches caillouteuses d'une épaisseur ne dépassant pas les cinq cm avec une couleur blanchâtre et superposé horizontalement. La porosité est de 13%. La bioturbation est marquée par la présence de racines. Le contenu archéologique et paléontologique est nul.

1.1.2.8. Niveau 13 :

Il occupe la partie supérieure du remplissage ; sa position est le lieu privilégié de la matière organique qui vient le plus souvent des débris végétaux tombant à la surface du sol, mais il est aussi le plus remanié par les travaux culturaux (Gautronneau Y, Manichon H, 1987). Il est régi par l'activité biologique animale et végétale. Il a une épaisseur de 140 cm avec une couleur beige à marron clair. La structure est grumeleuse dans sa partie supérieure sur une épaisseur de 40cm et devient prismatique dans la partie médiane et polyédrique dans la partie inférieure. La texture varie entre limono- sableuse et sablo- limoneuse avec une porosité de 13%. La consistance est très indurée à indurée. L'effervescence est très forte dans ce niveau où les débris de coquilles d'escargots (de 5 cm à 0.1 cm) sont abondants. Les éléments grossiers sont fréquents dans les petits niveaux caillouteux et rares dans les autres parties, ils ont une couleur blanchâtre avec des arêtes arrondies, ils sont superposés horizontalement dans ces couches. La bioturbation est très abondante, elle est marquée globalement par les racines des végétaux d'une longueur importante (chevelu racinaire) traversé tout le long de ce dernier. Elle est aussi marquée par des terriers de taille environ 08 à 20 cm avec des trous réalisés par les vers de terre. Le contenu paléontologique et archéologique est faible car il n'existe que des restes de coquilles non fossilisés très abondants.

1.1.3. Remarque :

La porosité estimée au sein de chaque niveau est une estimation faite à partir des deux références essentielles :

- ❖ Tableau des Valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs. (voir annexe I)
- ❖ la texture des différents niveaux calculée postérieurement à partir de la granulométrie.

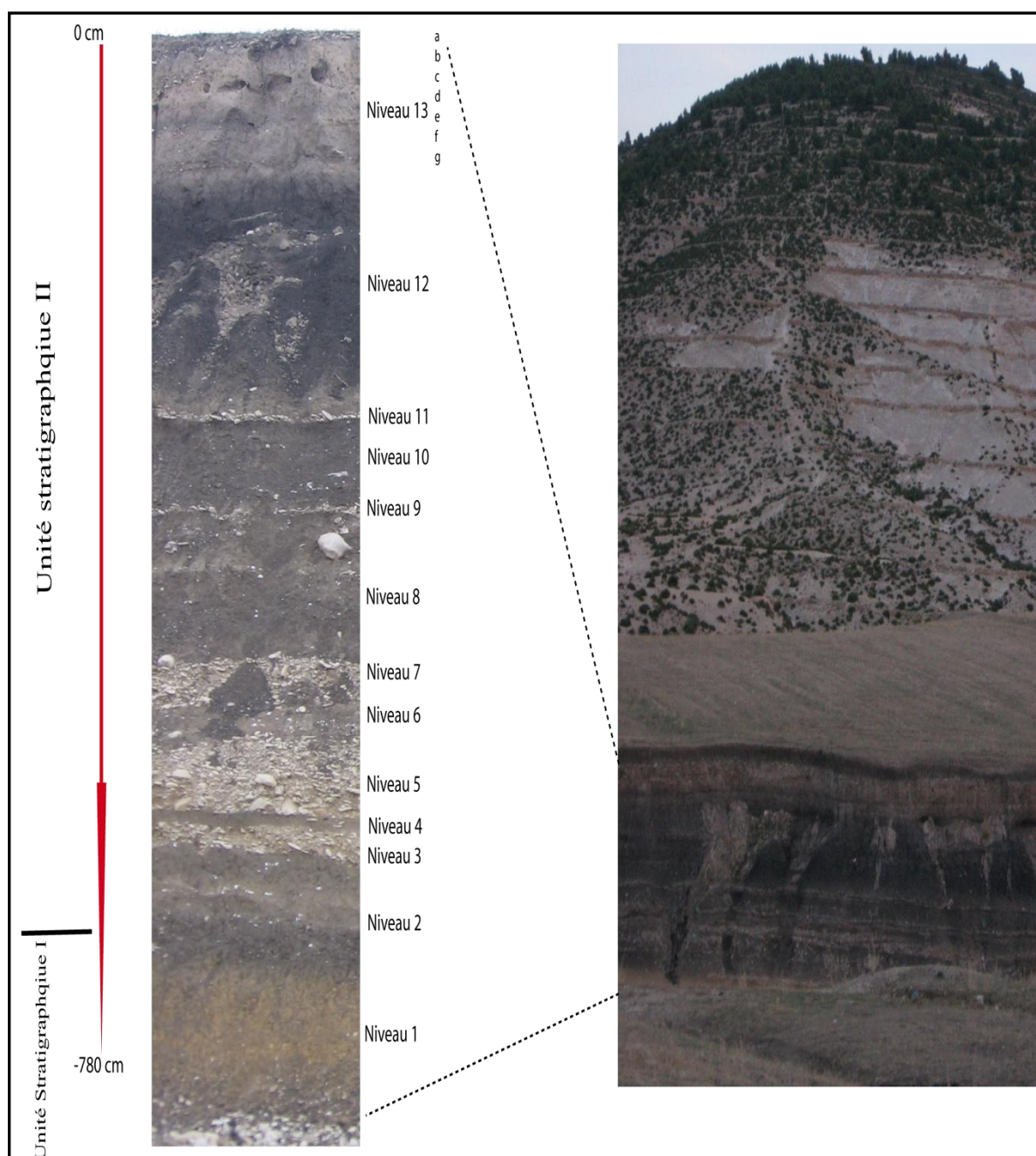


Fig.IV.1 : Vue générale du site de prélèvement et log stratigraphique.

Les escargots présents dans quelques niveaux sont caractérisés par des tailles, des formes et des couleurs variables. Ces escargots peuvent être utilisés pour reconstituer le climat. Les principales espèces rencontrées sur la coupe stratigraphique sont illustrées sur la figure (Fig.IV.3) :

Les critères d'identification sont fournis par plusieurs auteurs principalement ; Boué et Chaton (1978), Grassé (1965), Jean –Claude B et *al.*, (1990), Remy et *al.*, (1930), ainsi que les critères d'identifications donnés au niveau de site d'internet (www.Escargot-fr.html).

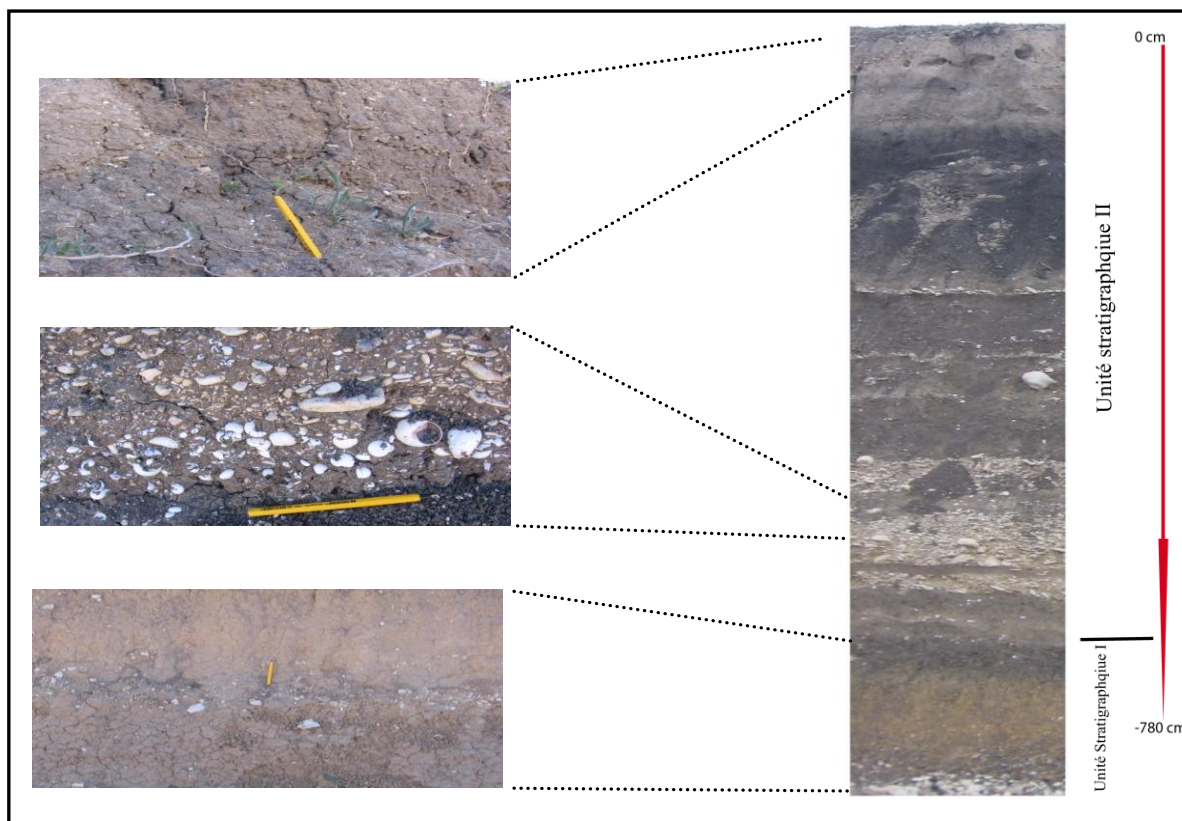


Fig.IV.2 : description détaillée de quelques niveaux stratigraphiques

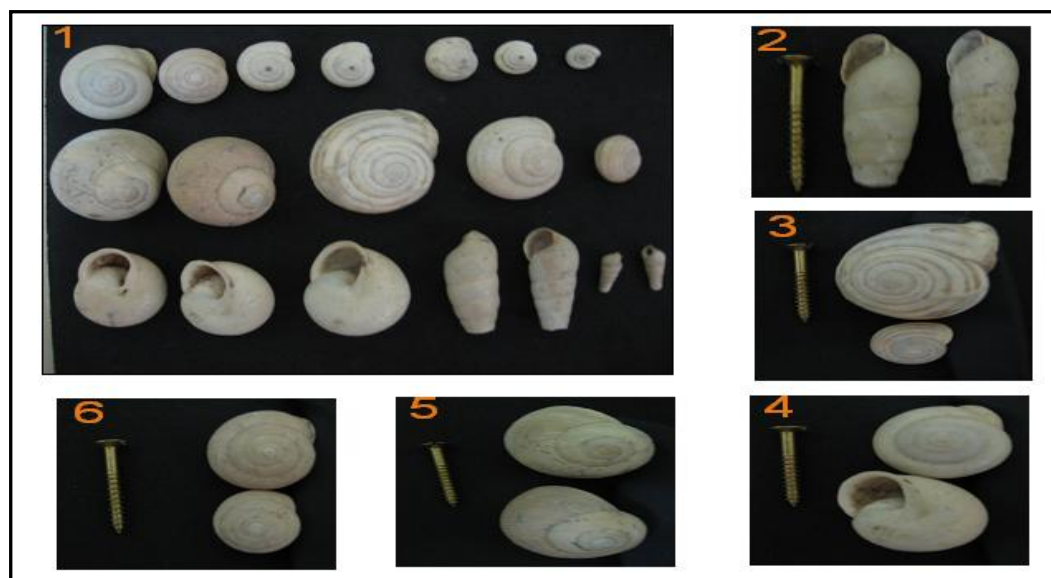


Fig.IV.3. : Quelques photos des escargots collectés sur la terrasse.

1 : les différentes espèces d'escargots ; 2 : *Rumina decollata*.

3 : *Helix vermiculata*.

4 : *Helix intersecta*

5 : *Helix aperta*

6 : *Leucochroa coudidissima*.

1.2. La matière organique

1.2.1 Introduction

La matière organique représente une composante essentielle du sédiment en raison de son rôle trophique vis-à-vis du compartiment microbien et des invertébrés et de son rôle dans l'adsorption des contaminants et le contrôle de leur biodisponibilité.

Les pourcentages de la matière organique varient tout le long du log stratigraphique. Cela peut s'expliquer par le temps d'attaque et la quantité d'eau oxygéné utilisé sur les différents échantillons de la terrasse ; ceci nous suggère de souligner l'importance surtout des apports continentaux (débris végétaux). A l'inverse, dans les niveaux caillouteux où la faible teneur peut être expliquée par la conjugaison de deux facteurs suivants : la pauvreté de la couverture végétale de la zone et l'importance des courants ne favorisent ni la sédimentation de particules fines ni le piégeage de la matière organique (Girard. M.C., Walter. W., (2005)).

La répartition de la matière organique dans la terrasse semble être liée à trois facteurs :

1.2.1.1. Facteur biologique :

La faune et la flore jouent un rôle important dans la production de la matière organique sous forme de débris de végétaux représentés par des feuilles, brindilles, écorces, bois, etc.

Elle est aussi représentée par des éléments figurés tels que pollens et spores.

1.2.1.2. Facteur anthropique :

Les déchets et les excréments d'origine animale ou humaine peuvent aussi augmenter le pourcentage de la matière organique d'une façon considérable.

1.2.1.3. Facteur hydrodynamique :

Les matériaux organiques arrivent à la terrasse par ruissellement où par voie éolienne. L'état de ces produits dépendra de plusieurs facteurs ; le mode des précipitations (pluies fines, fortes averses), la nature et la durée du transport (torrent, ruisseau, fleuve, etc.), l'état de la matière organique initialement contenue dans les sols, etc.

En effet, Les zones enrichies en matière organique correspondent aux niveaux où la fraction fine est relativement riche en silt fin et en argile. Les teneurs les plus faibles correspondent aux niveaux riches en silts grossiers (chenal), (Girard. M.C., Walter. W., 2005).

1.2.2 Transformation des matières organiques au cours de la sédimentation

Au cours de la sédimentation, les matières organiques subissent encore des altérations liées aux processus d'oxydation, du pH des eaux, de la lumière, de l'oxygénation des eaux liés aux mouvements et brassages des eaux fluviales. Ces phénomènes de transformation des matières organiques sont aussi biochimiques et dépendent d'enzymes liés aux populations bactériennes, aux champignons, aux organismes fongiques qui les dégradent de diverses manières.

2. Etude sédimentologique :

2.1. Analyse granulométrique :

2.1.1. Granulométrie globale :

L'étude de la granulométrie globale consiste à déterminer les proportions des différentes classes granulométriques (la fraction fine inférieure à 2 mm et fraction supérieure à 2 mm) qui compose un sédiment et d'observer leur variation de la base vers le sommet.

A partir du diagramme des différentes fractions de la granulométrie globale, nous avons pu identifier plusieurs niveaux stratigraphiques.

A. Etude de la fraction granulométrique grossière :

Sur la figure IV.5, on remarque que les niveaux 3, 5, 7, 9 et 11 sont caractérisés par un fort pourcentage de gravier (64 % pour le niveau 3 et 69 % pour le niveau 5). Ces niveaux ont été déposés par un cours d'eau pendant les périodes des crues et sont orientés selon la direction d'écoulement avec un phénomène d'imbrication.

Par ailleurs, dans les autres niveaux (1, 2, 4, 6, 8, 10, 12 et 13) le gravier est présent en faible quantité (niveau 13) ou absent (niveau 1). Dans ces derniers, la fraction fine domine.

Les cailloux présents sont subanguleux avec des arêtes émoussées (faible transport) et ils présentent à leurs surfaces des fentes de gélification (figure IV.4) ce phénomène peut s'expliquer par les alternances de gel et de dégel (Colomb. E., Gervais. J., et Roux. MR., (1970)).

La nature lithologique de ces cailloux est semblable à celle de la roche encaissante (calcaire blanchâtre à trace d'Inocérames), ce qui donne une idée sur l'origine de cette fraction grossière (autochtone).

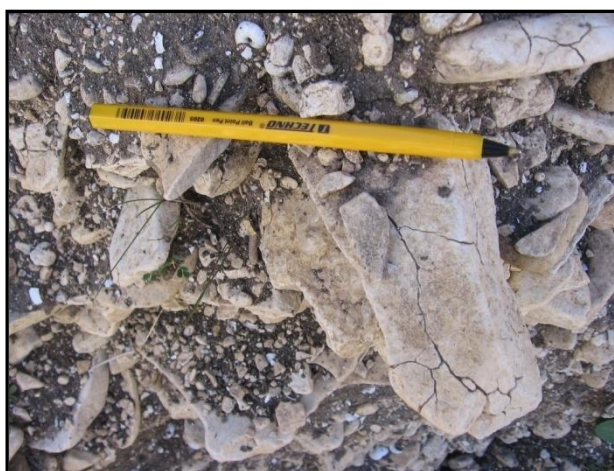


Fig.IV.4 : Phénomène de gélifraction affectant les galets

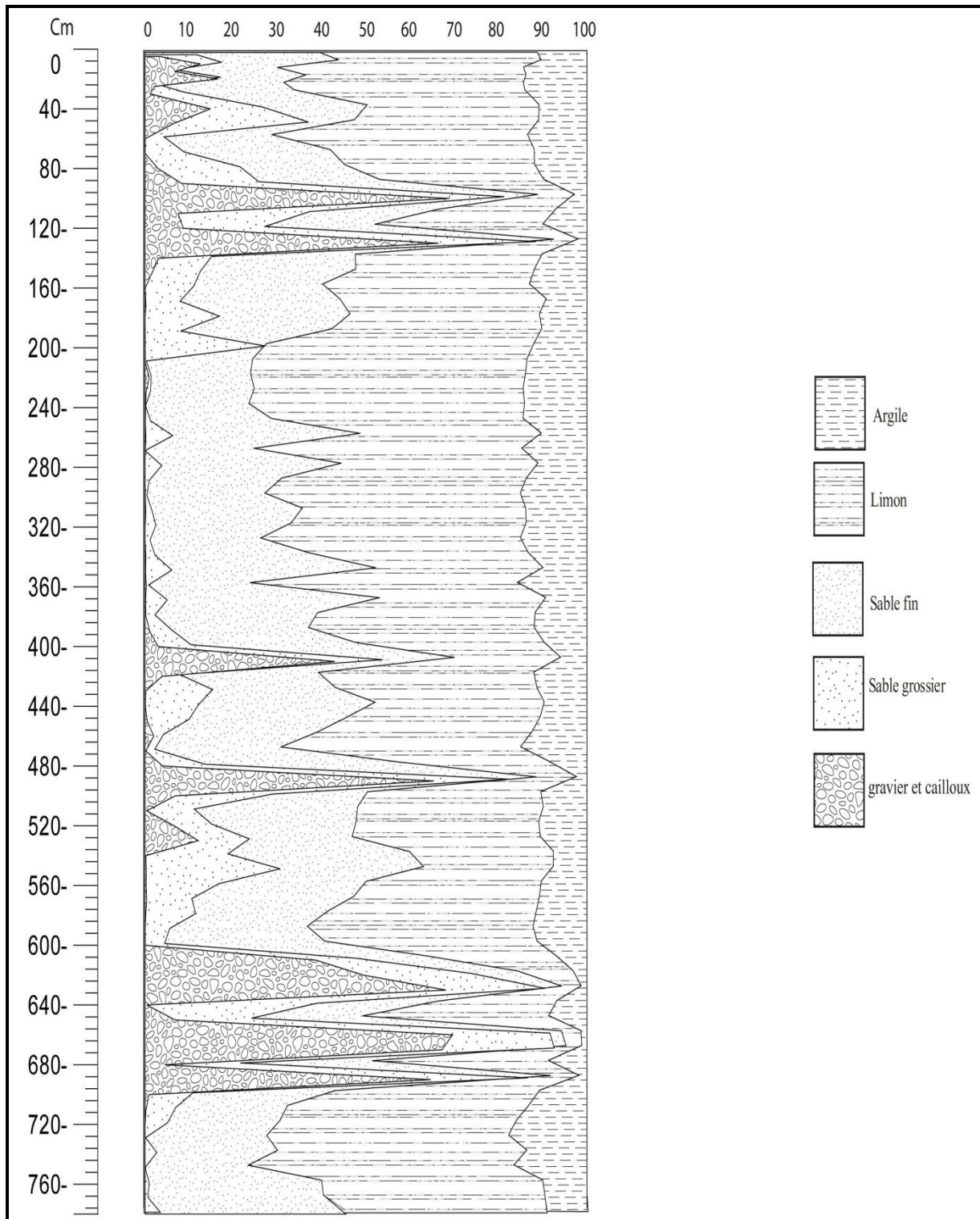


Fig.IV.5 : Diagramme des différentes fractions de la granulométrie globale (gravier, cailloux, sable, silt, argile).

B. Etude de la fraction granulométrique fine :

Les résultats des analyses granulométriques de la fraction fine sont exprimés en courbes cumulatives et en courbes fréquentielles (voir annexe II et III).

Pour les différents niveaux de la terrasse les courbes fréquentielles sont à la fois unimodale, bimodale, trimodale et plurimodale :

◆ ***Le premier niveau :***

Il est caractérisé par des courbes fréquentielles unimodale excepté le premier et le dernier échantillon qui présentent des courbes bimodales. La dimension moyenne des grains de la partie inférieure de ce niveau égale 80 μm (sable grossier), inversement vers le sommet la fraction silteuse domine (23.81 μm). On note aussi la présence d'une quantité non négligeable d'argile (12.8 %).

◆ ***Le deuxième niveau :***

Les courbes fréquentielles ont la même allure ; trimodale où les modes sont limité entre 28.79% μm et 37.97 μm (mode principale vers les sables fins) avec un deuxième mode de 751.1 μm à 684.2 μm et troisième mode de 356.1 μm à 295.5 μm .Ces deux derniers modes sont des contaminations par la fraction grossière.

◆ ***Les niveaux (03 -05-07-09-11) :***

Sont caractérisés par un mode bimodale où le mode principale indique une dominance toujours vers les sables grossiers. Les valeurs de ces modes sont respectivement comme suit : 1443 μm , 1909 μm , 1739 μm , 1909 μm , 1584 μm .

◆ ***Le quatrième niveau :***

La courbe est plurimodale avec un mode principal de 41.68 μm qui tend vers les sables fins.

◆ ***Le sixième niveau :***

Il a les mêmes caractéristiques que le niveau 04 où le mode égale à 34.58 μm .

◆ ***Le huitième niveau :***

Les courbes sont trimodales à plurimodales où le mode principal indique une fraction prépondérante des sables fins.

◆ **Le dixième niveau :**

Les courbes fréquentielles sont trimodale à plurimodale. La distribution des grains dans ce niveau est caractérisée parfois par la dominance des sables grossiers et parfois par la dominance des sables fins ce que l'on peut expliquer par des courants irréguliers.

◆ **Le douzième niveau :**

Ce niveau est caractérisé par les quatre types de courbe fréquentielle (unimodale, bimodale, trimodale et plurimodale). Les principaux modes indiquent une prédominance alternée entre la fraction limoneuse et la fraction des sables fins tout le long de ce niveau.

◆ **Le treizième niveau :**

Les sédiments de ce niveau sont identiques à ceux du niveau 12, à l'exception de trois petits lits caillouteux où la fraction du sable grossier domine. Les variations brutales observées au sein de ce niveau sont le résultat du changement de la vitesse des courants d'eau et de la présence d'un mélange de sédiment de diverses provenances.

L'allure des courbes cumulatives des fractions sableuses est hyperbolique dans les niveaux dépourvus de cailloux et graviers ce qui confirme que le sédiment est composé principalement de la fraction fine.

Les courbes cumulatives des niveaux pauvres en cailloux sont concaves vers le bas, et ont un faciès hyperbolique. Il s'agit essentiellement de sédiments déposés par décantation dans un milieu calme. Quant aux niveaux caillouteux, les courbes sont voisines d'une droite (faciès logarithmique), elles correspondent à des sédiments évolués, comme ceux des fleuves et des mares en indiquant un changement des conditions de dépôts et de transport (ECHCHAT. R., 2008). A partir de ces courbes, nous avons pu calculer les pourcentages de chaque fraction granulométrique pour tous les niveaux comme le montre le tableau suivant :

Niveau	Graviers	Sable	Limon	argile	Niveau	Gravier	Sable	limon	Argile
01	0%	34.40%	52.8%	12.8%	08	0.17%	48.2%	41.36%	10.27%
02	0.35%	34.92%	51.38%	13.35%	09	11.98%	34.86%	42.53%	10.63%
03	64%	27.21%	6.3%	01.93%	10	4.56%	44.15%	40.8%	10.49%
04	4.42%	46.9%	39.89%	08.79%	11	65.22%	23.27%	9.01%	02.5%
05	47.79%	31.74%	16.64%	03.83%	12	1.81%	36.72%	49.27%	12.20%
06	0.4%	66.11%	26.56%	06.93%	13	13.45%	35.26%	40.67%	10.62%
07	51.99%	28.85%	15.28%	03.88%	/	/	/	/	/

Tab.IV.1 : Pourcentages des différentes fractions granulométriques de chaque niveau

D'après le diagramme ternaire (figure : IV 7), il existe plusieurs types de faciès dans le site étudié que l'ont peut citer :

- ◆ Un faciès silto-sableux (niveau11).
- ◆ Un faciès sablo-silteux. (niveaux 3, 4, 5, 6, et 7).
- ◆ Un faciès silteux. (1 et 2).
- ◆ Un faciès sablo-silto-argileux. (niveaux 8, 9,10, 12 et 13).

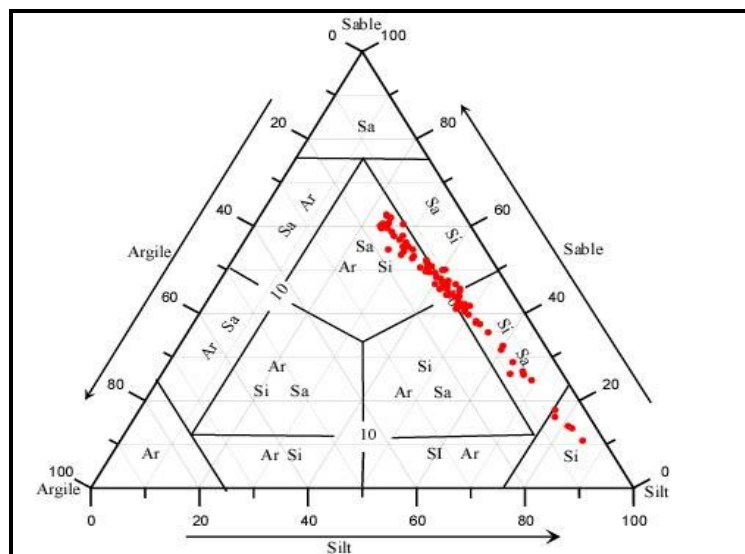


Fig.IV.7 : Position des fractions granulométriques dans le diagramme ternaire

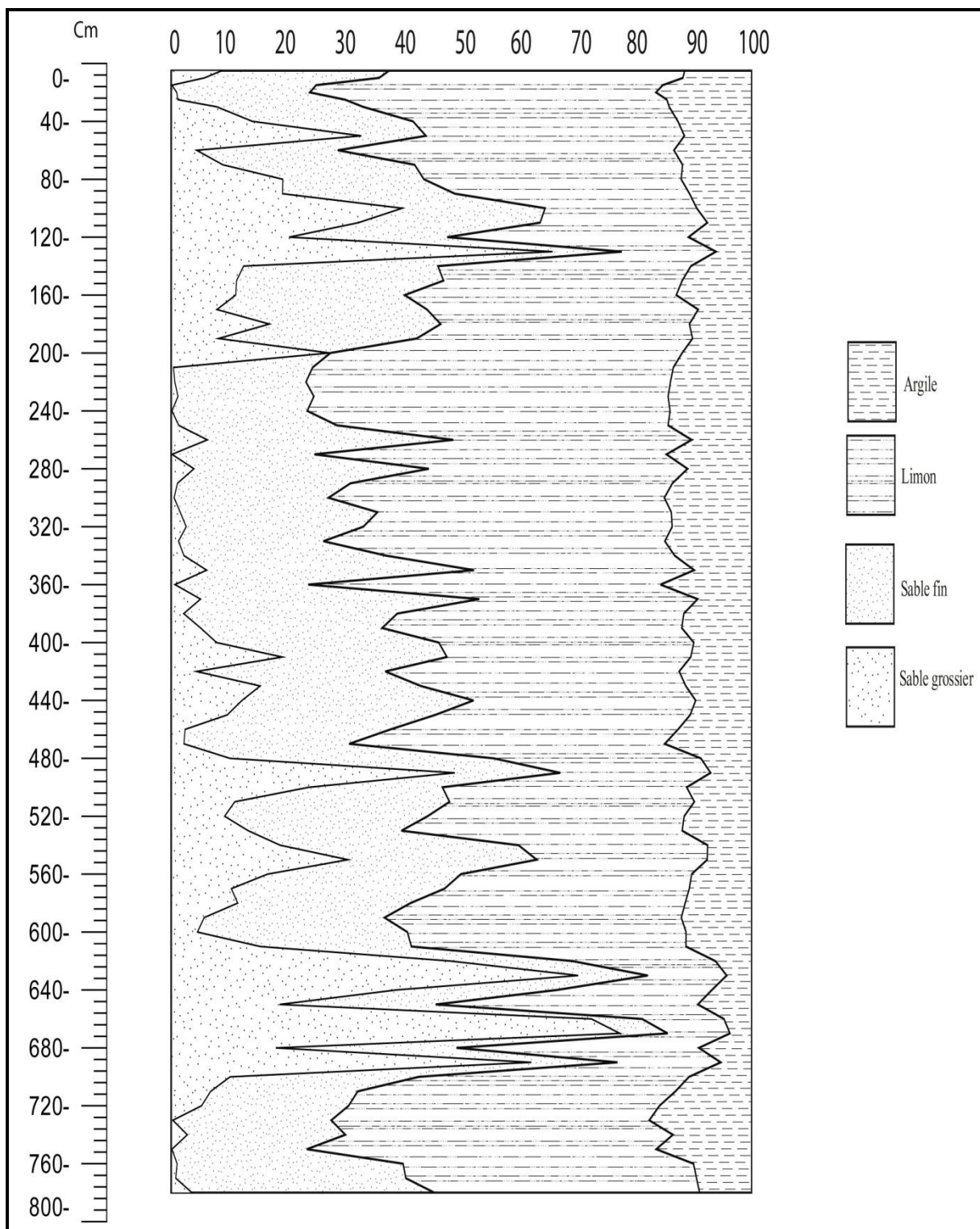


Fig.IV.8 : Diagramme de la granulométrie des différentes fractions fines (sable grossier, sable fin, silt, argile)

C. Paramètres granulométriques

✚ unité I :

Le niveau inférieur est riche en sable fin ($11.15 < Mz < 24.19$), et mal trié ($SO > 4$). Tout le matériel sableux offre un meilleur triage du côté des éléments fins ($Sk < 0$). Le Kurtosis indique que ce niveau n'est pas homogène et se subdivise en plusieurs sous niveaux. En général, les courbes granulométriques sont platykurtiques (sédiments mal classés). Quelques échantillons présentent soit des courbes mésokurtiques (sédiments moyennement classés) (échantillons 2 et 3) soit des courbes de type leptokurtique (sédiments bien classés) [échantillons AZ-4, AZ-5 et AZ-6]

✚ unité II :

Les sables du niveau 02 sont à grains moyens ($14,16 < Mz < 24,11$), mal triés ($SO > 4$) et montrent un meilleur triage du côté des éléments fins ($Sk < 0$). Le Kurtosis indique le plus souvent des courbes granulométriques de type platykurtiques.

Le matériel des niveaux (03 ,05 ,07 ,09 ,11) est grossier ($65.06 < Mz < 401.3$), mal trié ($SO > 4$) ou extrêmement et présente une asymétrie négative, ce que indique un bon classement des grains fins alors il est très asymétrique vers les grains grossiers. Le coefficient d'angulosité présente des valeurs qui indiquent des courbes granulométriques de type platykurtique excepté celles des échantillons AZ-58, AZ-52, AZ-67, AZ-65) et celles de AZ-69, AZ-70, AZ-66 et AZ-72 qui sont leptokurtiques.

Les sédiments du niveau 04 sont fins ($Mz 34.57$), mal triés ($SO > 0$) et présentent un meilleur triage du côté des éléments fins ($Sk < 0$). Les courbes sont mésokurtiques ($KG = 0.081$).

Les sédiments du niveau 06 ont les mêmes caractéristiques concernant les paramètres granulométriques sauf pour la courbe granulométrique qui est de type platykurtique ($KG = 0.081$).

Les sédiments du niveau 08 révèlent un matériel formé essentiellement de sable à grain fin à moyen, toujours mal trié et avec un Skewness qui indique toujours un meilleur triage du côté des éléments fins. Le kurtosis présente à la fois des courbes leptokurtiques et parfois des courbes platykurtiques. Les sédiments sont mal classés $SO > 4.5$.

Le niveau 10 est caractérisé par l'abondance des sables fins et des limons. Le Kurtosis est de type platykurtique et leptokurtique. Les sédiments sont mal classés $SO > 4.5$. Le coefficient d'asymétrie montre que les sédiments sont asymétriques à très asymétriques vers les grossiers.

Les deux niveaux 12 et 13, qui occupent la partie supérieure du remplissage, sont souvent signalés par l'abondance des sables fins et des limons. Les valeurs du sorting index sont supérieures à 4.5 et peuvent atteindre 10.73 pour l'échantillon AZ-16. Alors les sédiments sont extrêmement mal classés. Les valeurs du coefficient montrent que les sédiments sont asymétriques à très asymétriques vers les grossiers et qu'ils sont bien classés vers les grains fins. Les courbes granulométriques sont dites leptokurtiques (sédiments bien classés), excepté les échantillons (AZ-18, AZ-29, AZ-30, AZ-31) qui sont mésokurtiques.

C.1. Conclusion

C.1.1. La moyenne :

Les valeurs de la moyenne sont variées du sommet vers la base de la terrasse. Hormis trois ou quatre niveaux ayant des valeurs très élevées (401,3 μ m à 283,1 μ m au niveau cinq; 124,1 μ m à 306,9 μ m au niveau sept; 118,4 au niveau onze et enfin 73,79 μ m à 214,5 μ m au niveau treize). Il semblerait que cela soit dû à l'abondance de la fraction grossière.

Les valeurs de la moyenne restent quasiment constantes et relativement faibles à moyennes (< 50 μ m) dans les autres couches (Fig.IV.8). Ces faibles valeurs sont dues à la prépondérance de la fraction silto- sableuse. Le dépôt de la fraction relativement fine est ainsi en relation avec une élévation du plan d'eau.

Si ce paramètre nous renseigne sur la dimension moyenne de l'échantillon et par conséquent sur l'énergie du milieu, on peut dire que pendant la majeure partie de la sédimentation de la terrasse, la sédimentation se fait dans un milieu relativement calme, excepté pour les couches citées précédemment qui se sont déposées lors des périodes d'inondation où les courants avaient une vitesse importante.

C.1.2. Le Kurtosis :

Les valeurs du Kurtosis le long de la terrasse s'étalent entre - 0,8 et 2,6 (Fig.IV.8 et Tab.IV.1) ; les histogrammes de fréquences sont de type platykurtique à mésokurtique et parfois leptokurtique. Cette évolution montre ainsi la présence des niveaux de sédiments où le classement est mauvais et d'autres où le classement est moyen à bon. En effet, quand le Coulter indique qu'une courbe est platykurtique, il arrive que certains modes de sables fins soient

leptokurtiques mais indiqués comme platykurtiques car associés à des limons et des argiles très mal classés.

C.1.3. Le Skewness :

Les valeurs de ce paramètre sont négatives ou proches de zéro (Fig.IV.8), ils montrent que l'étalement de l'histogramme se fait du côté de la fraction fine. Autrement dit, le classement est meilleur du côté des grossiers que du côté des fins.

C.1.4. Le Sorting index

Les valeurs du Sorting index sont comprises à peu près entre 4,4 et 10,8(Fig.IV.8). Ces valeurs montrent que le classement est mauvais, très mauvais à extrêmement mal classé et par conséquent elles relatent l'irrégularité du niveau énergétique de l'agent de transport.

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATION

Niveau	N° échantillon	Mz	Md	S0	SK	KG
13	Az-01	20,54	26,14	06,307	-0,492	0,270
	Az-02	18,51	25,76	5,730	-0,634	0,466
	Az-03	11,88	17,96	5,032	-0,845	0,118
	Az-04	11,17	16,29	5,282	-0,676	-0,087
	Az-05	13,33	17,76	5,405	-0,546	-0,275
	Az-06	16,69	22,19	6,654	-0,037	0,037
	Az-07	23,47	28,68	7,862	-0,287	0,004
	Az-08	23,73	31,82	06,79	-0,531	0,125
	Az-09	15,02	21,06	5,628	-0,632	0,360
	Az-10	21,5	29,53	6,383	-0,623	0,149
	Az-11	27,49	29,75	8,417	-0,318	-0,337
	Az-12	31,84	37,94	07,82	-0,487	-0,099
	Az-13	73,79	100,5	10,89	-0,642	-0,393
	Az-14	68,91	71,28	9,263	-0,533	-0,083
	Az-15	32,38	35,86	8,347	-0,395	-0,186
	Az-16	214,5	671,5	10,73	-1,268	0,613
	Az-17	27,18	34,06	6,782	-0,591	0,284
	Az-18	25,23	34,60	6,873	-0,694	0,02
	Az-19	21,07	26,11	06,94	-0,544	-0,131
	Az-20	17,95	23,13	05,90	-0,596	0,426
	Az-21	28,89	34,09	7,558	-0,455	-0,031
	Az-22	23,67	31,04	5,938	-0,682	0,628
12	Az-23	14,58	22,04	4,653	-1,039	0,751
	Az-24	12,74	18,99	4,745	-0,892	0,38
	Az-25	12,17	17,56	4,834	-0,799	0,237
	Az-26	12,20	17,25	5,002	-0,712	00,10
	Az-27	12,14	17,87	4,767	-1,582	0,257
	Az-28	13,11	17,88	5,291	-0,624	-0,105
	Az-29	24,94	37,47	5,803	-0,837	0,094
	Az-30	11,96	17,14	4,924	-0,736	0,019
	Az-31	21,50	31,33	5,69	-0,795	0,048
	Az-32	14,19	20,17	5,247	-0,701	-0,017
	Az-33	12,34	16,53	5,184	-0,555	-0,260
	Az-34	15,40	20,57	5,736	-0,547	-0,316
	Az-35	15,02	20,16	5,565	-0,527	-0,023
	Az-36	12,09	16,22	5,167	-0,565	-0,164
	Az-37	25,99	41,22	5,823	-0,898	0,121
	Az-38	27,39	43,57	5,847	-0,922	0,194
	Az-39	11,12	15,09	5,062	-0,6	-0,145
	Az-40	28,46	44,77	5,561	-1,024	0,494
	Az-41	18,24	27,27	5,346	-0,825	0,247
	Az-42	17,98	24,68	5,758	-0,589	0,166
	Az-43	25,21	34,79	6,055	-0,619	0,424

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATION

	Az-44	32,40	35,90	8,357	-0,281	-0,249
	Az-45	17,73	24,53	5,811	-0,597	0,069
	Az-46	26,00	30,18	7,566	-0,289	-0,172
	Az-47	31,09	42,98	6,707	-0,593	0,195
	Az-48	25,38	33,84	6,464	-0,536	0,202
	Az-49	17,33	25,28	5,581	-0,768	0,046
	Az-50	13,23	17,69	5,633	-0,574	-0,216
	Az-51	33,80	48,75	6,121	-0,813	0,554
11	Az-52	118,4	171,7	11,59	-0,694	-0,472
10	Az-53	34,19	34,33	9,469	-0,205	-0,542
	Az-54	27,82	36,74	6,645	-0,466	0,207
	Az-55	23,16	31,58	6,598	-0,522	0,022
09	Az-56	23,26	26,99	7,543	-0,209	-0,102
08	Az-57	47,10	57,28	7,224	-0,543	0,264
	Az-58	65,06	59,81	11,25	-0,316	-0,663
	Az-59	32,18	39,52	07,74	-0,385	-0,128
	Az-60	25,76	35,33	6,708	-0,483	0,046
	Az-61	23,37	29,03	6,964	-0,315	0,027
	Az-62	18,74	25,88	5,931	-0,547	0,283
	Az-63	20,00	29,13	5,635	-0,751	0,366
07	Az-64	25,82	29,07	7,761	-0,223	-0,089
	Az-65	124,1	167,1	10,59	-0,722	-0,279
	Az-66	306,9	874,5	8,908	-1,480	1,383
06	Az-67	85,83	93,93	9,506	-0,604	-0,217
05	Az-68	31,42	33,98	7,566	-0,355	-0,067
	Az-69	283,1	741,7	8,971	-1,534	1,502
	Az-70	401,3	995,2	7,895	-1,824	2,633
04	Az-71	34,57	38,59	7,387	-0,366	0,081
03	Az-72	209,7	670,4	10,04	-1,153	0,442
02	Az-73	24,11	30,66	06,57	-0,449	0,230
	Az-74	16,61	21,64	6,099	-0,398	-0,177
	Az-75	14,16	19,05	6,409	-0,363	-0,108
01	Az-76	11,15	15,74	5,631	-0,615	-0,332
	Az-77	14,65	20,68	5,362	-0,678	0,207
	Az-78	11,67	17,52	5,158	-0,800	0,043
	Az-79	19,55	30,64	04,67	-1,236	1,233
	Az-80	20,18	31,23	4,536	-1,306	1,465
	Az-81	24,19	34,11	5,038	-1,086	1,005

Tab.IV.2 : Paramètres granulométriques de la terrasse fluviale d'Oued Zeïet.

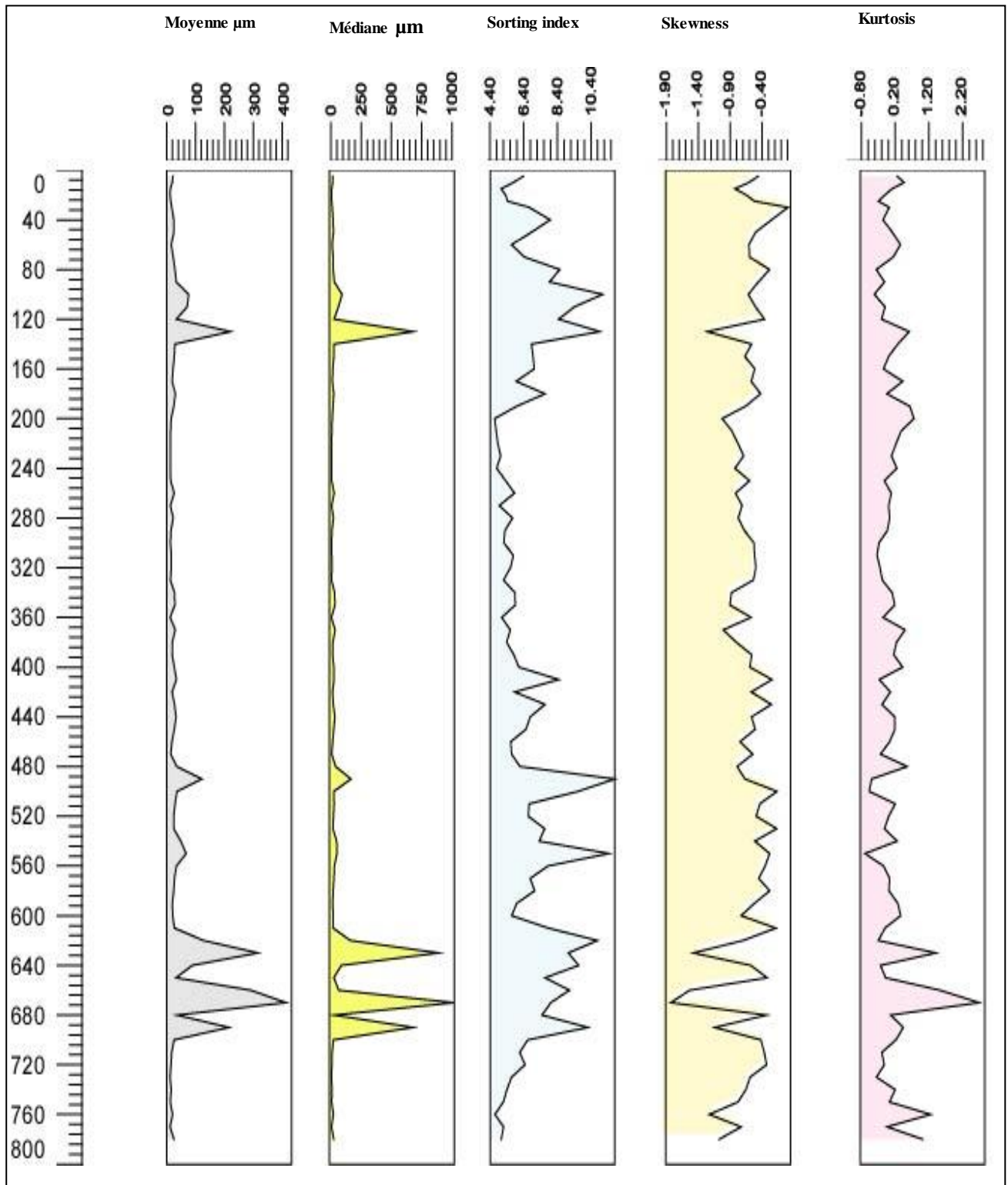


Fig.IV.9 : Distribution des paramètres granulométriques en fonction de la profondeur.

D. Diagramme C-M de PASSEGA

A partir de deux paramètres faciles à déterminer, le centile supérieur (C) et la médiane (M) - PASSEGA (1969) a proposé l'établissement d'un diagramme C-M qui permet de définir le mode de mise en place des sédiments. Le diagramme définit des secteurs qui correspondent à la capacité de transport du courant tractif.

La projection des données sur le diagramme de Passega a montré que la plupart des sédiments sont transporté par un agent aquatique avec une vitesse faible (en suspension) pour les niveaux pauvres en cailloux et par roulement pour le sable grossier et saltation pour les cailloux. En général, les sédiments des terrasses n'ont pas subi un long transport.

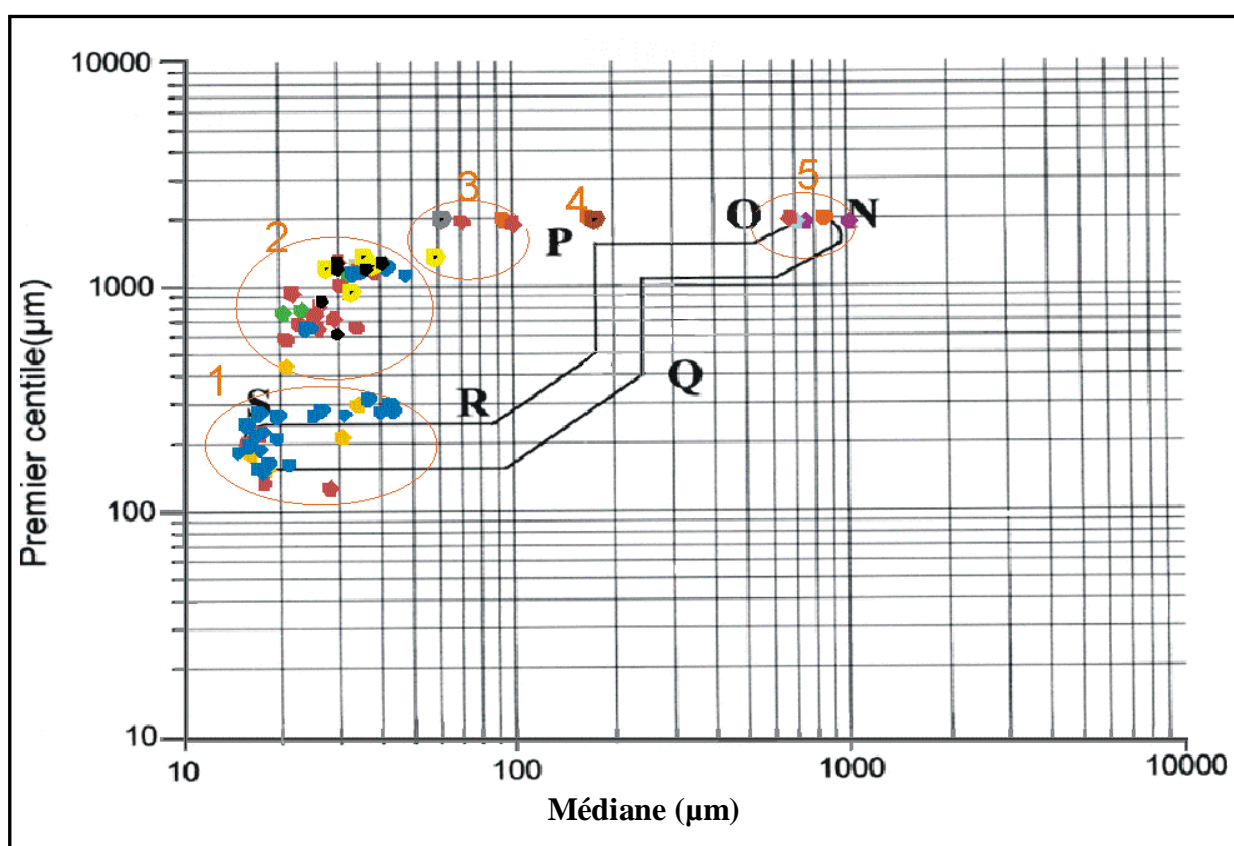


Fig.IV.10 : Diagramme de Passega.

Interprétations originales de Passega (1957) :

NO : Dépôts de roulement sur le fond.

OP : Dépôts de roulement sur le fond et de suspensions gradées.

PQ : Dépôts de suspensions gradées et de roulement sur le fond.

QR : Dépôts de suspensions gradées.

RS : Dépôts de suspensions homogènes.

- | | |
|-------------|-------------|
| ● Niveau 13 | ● Niveau 07 |
| ● Niveau 12 | ● Niveau 06 |
| ● Niveau 11 | ● Niveau 05 |
| ● Niveau 10 | ● Niveau 04 |
| ● Niveau 09 | ● Niveau 03 |
| ● Niveau 08 | ● Niveau 02 |
| | ● Niveau 01 |

D.1 : interprétation du diagramme :

+ unité I :

Les sédiments sont transportés par un courant de suspension homogène

+ unité II :

Elle est divisée en plusieurs niveaux :

- ◆ **Niveaux 11--07-05-03** : ces niveaux constituent la totalité des niveaux caillouteux où les sédiments sont roulés sur le fond de l'oued.
- ◆ **Niveaux 02-04-06 -08-09-10** : pour ces niveaux, les sédiments fins sont transportés par un courant de suspension gradée, cependant les particules les plus volumineuses sont roulées sur le fond.
- ◆ **Niveau 12** : le mode de transport est de type suspension homogène à suspension gradée et roulée sur le fond. On remarque dans ce niveau *qu'une* partie des sédiments a été transportée par roulement sur le fond (les galets).
- ◆ **Niveau 13** : la totalité des sédiments a été transportée par un courant de suspension homogène sauf pour quelques échantillons où le mode de transport devient gradé à roulé sur le fond. Ceci peut s'expliquer par des passages caillouteux qui ont besoin d'un courant plus fort pour transporter les cailloutis et parfois des galets de taille importante.

D.2.Conclusion :

L'examen de ces données montre que, dans l'oued, les sédiments de la terrasse fluviatile et alluvionnaire se déposent surtout sous forme de suspensions uniformes (**groupe 1**), ce qui semble correspondre à des conditions de décantation dans lesquelles la vitesse sur le fond est nulle ou trop faible pour produire un classement quelconque. Ces dépôts de suspension uniformes sont caractérisés par une diminution de la médiane non nécessairement corrélative d'une diminution de centile supérieur, et les points représentatifs se grouperont surtout au voisinage de la branche horizontale RS du digramme (Mannan. M., (2003)).

Le dépôt de **deuxième et troisième groupe** correspond à un dépôt où la majorité des échantillons se trouve entre le segment PQ et RS (fig.III.10). Ceci indique que les particules se déplacent, essentiellement, par saltation.

Un autre pourcentage des sédiments de la terrasse est caractérisé par des roulements sur le fond (**groupe 5 et 4**) engendrés par des turbulences du fond. Cette dynamique devient plus importante et correspond à une augmentation des éléments plus grossiers capable de produire un relèvement marqué du centile supérieur.

Les différentes sous-classes granulométriques distinguées dans le diagramme de PASSEGA permettent de mettre en évidence les différents environnements de dépôts distingués dans la terrasse fluviale d'oued Zeïet :

- ❖ Courants tractifs, suspensions uniformes au-dessus de l'action directe du fond, le dépôt des sédiments par décantation : «la vitesse au niveau du fond est nulle».
- ❖ Courants tractifs, suspensions homogènes perturbées par des apports légèrement grossiers, le dépôt des sédiments par décantation.
- ❖ Courant tractif fort, transport par roulement des particules sur le fond.
- ❖ Courants tractifs, transport par roulement sur le fond qui s'ajoute au transport en suspension, augmentation relative du pourcentage des éléments les plus grossiers.

La méthode de Passega est toutefois efficace, malgré quelque dispersions des points représentatifs des échantillons vraisemblablement liée à la perte relative d'information résultant du fait qu'elle utilise que deux paramètres punctiformes. Cette efficacité semble trouver son explication dans d'autres tests (Vukmirovic. V., & Vukotic. R., (1981)).

E. Corrélations entre les différents paramètres analytiques

La comparaison des fractions granulométriques avec les carbonates montre que ces derniers sont bien corrélés avec les sables ($r = 0,52$) inversement aux silts ($r = -0,526$) et argiles ($r = -0,459$) (Fig. IV.11.A). On peut ainsi dire que les carbonates sont associés aux apports sableux. En effet, le bassin versant est formé des calcaires, et leur érosion produit un sable très riche en carbonates.

La moyenne présente une corrélation positive avec les deux paramètres granulométriques le Kurtosis et le sorting index.

Cette corrélation positive qui existe entre la moyenne et le kurtosis signifie que le classement devient de plus en plus bon avec l'augmentation de la dimension moyenne de l'échantillon, ce qui est valable également pour le sorting index (Fig. IV.11.A).

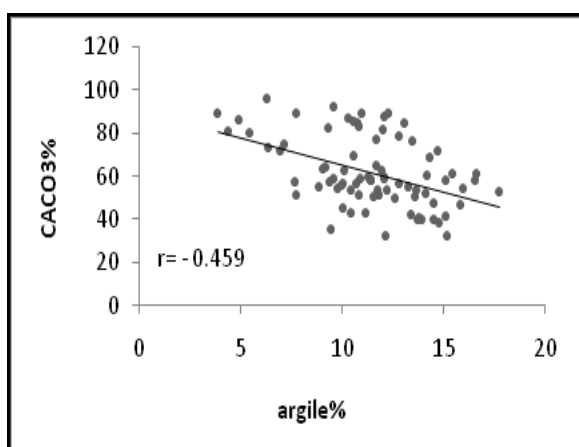
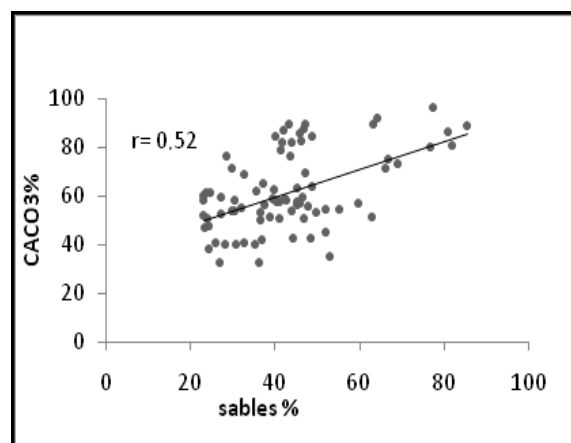
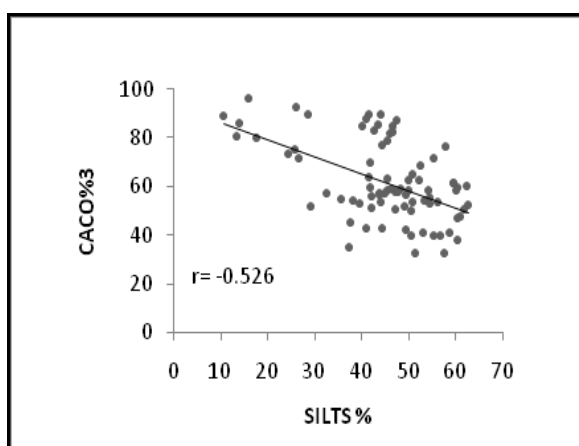


Fig.IV.11. A : Comparaison du taux de CaCO₃ avec les différentes fractions granulométriques

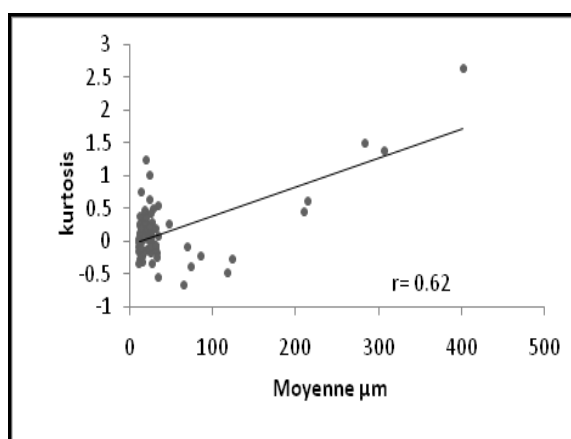
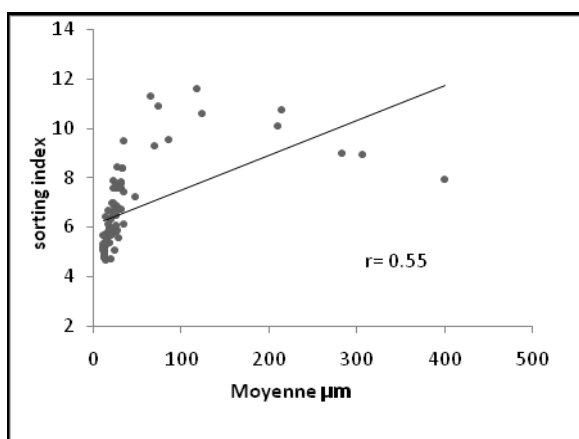


Fig.IV.11.B : Corrélation de la moyenne et des paramètres granulométriques (sorting index et le kurtosis)

F. CONCLUSION

Les apports silto-sableux auxquels sont associés des teneurs élevées en matière organique, se seraient déposés dans un milieu relativement calme où les conditions climatiques sont humides (Toucanne. M.S., (2008)).

Les apports sédimentaires sont en relation avec ces changements des bilans hydriques et thermiques sur le bassin versant.

On observe une succession de niveaux à cailloux et de niveaux sans ou à rares cailloux. Toutefois, les différences lithologiques de ces niveaux sont très tranchées. Les cailloux sont du type «gélifs» altérés. Les couches sablo -limoneuses ou limono- sableuses ne présentent plus une couleur rougeâtre mais noirâtre. Ce changement de coloration indique l'intervention d'un troisième facteur dans la dynamique de la sédimentation, la décomposition des restes végétaux, et correspond à un apport en matière organique dans les dépôts (argiles noirâtre). Il semble donc que le dépôt de l'unité II ait été mis en place sous un climat humide.

2.2. Les Carbonates :

Les carbonates représentent une distribution variable en fonction de la profondeur avec des proportions fluctuant entre 32,24% et 95,98%. La teneur moyenne est de 61,55%, et les fortes teneurs en carbonates sont rencontrées dans le niveau 13 et les niveaux inférieurs de la coupe (03-05-07-09-11). Ceux-ci correspondent aux sédiments très riches en apports carbonatés mis en place suite à l'érosion des roches du bassin versant formées de calcaire riche en microfossiles (d'âge Maastrichtien, Lutétien, Turonien et Cénomaniens). En plus des apports allochtones s'ajoutent des carbonates autochtones d'origine biodétritique donnant des débris de divers organismes notamment ceux de mollusques d'escargots, de calcite, tests de foraminifèresetc.

Vraisemblablement, les pourcentages élevés des carbonates dans les niveaux présentés précédemment résultent de la dissolution de la fraction grossière, ce qui est confirmé par la présence des traces de dissolution sur des cailloux calcaires.

Les autres niveaux ont un pourcentage moyen qui varie entre 32,36% et 57,7%.

La conclusion paléoenvironnementale peut être décrite comme suit : les fortes teneurs en CaCO_3 , ne sont pas dues uniquement à l'augmentation de la température en dans la région mais aussi à l'humidité du milieu

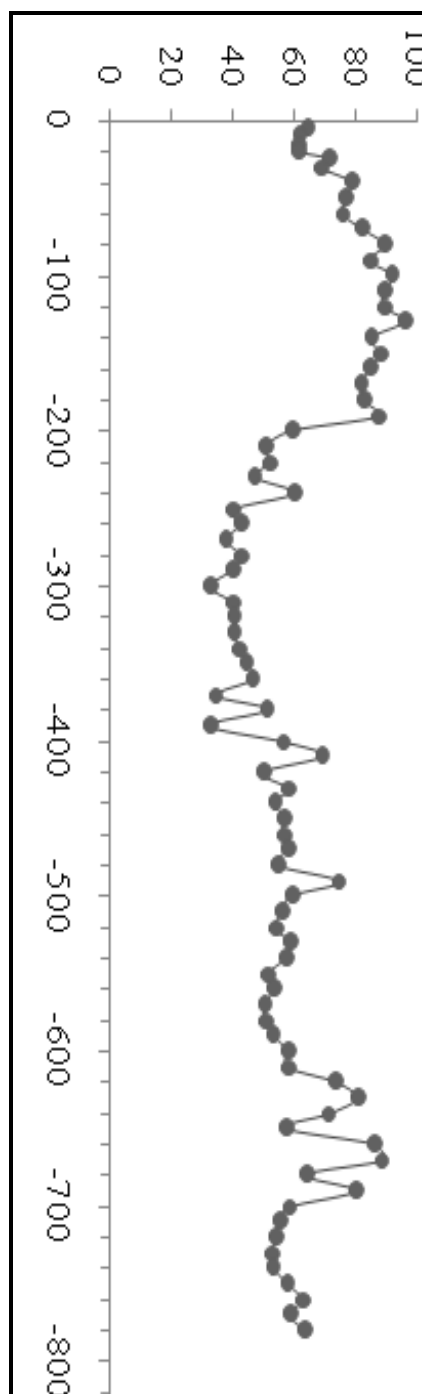


Fig.IV.12 : Distribution des teneurs carbonates en fonction de la profondeur.

2.3. Processus de sédimentation

L'étude sédimentologique des sédiments permet de distinguer le résultat de processus d'ordre à la fois physique et chimique, auxquels s'ajoutent des actions d'ordre biologique (Hadi. M., (1994), Bouchez. C., (2008)).

2.3.1. Processus de sédimentation d'ordre physique.

Les données de l'analyse granulométrique ont permis de reconnaître le résultat de phénomènes de ruissellement et de colluvionnement.

L'importance de la fraction limoneuse et le mauvais classement des sables montrent que des phénomènes de ruissellement puis de colluvionnement sont intervenus lors de la mise en place des sédiments des terrasses fluviales et alluvionnaires.

Les processus de fragmentation par thermoclastie auraient conduit à la désagrégation de la roche calcaire qui entoure notre bassin.

Les produits de fragmentation par décollement se présentent sous la forme de cailloux de diamètre important, comme c'est le cas dans les niveaux caillouteux (03, 05, 07, 09,11).

2.3.2. Processus de sédimentation d'ordre chimique.

Il s'agit essentiellement de la dissolution de la roche calcaire par l'action de l'eau ou par des processus biologiques qui auraient conduit à l'effritement de la roche et à la sédimentation de matériel détritique fin.

2.3.3. Processus de sédimentation d'ordre biologique.

L'activité biologique se limite sur les niveaux pauvres en cailloux. Elle n'est pas intense et la couleur noirâtre de quelques niveaux est liée à des sédiments évolués dans un milieu aquatique confiné. On note l'abondance des escargots dans quelques niveaux stratigraphiques.

2.4. La Morphoscopie des grains de quartz :

L'étude des grains de quartz a permis de faire une reconstitution de l'évolution de ces derniers, de comprendre le mode de transport et de connaître le milieu de dépôts.

L'analyse morphoscopique du quartz a été réalisée à la loupe binoculaire (x50). Le comptage des grains a été effectué sur 100 grains environ. Les pourcentages relatifs des non-usés (NU), des ronds mats (RM) et des émoussés luisants (EL) ont été calculés et représentés par des courbes.

L'examen morphoscopique montre l'omniprésence des grains émoussés luisants, au niveau de toute la terrasse fluviale (54,05%)-(Fig. 6), ce qui met en évidence l'influence du transport par l'eau et de la dynamique fluviale. Les RM sont présentes dans tous les niveaux ; leur pourcentage est de 19,64%. Ces grains de quartz, témoignent d'une reprise éolienne. La présence d'un enduit ferrugineux sur quelques grains indique le début d'une pédogenèse. Les NU présentent pourcentage moyen (26,31%) pouvant atteindre 32,61% sur le niveau 12. La présence de ces grains refléterait une source d'apport proche, avec des sédiments peu évolués.

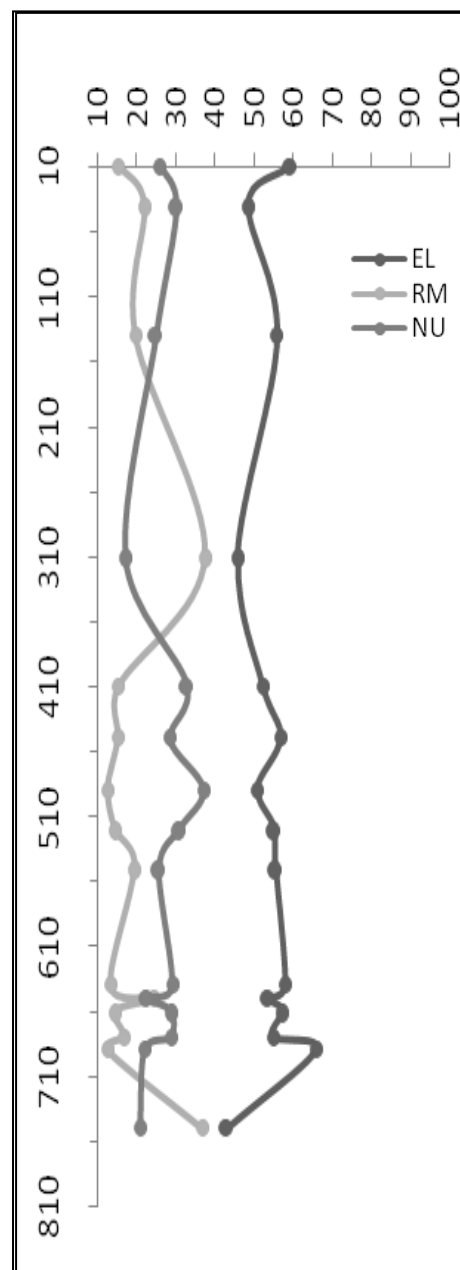


Fig. Fig.IV.13 : Diagramme de variation morphoscopique du quartz en fonction de la profondeur.

2.5. L'exoscopie du quartz :

L'exoscopie a permis de différencier l'histoire sédimentaire du quartz (altération, transport continental ou aquatique).

Les examens effectués à l'aide d'un microscope électronique à balayage sur les surfaces de ces grains ont permis l'identification de figures variées qui peuvent être en rapport soit avec le réseau cristallin primitif des quartz soit avec les actions corrosives propres au milieu d'altération.

Les grains de quartz ont subi une évolution complexe avant leur épisode d'immobilisation dans la terrasse. De nombreux grains ont été transportés par les vents, ce dont attestent les «croissants» de choc à la surface du quartz. D'autres grains présentent les «V» de choc qui témoignent d'une mobilisation fluviale. Cette mobilisation est assurée par les eaux de l'oued.

Les traces de broutage témoignent généralement d'une évolution dans un milieu de haute énergie (répartition de ces figures en plusieurs familles de différentes orientations). Les altérations chimiques dans ce milieu dépendent des phénomènes d'émersion et d'immersion qui alternent périodiquement : pendant l'émersion, l'eau piégée dans les dépressions devient très concentrée en silice à cause de l'évaporation, ce qui favorise les précipitations siliceuses de différentes formes.

Planche I



Fig.IV.14.A :(échantillon AZ-81/niveau 01) Vue générale d'un grain de quartz subarrondi luisant avec des cassures anciennes et récentes à ses extrémités.

Fig.IV.14.B : Détail d'un grain de quartz présentant des précipitations de silice en forme de globules. Ces derniers s'accablent progressivement et forment des écailles qui elles mêmes commencent à s'individualiser en petites fleurs.

Planche II

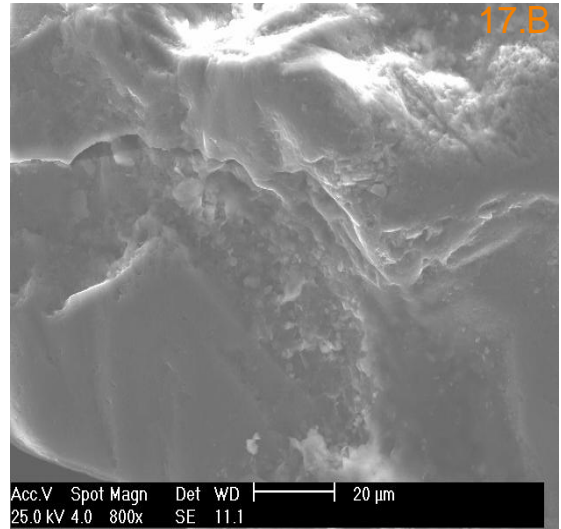
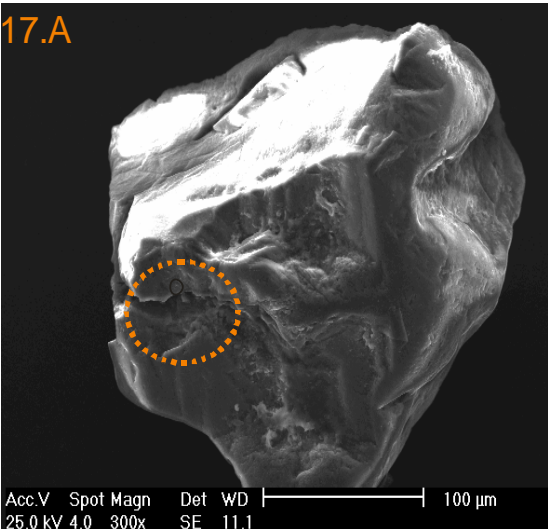
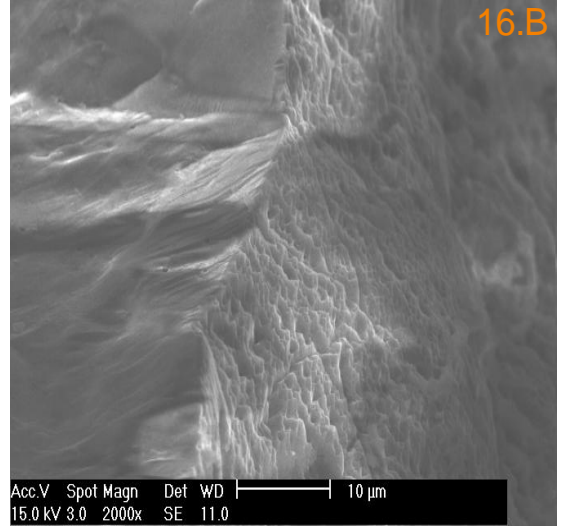
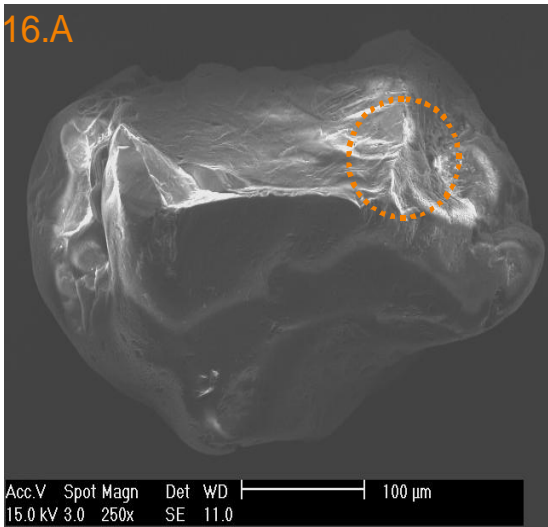
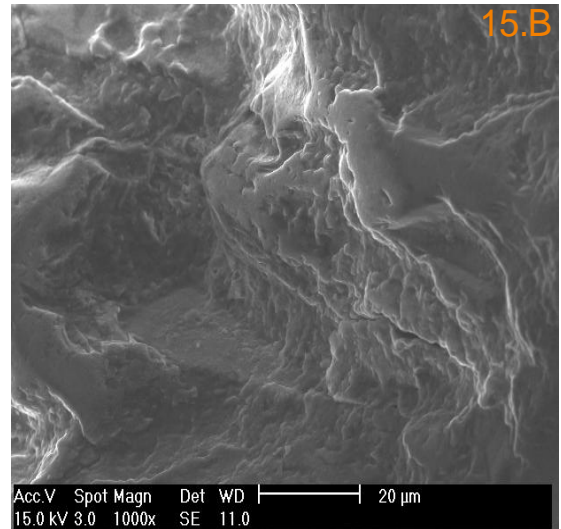
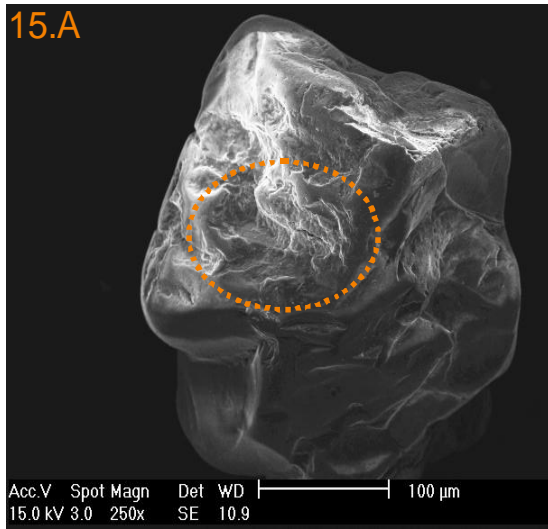


Planche II

Fig.IV.15.A : (échantillon AZ-05/ niveau13) Grain de quartz rond un peu luisant avec des arêtes émoussés.

Fig.IV.15.B : Détail montrant une cassure de grande taille ancienne ; cette dépression est généralement un milieu favorable pour la précipitation de la silice en coulées dans un milieu calme ou bien un milieu aquatique de faible énergie.

Fig. IV.16.A : (échantillon AZ-05/ niveau 13) Grain de quartz émoussé luisant avec des arêtes non usées issues d'une cassure fraîche.

Fig. IV.16.B : Détail montrant des arêtes vives et des figures de dissolutions de la taille d'un micron.

Fig. IV.17.A : (échantillon AZ-07/niveau13) Grain de quartz émoussé luisant avec des cassures fraîches (dépression).

Fig. IV.17.B : Détail de la dépression précédente où on remarque la précipitation de silice en globule.

Planche III

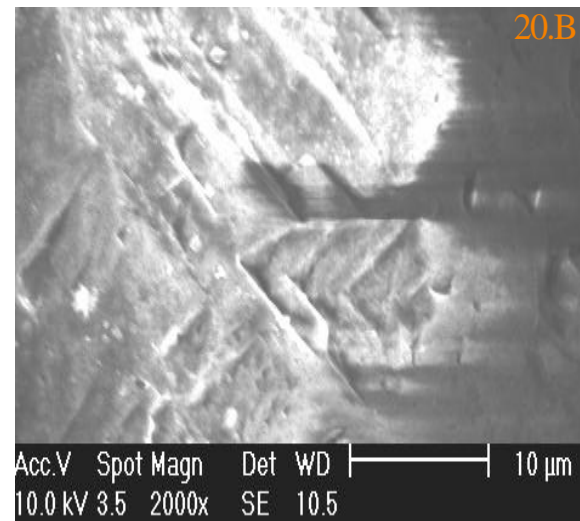
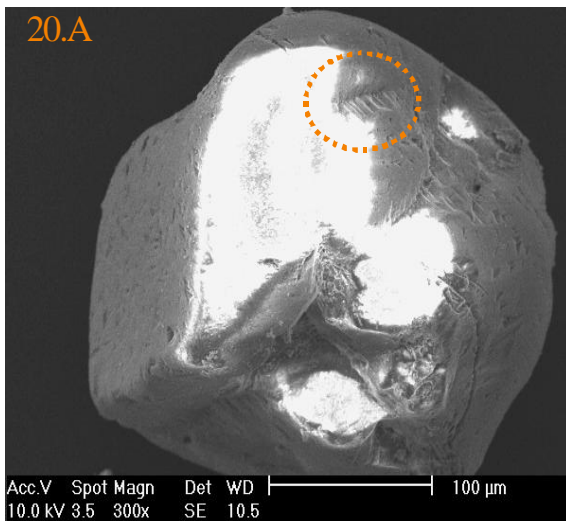
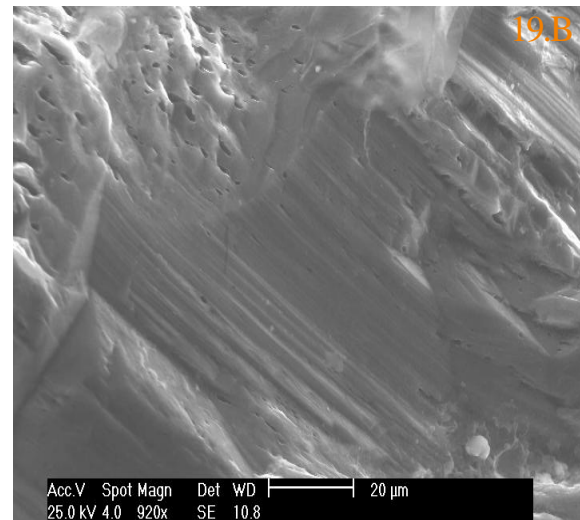
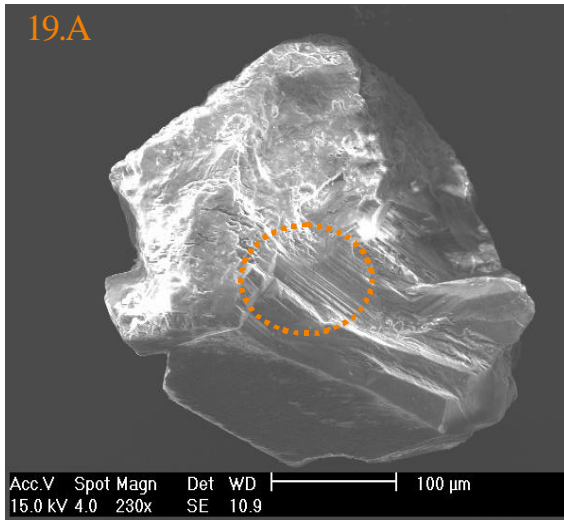
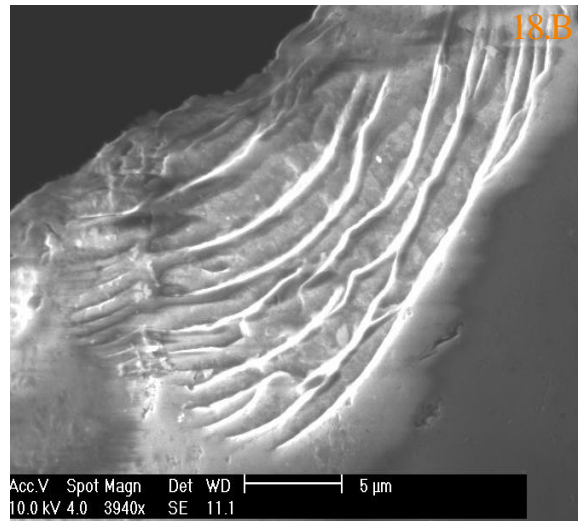
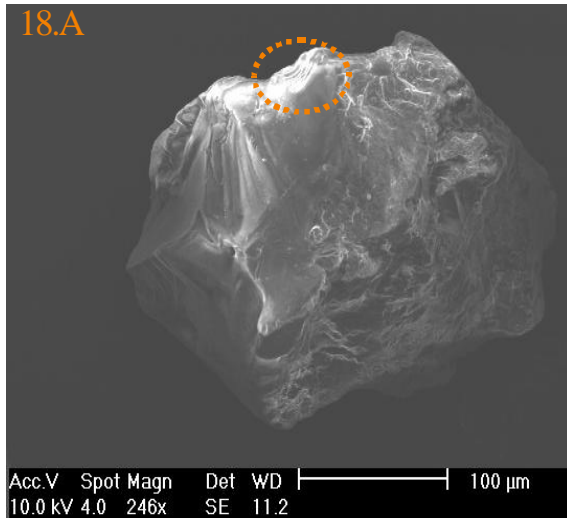


Planche III

Fig.IV.18.A : (échantillon AZ-48/ niveau 12) Grain de quartz non usé ; les sommets des grains sont les portions de leur surface les plus exposées aux chocs : aussi les traces d'impacts sont toujours plus nombreuses sur les sommets que sur leurs faces planes.

Fig. IV.18.B : cassures conchoïdales à marches d'escaliers structuraux.

Fig.IV.19.A : (échantillon AZ-51/ niveau 12) Grain de quartz non usé.

Fig.IV.19.B : Figures de dissolution géométriques dont la localisation dans une dépression caractérise l'origine pédologique.

Fig.IV.20.A : (échantillon AZ-52 /niveau 11) Grain de quartz rond mat ayant subi un frottement très important sur leur face plane et le sommet.

Fig.IV.20.B : Détail des figures de frottement du grain précédent ; ces figures sont géométriques avec des chocs en V de différentes tailles emboîtés.

Planche IV

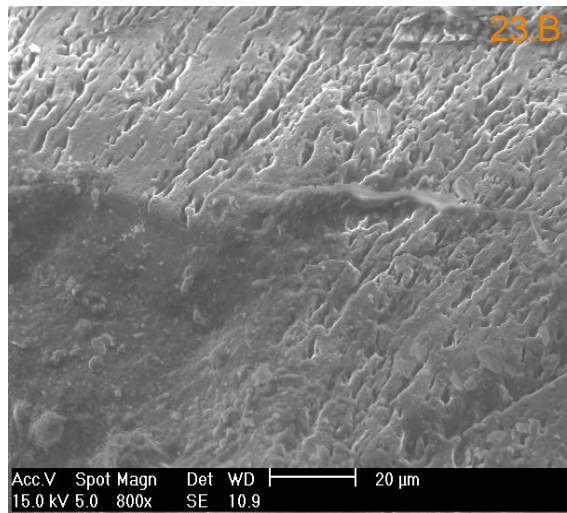
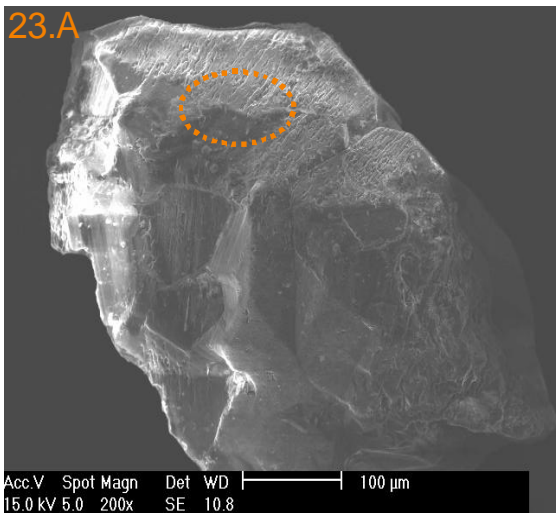
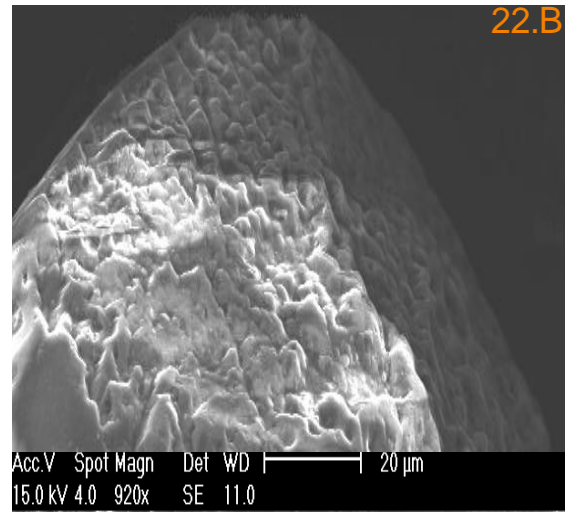
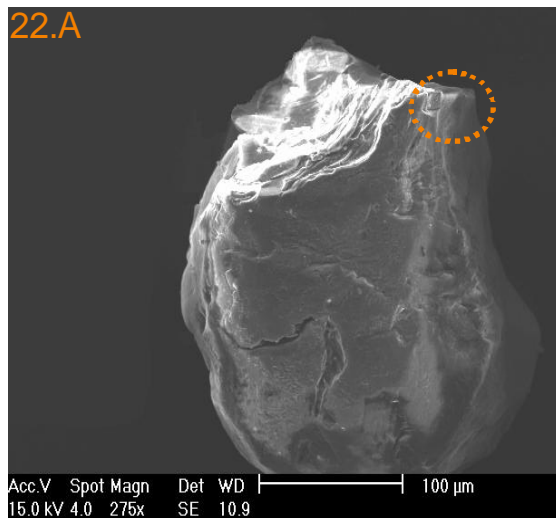
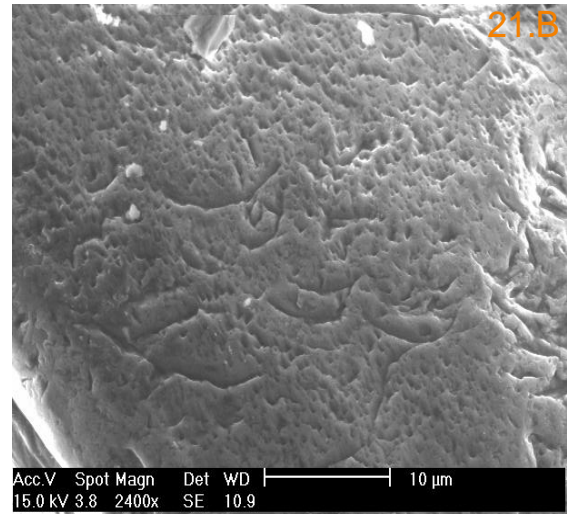
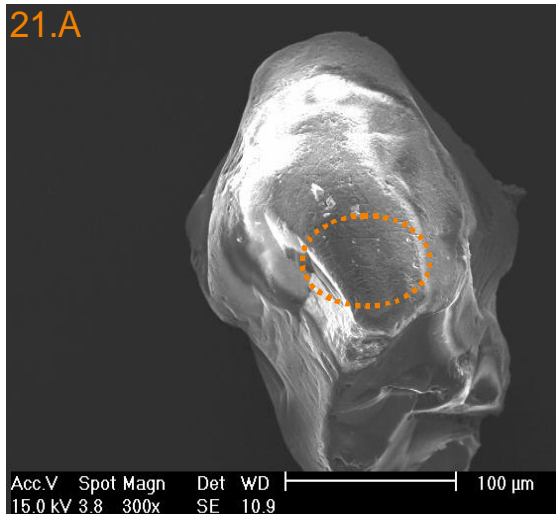


Planche IV

Fig.IV.21.A : (échantillon AZ-56 /niveau 10) Grain peu émoussé luisant picoté.

Fig.IV.21.B : Détail montrant de nombreuses marques de chocs profonds en coups d'ongles. Ces marques prenant les mêmes orientations.

Fig.IV.22.A : (échantillon AZ-56 /niveau 10) Grain de quartz rond luisant avec des arêtes vives dans la partie supérieure à gauche du grain.

Fig.IV.22.B : Détail des figures de dissolutions en forme géométrique triangulaires de petites tailles.

Fig. IV.23.A : (échantillon AZ-69 /niveau 05) Grain de quartz non usé.

Fig. IV.23.B : Détail sur une face plane montre la dissolution.

Planche VI

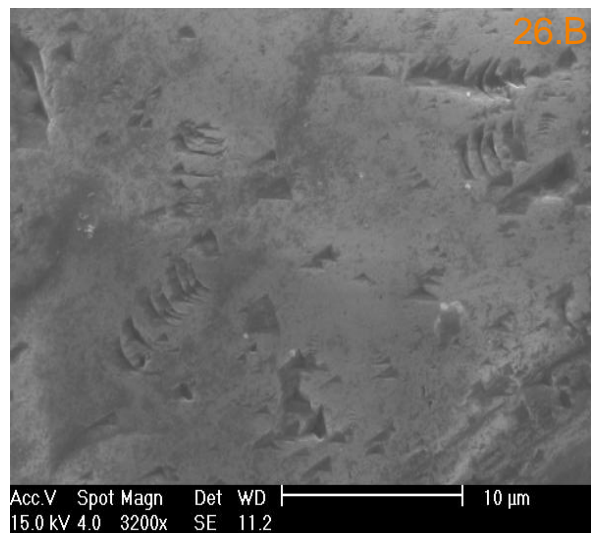
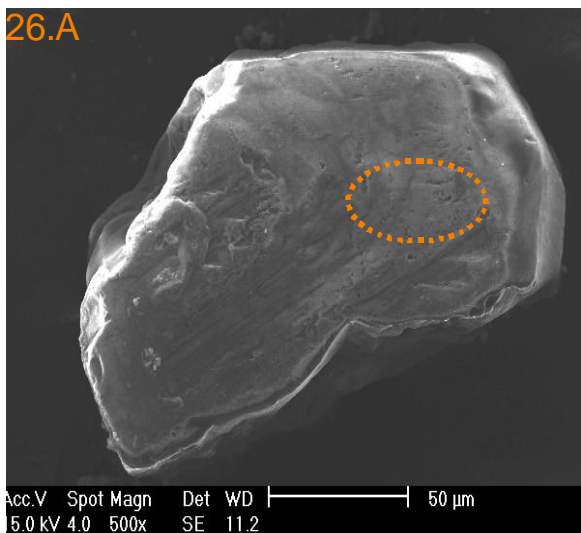
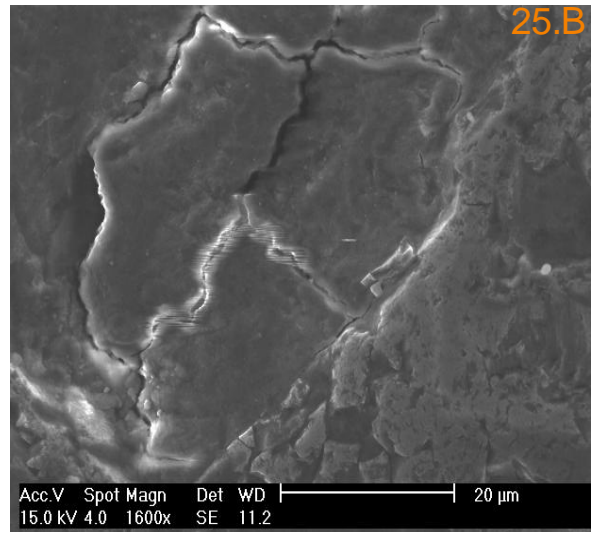
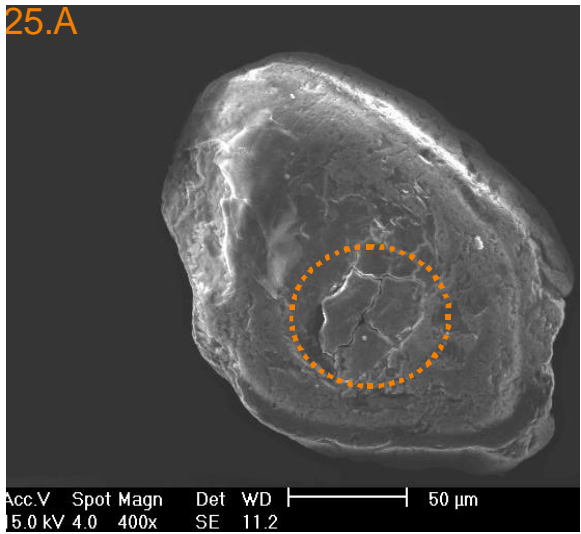
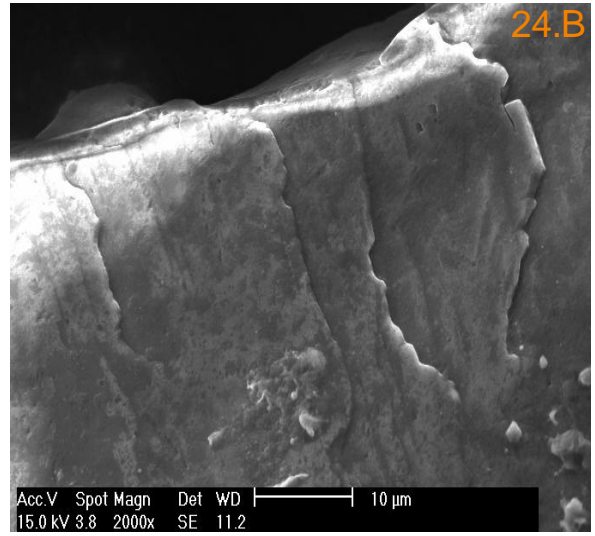
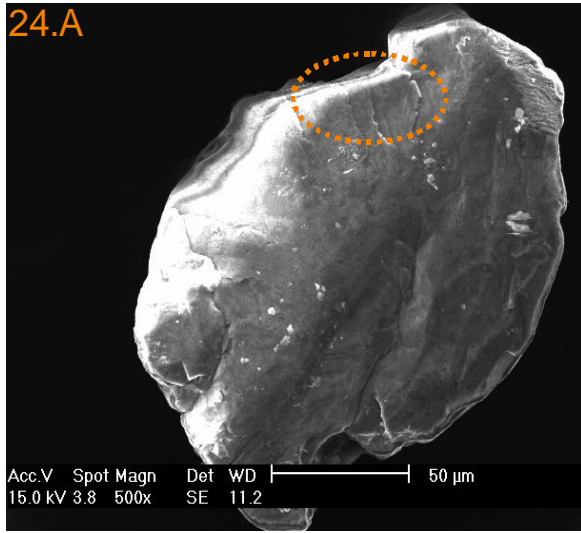


Planche VI

Fig.IV.24.A : (échantillon AZ-78 niveau /01) Vue générale d'un grain de quartz émoussé mat.

Fig.IV.24.B : Dissolution progressive affectée grains de quartz par une desquamation progressive de la surface des grains.

Fig.IV.25.A : (échantillon AZ-78 niveau /01) Vue générale d'un grain de quartz rond mat avec des cassures fraîches à ces extrémités droites.

Fig.IV.25.B : Détail du grain de quartz précédent où la surface est affectée d'une fissuration subhexagonale réalisée lors du refroidissement. On remarque aussi des surfaces (desquamations de très grandes tailles) de dissolution de silice ancienne.

Fig.IV.26.A : (échantillon AZ-78 niveau /01) Vue générale d'un grain de quartz émoussé moiré.

Fig.IV.26.B: Détail d'un grain de quartz montrant de nombreuses familles d'anciennes figures de broutage de différentes directions très polis par un transport aquatique, ce qui prouve une évolution fluviale d'énergie remarquable.

Planche VII

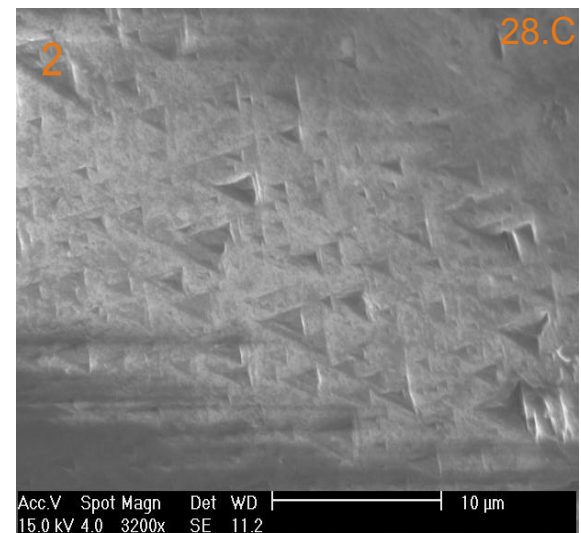
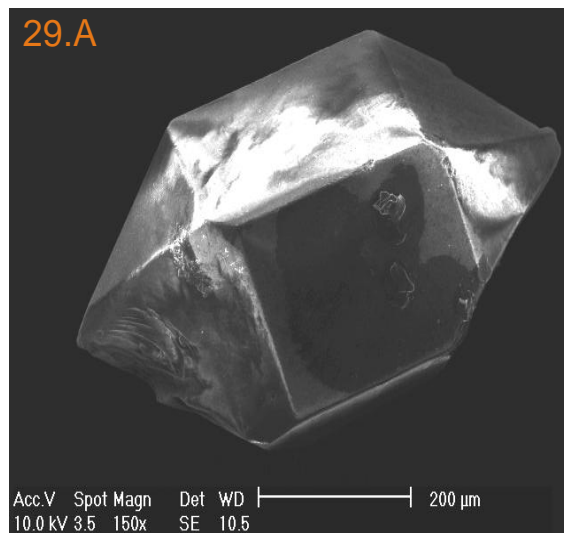
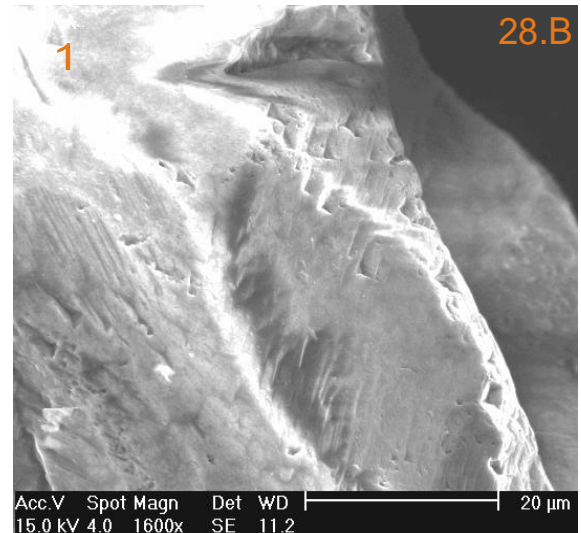
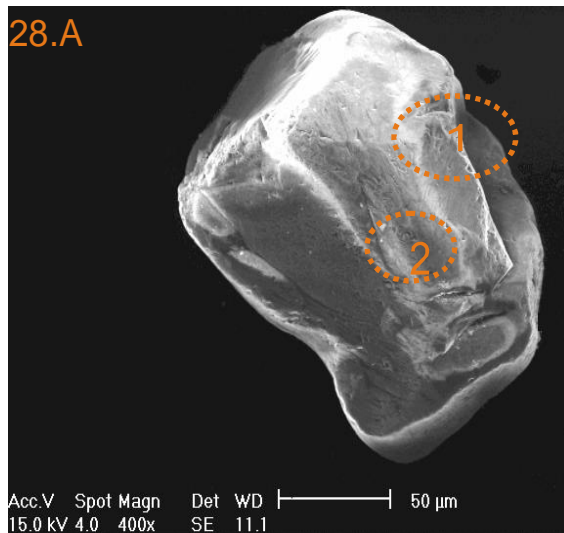
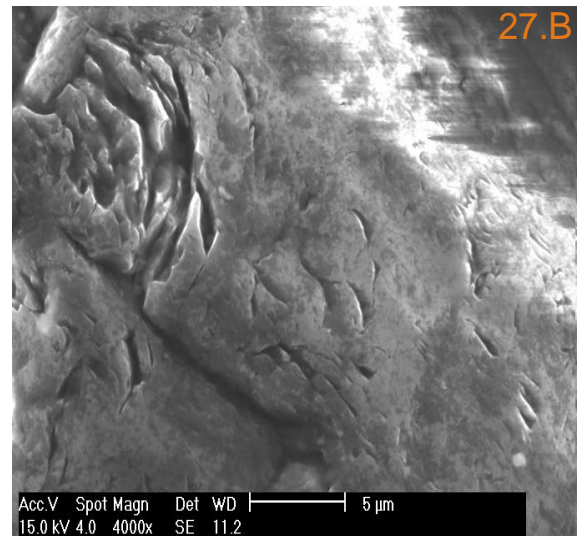
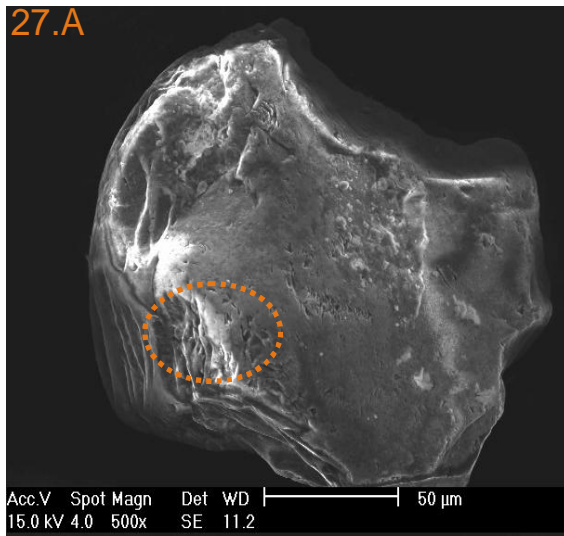


Planche VII

Fig. IV.27.A : (échantillon AZ-78 niveau /01) Grain de quartz émoussé luisant avec des cassures conchoïdales sur les sommets de la partie inférieure.

Fig. IV.27.B: Détail montrant des figures de dissolution qui apparaissent par endroits au fond des figures de frottement sur un sommet poli, des marques de chocs en forme des coups d'ongles (hérité d'un transport éolien).

Fig.IV.28.A :(échantillon AZ-78 niveau/ 01) Grain émoussé luisant avec une cassure un peu ancienne qui devient de plus en plus émoussée.

Fig.IV.28.B : Détail de dissolution géométrique attaquant les sommets du grain

Fig.IV.28.C : Les faces sont lisses et elles sont criblées de multiples petites cavités en forme de V très ouvert ou en forme de triangles ; l'orientation constante de ces figures permet de les distinguer aisément des figures d'aspect assez similaire qui, présentes sur des quartzs remaniés (LE RIBAUT, 1973).

Fig.IV.29.A :(échantillon AZ-72 /niveau 03) Grain de quartz bipyramidé très polis d'origine triasique.

L'étude exoscopique des grains de quartz montre d'une part l'existence de plusieurs types d'érosion mécanique et chimique, et d'autre part la présence de figures de dissolution sur la surface de plusieurs grains de quartz.

- ❖ Chaque grain à dépôts siliceux globuleux est le témoin d'un transport fluvial de moyenne énergie (fig. 14.A et 14.B). En raison de leur abondance et de l'absence de marques sur leur surface, ils n'ont subi qu'un très bref transport fluvial de moyenne énergie. Il s'agit des grains de quartz évoluant dans les niveaux 12 et 13 (milieu confiné pour le niveau 12) (Clocchiati. R., Ribault. L., Rodrigo. L.A., (1978)).
- ❖ Des grains montrent des arêtes plus émoussées portant des traces de chocs ainsi que des traces de dissolution en V sur la surface des cassures qui exploitent des traces de brouillage (fig.26.B). Ces dernières peuvent correspondre à des traces de chocs et de frottements entre les grains en milieu aquatique de haute énergie (FLAGEOLLE. J.C., (1981)).
- ❖ le début de polissage des cassures est le témoin d'un transport fluvial de moyenne énergie, postérieur au transport précédent.
- ❖ Certaines cassures très nettes, fraîches dessinant des arêtes vives (fig.16.B). Ces cassures se sont produites le long des niveaux de moindre résistance et montrent que les grains ont d'abord évolué en milieu fluvial à haute énergie (niveaux caillouteux).
- ❖ Des grains de quartz acheminés par le vent. Ce mode de transport est attesté respectivement par la présence des «croissants» et des «V» de choc à la surface des grains (niveaux 1 et 2).

2.5.1. Conclusion :

L'analyse des grains de quartz en exoscopie a montré que les climats dominants pendant la formation de la terrasse sont :

✚ Unité stratigraphique I :

Les grains de quartz ont été transportés par le vent sous un climat sec et aride, ensuite des périodes de précipitations ont été alternées avec des périodes sèches. Pendant la précipitation, l'eau piégée dans les dépressions devient très concentrée en silice et du fait de l'évaporation (température importante), les précipitations siliceuses de différentes formes se mettent en place (cristaux dispersés, globule ou fleurs de silice).

✚ Unité stratigraphique II :

Elle est caractérisée par une variation lithologique plus importante que l'unité précédente, ce qui conduit à une variation du milieu de dépôts des sédiments et du climat dominant à ce moment. Elle est caractérisé par un climat peu humide à humide pendant la période de sédimentation. Ces derniers sont prouvés par la présence des cassures à arêtes vives (milieu fluvial de haute énergie → précipitation importante → climat humide) et des figures de précipitation de la silice (quartz pédogénétique), (Leneuf. N., (1972).

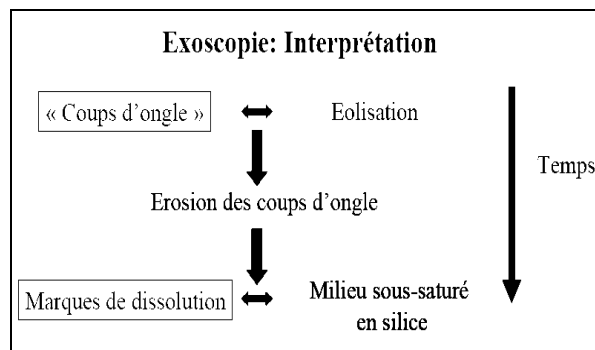


Fig.IV.30 : Schéma synthétique de l'évolution des grains de quartz.

2.6. Aperçu micropaléontologique :

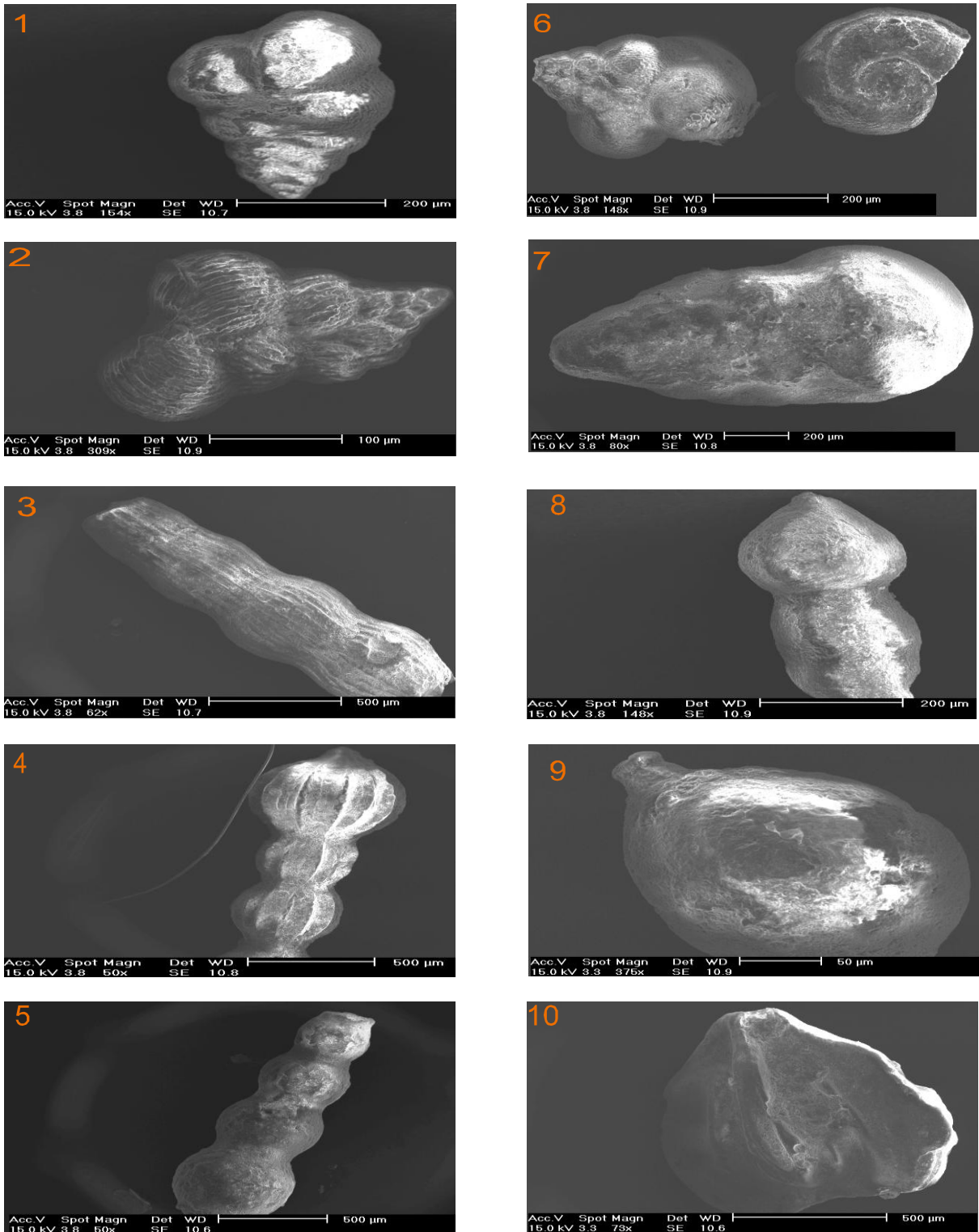


Fig.IV.31 : Différentes microfaunes existantes au sein de la terrasse sous le microscope électronique à balayage : 3-4-5-8/ les Nodosariidae, 1-2-6 / Les Heterohelicidae

7 / Les ostracodes, 9/ Les Ellipsolagenidae ,10/

Le lavage des échantillons donne des résultats qui peuvent expliquer ou bien confirmer l'origine des sédiments. La plupart des microfossiles observés sont d'âge secondaire et tertiaire, ce qui prouve que les sédiments tirent leur origine des formations qui entourent le bassin versant d'oued Zeïet.

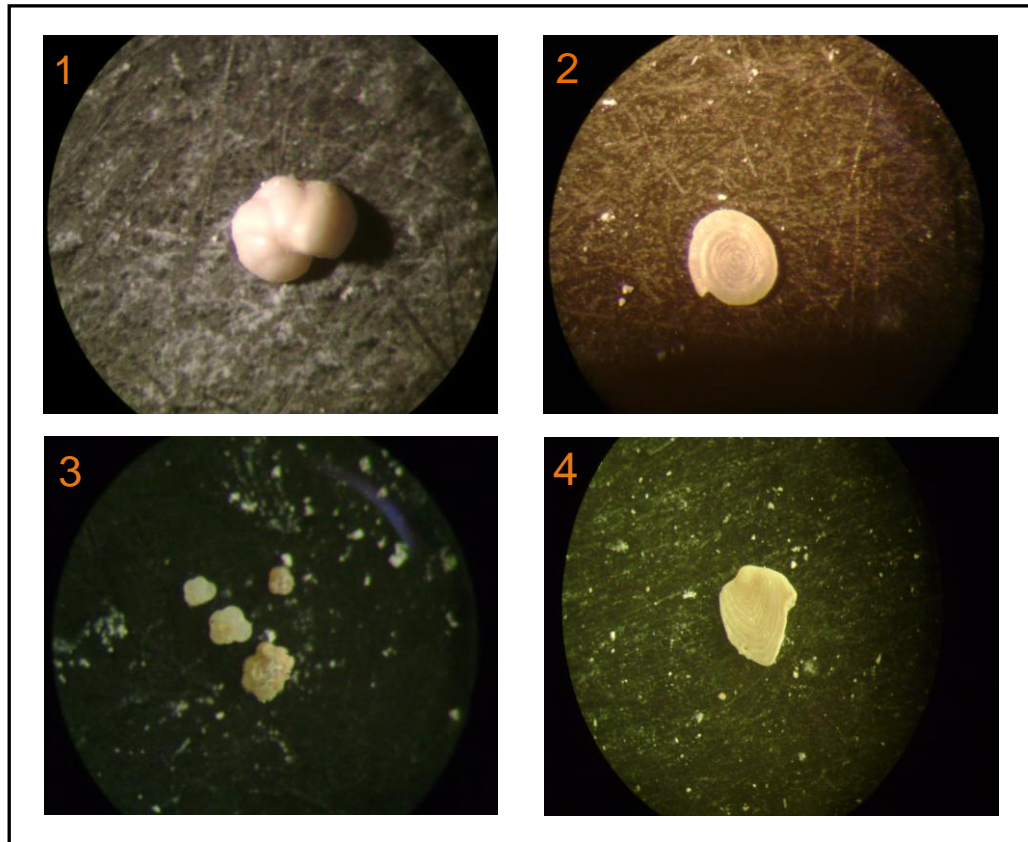


Fig. IV.32 : Quelques microfossiles existants au sein de la terrasse sous la loupe binoculaire : 1/ Les Rotaliridae ,2/Les Ammodiscacea ,3/les Globigerinidae, 4/Les Nodosariidae.

L'identification de ces différentes familles de microfossile est faites à partir les travaux de ces auteurs :

- Franc. P.C.M- Van Morhoven - William A. Berggren. Anne S. Edwards (1986)
- (Bignot. G. (1988);
- Nemann. M. (1967);
- MOULFI-EL-HOUARI.(1999);
- Sztrákos. K. (2003).
- Sztrákos. K. (2005)
- Triantaphyllou. M. (2005)

3. Analyse minéralogique

3.1. Introduction :

L'analyse diffractométrique aux rayons X de la fraction argileuse nous a permis d'identifier principalement des pics de smectite, de kaolinite et de l'illite. Ces minéraux argileux sont également associés aux espèces minéralogiques suivantes : le quartz, la calcite.

L'étude semi-quantitative des minéraux argileux à partir des diffractogrammes des agrégats orientés donne la répartition suivante (tab. IV.2).

Unité stratigraphique	Niveau	Echantillons	Smectite%	Kaolinite%	Illite%	Sépiolite%
I	01	AZ- 81	62.92	28.87	4.77	1.45
		AZ -78	77.79	20.14	1.75	0.32
II	02	AZ-73	79.8	16.86	2.59	0.75
	05	AZ -70	81.75	14.96	2.39	0.49
	07	AZ -65	81.01	16.7	1.88	0.41
	08	AZ -59	82.85	13.92	2.63	0.60
	10	AZ -56	82.99	14.64	2.02	0.35
		AZ-53	79.70	17.56	2.28	0.46
	12	AZ- 49	84.90	13.45	1.37	0.28
		AZ -41	84.37	15.5	0.13	00
		AZ -38	81.27	11.42	1.61	0.69
		AZ -33	84.75	13.1	1.49	0.66
		AZ- 27	86.15	11.88	1.62	0.35
	13	AZ- 23	83.01	12.63	3.68	0.68
		AZ- 16	85.16	7.33	6.32	1.19
			AZ-02	69.27	13.67	3.51

Tableau .IV.2 : Pourcentage des minéraux argileux : smectite, kaolinite, illite et sépiolite.

Ces teneurs montrent, dans l'ensemble, que l'association des minéraux argileux smectite - kaolinite-illite, est presque invariable dans toute la série stratigraphique. La smectite est en général le minéral prépondérant suivie par la kaolinite.

Nous allons étudier à présent en détail le cortège des minéraux argileux de chaque unité stratigraphique de la terrasse (Fig. IV.32 et Tab. IV.2).

3.2. Unité stratigraphique I :

La smectite montre une nette prédominance d'une argile gonflante dont la réflexion basale, au naturel, se situe entre 12 et 15 Å, passe à 17 Å au glycol pour se tasser à 10 Å au chauffage. Ce sont-là, suivant les tests classiques (Damnati. B., Maatouk. M., Meco. J., et Petit-Maire. N., (2005)). Elle présente des pics indiquant pour la plupart une médiocre cristallinité avec une distribution moyenne de 70.35%, elle occupe une position dominante sans présenter de variations notables. C'est au niveau des échantillons AZ-78 situé à la base, qu'on observe la teneur la plus élevée de l'unité stratigraphique (77.79 %).

Les pics de la kaolinite révèlent tous un très bon état de cristallinité. Les proportions de ce minéral restent relativement stables autour de 24.50% de moyenne.

L'illite a en général une cristallinité bonne. Sa teneur moyenne est de 03.36 %. A la base de cet ensemble (échantillons AZ- 81), sa proportion est très faible (1.75 %). L'illite forme ainsi le minéral le moins abondant de cet ensemble.

La sépiolite est le minéral le moins répandu dans la terrasse, il existe avec un pourcentage très faible qui ne dépasse pas 2%.Ce minéral atteint sa valeur maximale avec un pourcentage de 1,45% (échantillon AZ- 81). Les pics sont étroits et aigus, prouvant que ce minéral est bien cristallisé.

3.3. Unité stratigraphique II :

Les pics de la smectite montrent qu'elle est mal cristallisée. Les pourcentages sont assez importants. Pour l'échantillon AZ-02, situé au sommet de l'unité, la teneur en smectite atteint sa valeur la plus faible (69.27 %), probablement du fait de l'augmentation du pourcentage de la kaolinite. Elle reste le minéral le mieux représenté.

Les pics de la kaolinite sont étroits à bien aigus, ce qui traduit une excellente cristallinité. Dans cette unité, les teneurs en kaolinite restent constantes, autour de 13.83% de moyenne. La teneur en kaolinite au niveau de l'échantillon AZ-16 régresse d'une façon remarquable jusqu'à atteindre un pourcentage de 7.33%.

Les pics de l'illite révèlent tous un très bon état de cristallinité. Ses proportions augmentent de l'échantillon AZ-41 à l'échantillon AZ-16 de cette unité d'une façon continue. Elles passent brutalement de 0.13% à une valeur maximale de 6.32 %.

La sépiolite est toujours présente mais avec une moyenne faible de 0,55%. La valeur minimale dans cette unité est de 0,28% au niveau n° 12 (échantillon AZ-49), cependant sa valeur maximale est de 1,19% au niveau n°13(échantillon AZ-16). La forme des pics de ce minéral est aigue, ce qui donne une idée sur le bon état de la cristallinité.

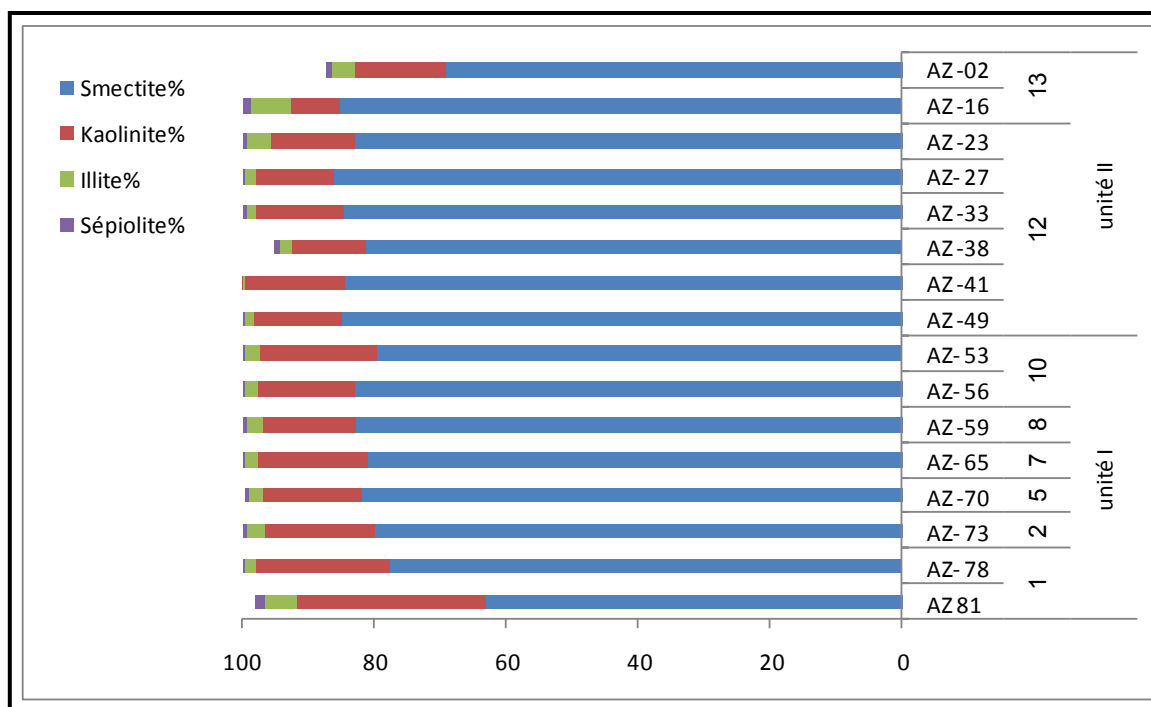


Figure. IV.33 : Diagramme de la répartition des minéraux argileux.

Dans les niveaux (01-12-13), on remarque l'apparition de pics parasites, qui ne peuvent pas être présents dans des lames orientées pour la fraction argileuse. Ces pics sont les représentants d'un pourcentage important de la calcite, qui apparaît généralement dans les lames préparées pour la roche totale (fig.IV.34)

Cette remarque peut être expliquée soit par une mauvaise préparation des lames orientées (mauvaise attaque avec l'acide chlorhydrique), soit par la présence d'un pourcentage important de la calcite dans les niveaux cités précédemment. La deuxième proposition est la plus acceptable car le calcul des pourcentages des carbonates sur toute la terrasse prouve que les carbonates constituent 90% de la composition de ces formations.

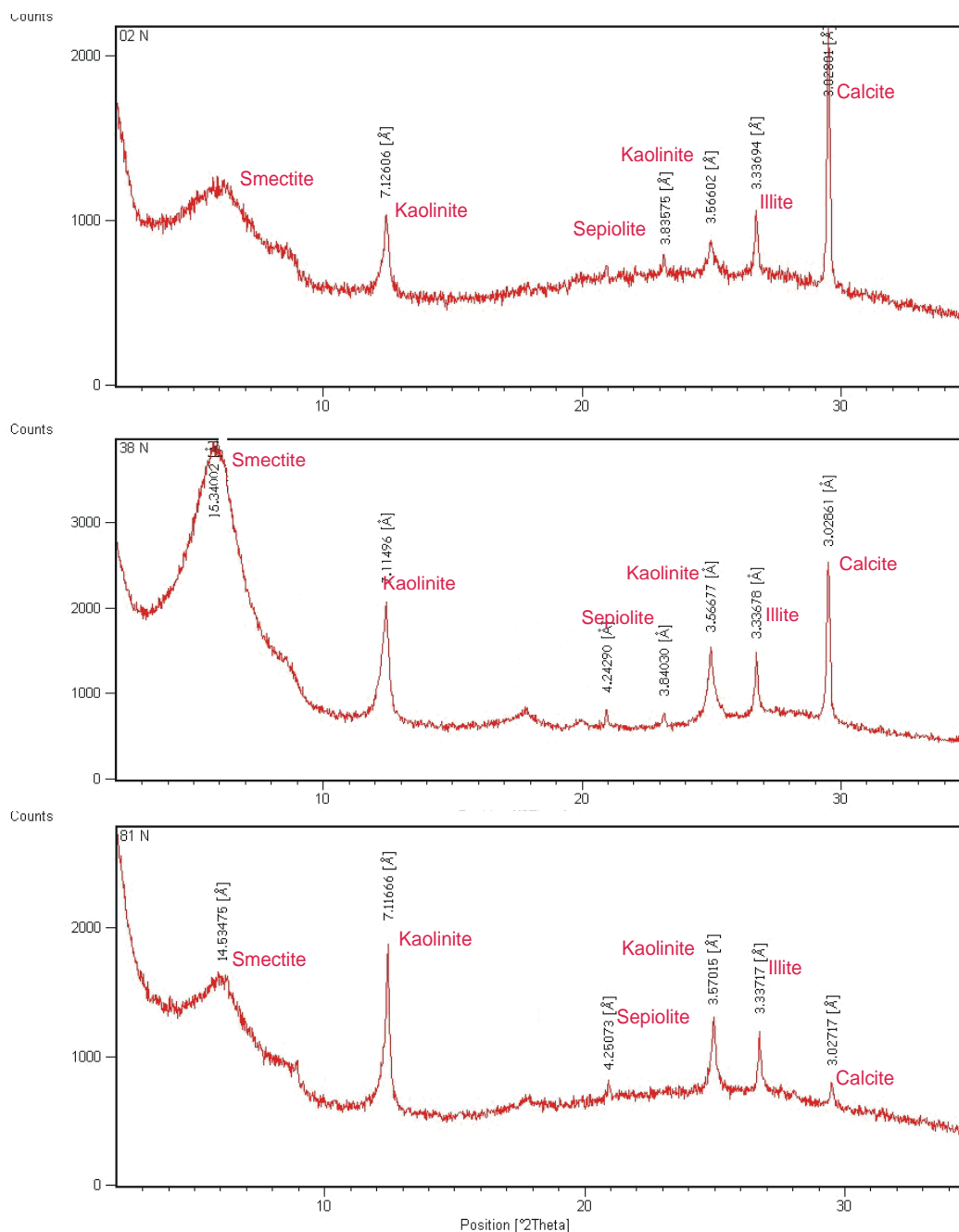


Fig.IV.34 : les diffractogrammes de XRD des niveaux (01-12-13).

L'origine et les conditions de formation des argiles sont diverses. Ainsi, l'illite se forme sous des climats froids et /ou secs (Millot, 1964). Elle provient de l'altération des roches silicatées.

La smectite se forme en grande quantité sous l'action d'un climat chaud caractérisé par une alternance de phases humides et sèches (Chameley, 1974).

La kaolinite est la plus abondante sous un climat chaud et humide, le ruissellement ou le drainage assure ainsi l'évacuation des ions. Ce type d'argile provient dans une large mesure des sols quaternaires développés sous le climat africain.

L'ensemble illite et kaolinite est un bon marqueur des apports éoliens, alors que l'augmentation de la smectite montre l'action de l'altération locale.

En milieu fluviatile, l'étude des particules en suspension a démontré l'existence d'un parallélisme entre la minéralogie des particules fluviatiles et celle des bassins versants. Cependant, la composition minéralogique des sols et roches du bassin versant n'est pas le seul paramètre qui contrôle la composition minéralogique. Les conditions topographiques, le climat et la taille des particules influencent également la nature et la quantité des apports particuliers. Ainsi pour la taille, couramment, on observe un enrichissement rapide de la fraction argileuse, au détriment des fractions plus grossières, à mesure que l'on s'éloigne de la source des minéraux, si bien que les argiles constituent les principaux minéraux des fractions particulières transportées.

Les travaux de Paquet et al. 1984 ont montré que la nature des matériaux argileux transportés par des processus éoliens est contrôlée par la composition minéralogique de la région source. L'importance de la source sur la minéralogie tend à disparaître à mesure que l'on s'en éloigne. La diversité des argiles transportées par les vents est importante mais globalement, l'illite est le minéral le plus représenté.

Le climat intervient sur le degré d'altération des roches et sols des bassins versants. Ainsi l'illite est le minéral argileux qui prédomine dans les rivières, dans les régions montagneuses ou arides. La kaolinite se retrouve majoritairement dans les fleuves des zones tropicales. Enfin, les smectite sont caractéristiques des régions tropicales et subtropicales.

3.4. Conclusion.

L'association des minéraux argileux est constituée de smectite, kaolinite, illite et de sépiolite sur toute la terrasse fluviatile d'oued Zeïet. La smectite est en général le minéral dominant. L'absence de variation des espèces minérales dans toute la série stratigraphique et leur état de cristallinité nous indiquent qu'il s'agit de minéraux argileux hérités.

La smectite présente dans le niveau 12, de couleur noirâtre, riche en matière organique, est formée dans un milieu confiné pauvre en oxygène (drainage nul).

4. Etude des propriétés magnétiques des sédiments :

4.1. Introduction

Les minéraux magnétiques sont largement utilisés pour l'étude des sédiments et pour caractériser leur histoire (érosion, altération et évolution) (Thompson et *al.* 1975 ; Dearing et Flower, 1982). Les paramètres magnétiques ont également été appliqués avec succès à l'étude paléoenvironnementale, en incluant la détection des foyers (Rummary, 1983), les changements climatiques et la pédogenèse (Zhou et *al.*, 1990 ; Maher et Thompson, 1992).

La susceptibilité magnétique (χ) décrit la réponse magnétique d'un échantillon exposé à un champ magnétique faible. L'aimantation induite est réversible, donc pas de rémanence acquise. χ est fonction de la concentration et de la minéralogie des grains ferrimagnétiques (magnétite, maghémite et sulfures de fer). Elle peut aussi être influencée par l'intensité du champ appliqué et par la distribution de la taille des grains magnétiques. En absence de grains ferrimagnétiques, χ peut varier en fonction d'autres minéraux, antiferromagnétiques (hématite et goethite), paramagnétiques (silicates de fer) ou diamagnétiques (quartz et calcite). La susceptibilité magnétique est mesurée dans un champ alternatif à basse ou à haute fréquence (470 Hz et 4.7 kHz). La dépendance en fréquence de la susceptibilité magnétique (χ_{fd}) est calculée selon la formule suivante [$\chi_{fd} \% = ((\chi_{0.46} - \chi_{4.7}) / (\chi_{4.7})) \times 100$] (Dearing et *al.*, 1996 ; Mullins, 1973).

Les fortes valeurs de χ_{fd} révèlent la présence de grains ultrafins métastables. Cela concerne les grains superparamagnétiques (SP) et ceux qui forment la limite avec les grains stable mono-domaine (SMD) [Eyre, 1997 ; Worm, 1998]. Pour la magnétite cette limite se trouve entre 0.02 et 0.03 μm . (Dunlop, 1973). Ces grains ultrafins sont toujours le résultat de la pédogenèse. ARI_s (Aimantation Rémanente Isotherme de saturation) est l'aimantation rémanente acquise par l'échantillon après avoir. Le rapport ARA/ARI_s est utilisé pour estimer la concentration de grains magnétiques de taille MD (entre 0.01 et 0.1 μm) [Hunt et *al.* 1995].

Nous proposons dans cette étude de réaliser une description exhaustive des propriétés magnétiques des sédiments de la terrasse. Trois objectifs sont visés. Il s'agira :1) de préciser la stratigraphie (Djerrab et *al.*, 2008-c et d). En effet les méthodes magnétiques permettent de révéler des variations, notamment dans le mode de dépôt, qui ne sont pas nécessairement détectables, 2) d'affiner les interprétations paléoclimatiques fournies par les études

sédimentologiques et enfin 3) de valider la présence de foyers et des zones riches en matière organique.

4.2. Résultats Et Interprétation

81 échantillons ont été prélevés sur la coupe stratigraphique (fig.IV.1) et ont fait l'objet de plusieurs analyses magnétiques.

4.2.1. Unité Stratigraphique I

Les valeurs de la susceptibilité magnétique massique (χ_{bf}) de l'unité I (niveau 1) varient entre 11 et $13 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Fig.IV.35.A). Les sédiments sont de couleur ocre blanchâtre et ocre claire, riches en limon et en sable fin. La concentration en grains magnétiques dans ce niveau est très faible.

Les valeurs de la dépendance en fréquence de la susceptibilité magnétique (χ_{fd}) sont faibles tout le long du remplissage (7 à 9.3%), excepté dans les niveaux riches en matière organique de l'unité stratigraphique II (Fig.IV.35.B). Les très faibles valeurs (entre 3 et 5%) concernent plus particulièrement les niveaux à éboulis pauvres en éléments fins. Les grains magnétiques présents dans cette coupe sont de taille poly-domaine (PD) et mono-domaine (MD). Les grains ultrafins (superparamagnétiques « SP ») sont absents dans les niveaux à éboulis et présents en très faible quantité dans les autres niveaux.

Les courbes de l'Aimantation Rémanente Isotherme à saturation (ARI_s) et de l'Aimantation Rémanente Anhystérétique (ARA) ont une allure proche à celle de χ_{bf} , et révèlent la présence d'un faible pourcentage en grains magnétiques (Fig.IV.35.C et D).

Les valeurs de S- $_{100\text{mT}}$ -ratio (ARI_{100}/ARI_s) sont inférieures à 0.8 (Fig. IV.36.A), ce qui signifie que les grains magnétiques présents ne saturent pas à 100 % à 100 mT. Le S- $_{300\text{mT}}$ -ratio ($ARI_{300\text{mT}}/ARI_s$) présente varie entre 0,8 et 0,95 (Fig. IV.36.B). Les faibles valeurs concernent les niveaux limoneux. Les valeurs des niveaux riches en argile se proches de 1, et pourraient être dues à la présence de grains magnétiques de faible et moyen champ coercitif.

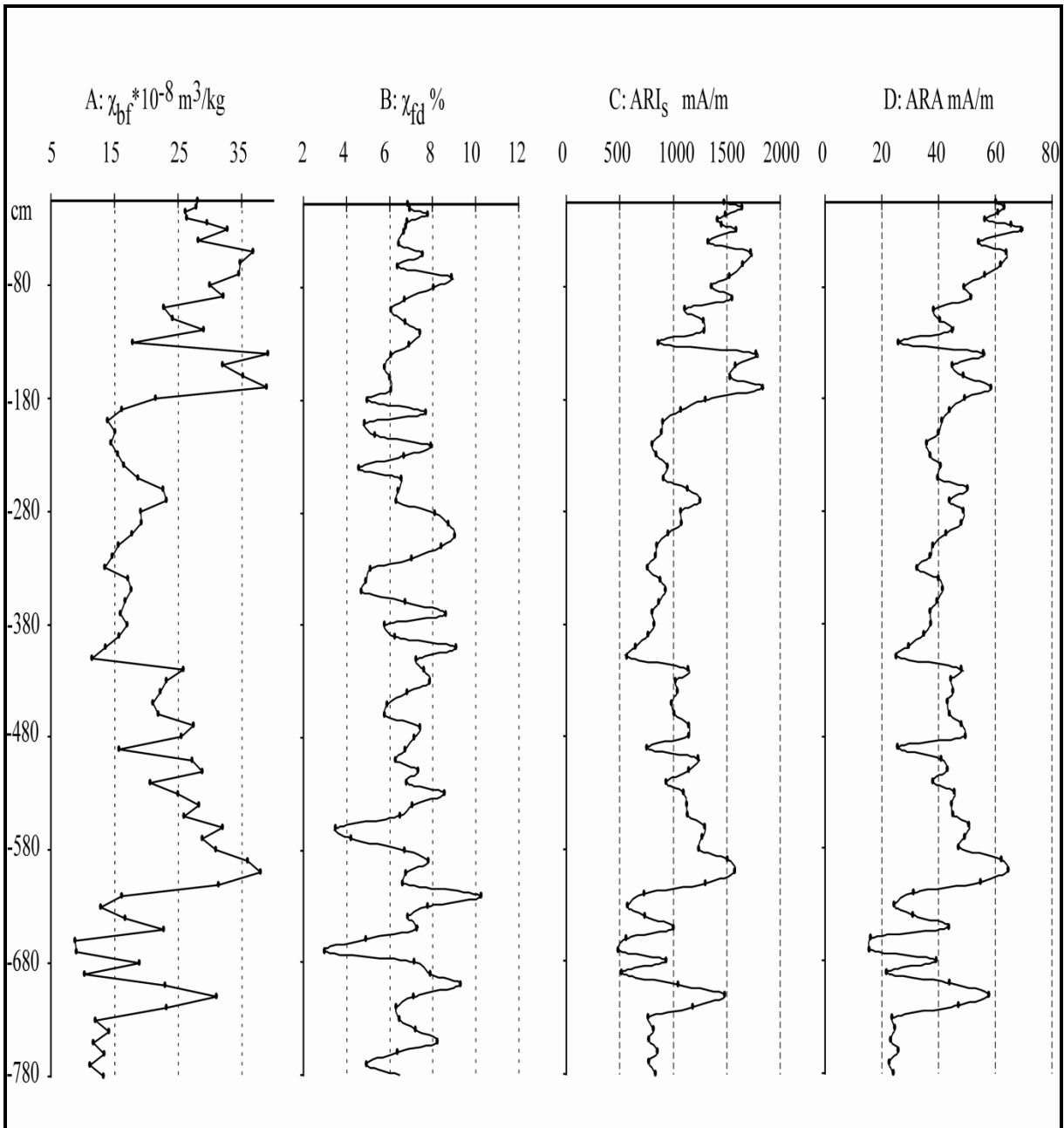


Fig.IV.35 : Mesures des paramètres magnétiques A : Susceptibilité magnétique massique à basse fréquence ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$), B : Dépendance en fréquence de la susceptibilité magnétique (%), C : Aimantation Rémanente Isotherme à saturation (mA/m), D : Aimantation rémanente anhystérétique (mA/m).

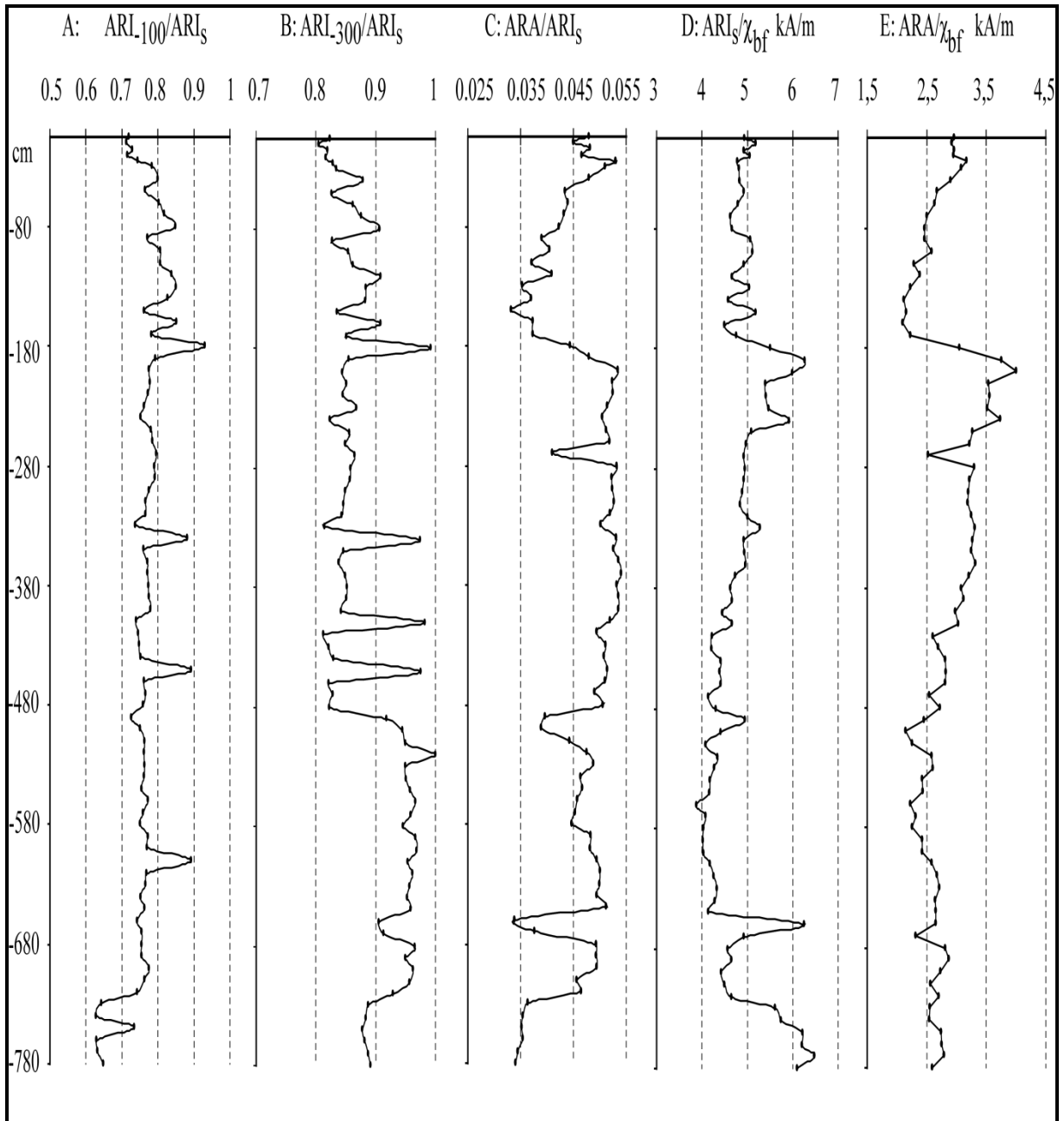


Fig. IV.36 : Mesures des paramètres magnétiques : **A :** Rapport de $ARI_{100\text{ mT}}$ et de l' $ARI_{1000\text{ mT}}$, **B :** Rapport de $ARI_{300\text{ mT}}$ et de l' $ARI_{1000\text{ mT}}$, **C :** Rapport de l'ARA et de l' ARI_s , **D :** rapport de l' ARI_s et de χ_{bf} , **E :** rapport de l'ARA et de χ_{bf} .

Le rapport ARA/ARI_s (Fig. IV.36.C) donne de faibles valeurs dans les niveaux limoneux et des valeurs relativement fortes dans le niveau argileux, à l'inverse du rapport ARI_s/χ_{bf} (Fig. IV.36.D). Ces deux rapports sont employés comme indicateurs de la taille des grains de magnétite. Les grains de petite taille donnent de hautes valeurs de l'ARA parce qu'ils sont très

efficaces pendant l'acquisition de la rémanence (Maher 1988, Dunlop 1995). Cependant, l'abondance de grains SP se manifeste par de faibles valeurs du rapport ARI_s/χ_{bf} . En conclusion, le niveau riche en argile présente un pourcentage non négligeable en grains MD et SP, alors que dans les niveaux limoneux, les grains PD dominent.

Les valeurs du rapport ARA/χ_{bf} (Fig. IV.36 .E) varient d'une façon identique (entre 2.5 et 3 kA/m), ce qui prouve que ces deux paramètres sont contrôlés par les grains de taille PD et MD.

L'analyse de la courbe d'acquisition de l'ARI donne des informations sur la distribution des composantes magnétiques des échantillons et indique à quel champ magnétique l'échantillon a acquis sa rémanence (Mooney et al., 2002). Chaque spectre peut être ajusté par l'utilisation de la distribution du log Gaussien cumulatif (CLG) (Robertson et France, 1994; Stockhausen, 1998). Chaque composante magnétique est décrite par son aimantation à saturation (ARI_s), à l'aide du paramètre $B_{1/2}$, qui est le champ magnétique pour lequel la moitié de l' ARI_s est atteinte, et enfin à l'aide du paramètre DP, représentant la dispersion de la distribution (Robertson et France, 1994; Kruiver et al., 2001 ; 2003).

L'analyse de la courbe d'acquisition de l'ARI de l'échantillon AZ-78 (Fig. IV.40. I et J), prélevé à -750 cm, montre la présence de trois composantes magnétiques. La 1^{ère} composante contribue à 41 % de la valeur de l'ARI et présente un champ coercitif de 23.8 mT. Cette composante est portée par les grains de magnétite de taille PD de propriétés magnétiques douces. La 2^{ème} présente un champ coercitif légèrement plus fort (48.8 mT) et contribue à 31 % de la valeur de l'ARI. Cette dernière est vraisemblablement portée par les grains de magnétite de taille MD. Quant à la 3^{ème} composante, elle présente un champ coercitif fort (478.6 mT) et contribue à 28%, elle est probablement portée par les grains d'hématite et de goéthite de fort champ coercitif et qui présentent des propriétés magnétiques dures. A cause de la présence de ces derniers, cet échantillon ne sature pas même en présence d'un champ magnétique fort.

Le graphe de la susceptibilité magnétique en fonction de la température de l'échantillon AZ-78 (Fig. IV.41), montre une légère diminution des valeurs de k à partir de 300 °C, ce qui pourrait être due soit à la décomposition de la maghémite en hématite pendant le traitement thermique (Necula et al. 2005), soit à la transformation des sulfures de fer (pyrrhotite ou greigite). Le point de Curie de la magnétite (580 °C) est marqué par une chute totale des valeurs

de k. La quasi absence de point d'inflexion entre 300 et 450 °C, suggère généralement un très faible pourcentage de maghémite (Deng et *al.*, 2000).

L'échantillon montre un pic à partir de 450 C° qui correspond soit au pic de Hopkinson, soit à la réduction de l'hématite de faible signal magnétique en magnétite de fort signal magnétique, soit à l'oxydation de la pyrite en magnétite, maghémite et finalement en hématite (Garming et *al.*, 2005). La présence de ce pic montre que la phase magnétique est dominée par les grains de taille MD et PMD (DENG et al. 2000). L'hématite est aussi présente dans les sédiments. La contribution de ce minéral aux valeurs de la susceptibilité magnétique n'est pas significative, et la susceptibilité magnétique en fonction de la température ne permet pas de détecter la présence de ce dernier.

Maher (1998) et Geiss et *al.* (2004) ont montré que les grains magnétiques issus de la pédogenèse sont dominés par ceux de taille MD ($0.01 < 0.1 \mu\text{m}$) et SP ($d < 0.01 \text{ mm}$) de magnétite et de maghémite. L'hématite et la goethite peuvent être aussi formées pendant la pédogenèse et leur abondance sera fonction des conditions climatiques (périodes humides et sèches).

En conclusion, cette unité stratigraphique présente un faible pourcentage en grains magnétiques. Les valeurs des différents paramètres magnétiques sont généralement très faibles. Les grains magnétiques de cette unité ne saturent pas et présentent un champ coercitif fort dans les niveaux. Les sédiments sont très pauvres en grains magnétiques de taille MD et SP, et ne présentent aucune trace de pédogenèse. Du fait des très faibles valeurs de l'ARA et du rapport ARA/ARI_s , qui sont très sensibles au niveau des précipitations (Geiss et Zanner 2006), il est légitime de supposer que les sédiments de cette unité stratigraphique se sont formés pendant un climat sec et que les sédiments ont été déposés par le vent.

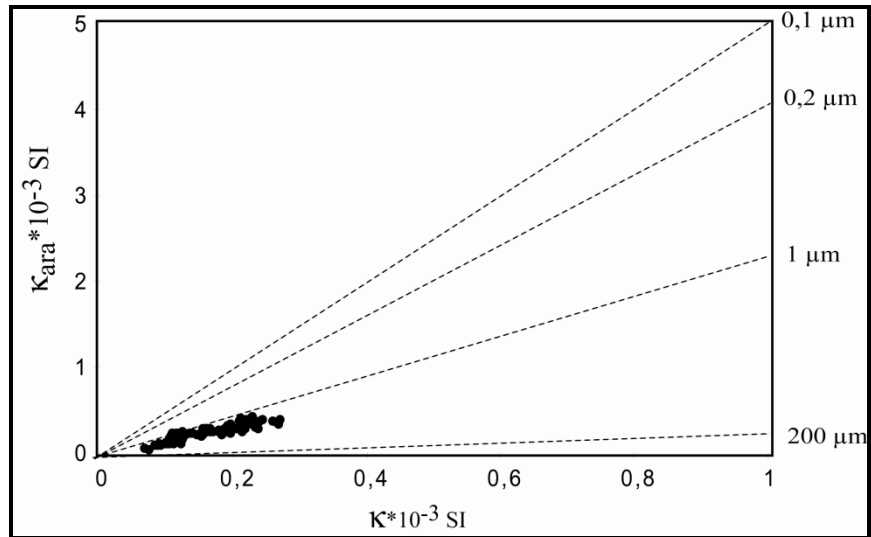


Fig.IV.37 : Diagramme bi-logarithmique de la susceptibilité anhystérique $\kappa_{ara} \cdot 10^{-3}$ en fonction de la susceptibilité magnétique $\kappa_{bf} \cdot 10^{-3}$ (King et al, 1982).

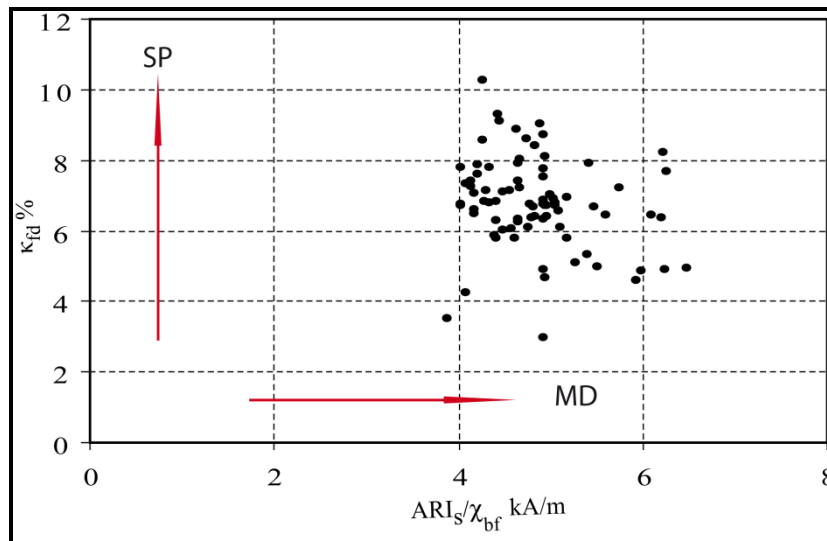


Fig.IV.38 : κ_{bf} fonction de ARI_s / χ_{bf} .

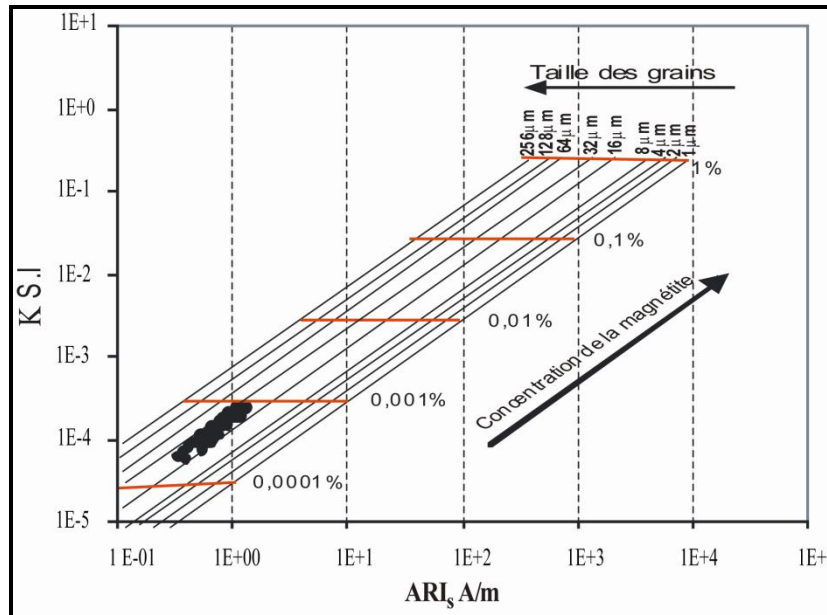


Fig. IV.39 : Diagramme bilogarithmique de la susceptibilité magnétique (κ S.I) fonction de l'Aimantation Rémanente Isotherme à saturation (ARI_s , A/m).

4.2.2. Unité Stratigraphique II :

Cette unité concerne toute la partie médiane et supérieure de la coupe stratigraphique. Les valeurs des différents paramètres magnétiques y sont plus élevées, plus particulièrement dans les niveaux riches en grains magnétiques (de couleur brun clair). Les valeurs de χ_{bf} (Fig.IV.35 .A) augmentent dans les niveaux riches en matière organique (18 à $40 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) [Niveaux 2, 10 et 13] et diminuent dans les niveaux caillouteux (11 à $16 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$) [Niveaux 3, 5, 7, 9 et 11]. Cependant, cette subdivision n'est pas toujours évidente à cause de problème d'infiltration. Il arrive parfois que les niveaux caillouteux aient été enrichis en matière fine du fait de l'infiltration par l'intermédiaire des eaux interstitielles.

Les valeurs de χ_{fd} (Fig.IV.35 .B) varient aléatoirement entre 5 et 9% ne permettent pas de confirmer la subdivision observée à l'œil nu. Ces valeurs affirment la présence d'un fort pourcentage de grains magnétiques de taille PD et MD. Les grains SP sont minoritaires. Les valeurs de $\chi_{fd} > 6\%$ témoignent de la présence de grains dont la taille est $< \sim 20 \text{ nm}$ (Bean et Livingston, 1959 ; Dunlop, 1981 ; Maher, 1988 ; Dearing et *al.* 1996).

Comme pour l'unité I, les courbes des deux paramètres ARI_s (Fig.IV.35 .C) et ARA (Fig.IV.35 .D) sont d'une allure semblable à celle de χ_{bf} . Cette ressemblance pourrait être s'expliquée par l'abondance de grains de taille PD et MD.

Les valeurs de $S_{-100\text{mT}}$ -ratio sont inférieures à 0.85 (Fig.IV.36.A) excepté dans 4 petits niveaux où elles sont comprises entre 0.85 et 0.93, ce qui signifie que les grains magnétiques présents ne saturent pas à 100 % à 100 mT. Le $S_{-300\text{mT}}$ -ratio est compris entre 0,81 et 1 (Fig.IV.36.B). Les faibles valeurs concernent les niveaux caillouteux riches en matière diamagnétique. Au contraire, les fortes valeurs concernent les niveaux riches en matière organique et pourraient être dues à la présence de grains magnétiques de faible et moyen champ coercitif (magnétite et maghémite).

Le rapport ARA/ARI_s (Fig.IV.36.C) diminue tout d'abord progressivement du sommet jusqu'à -170 cm (entre 0.05 et 0.033), puis augmente ensuite avec des valeurs oscillant entre 0.045 et 0.055, excepté dans les niveaux caillouteux où les valeurs peuvent atteindre 0.033. Les fortes valeurs de ce rapport révèlent la dominance de grains de taille MD (niveaux 13, 10, 8, 4 et 2). La forte interaction de grains ferrimagnétiques de magnétite (les grains sont attachés ensemble et forment une chaîne), de taille MD (~30-50 nm), produits par « magnetotactic bacteria » donnent de fortes valeurs de l'ARA. De fortes valeurs de ce rapport sont également observées pour les grains fins MD, qui ne sont pas connectés ensemble et présents dans les sols (Özdemir and Banerjee, 1982 ; Maher, 1988 ; Maher et al., 1999) engendrent des valeurs modérées d'ARA. Cependant, en présence de grains PD, les valeurs d'ARA sont très faibles (Dankers, 1978).

Les valeurs du rapport ARI_s/χ_{bf} (Fig.IV.36.D) augmentent progressivement de la base de la coupe jusqu'à -190 cm (de 3.8 kA/m jusqu'à 6.25 kA/m). Ensuite, à partir de -195 cm, elles diminuent pour se stabiliser aux alentours de 4.9 kA/m. Les faibles valeurs de ce rapport (< à 4 kA/m) indiquent la dominance de magnétite. Au contraire, l'augmentation des valeurs de ce rapport pourrait indiquer la présence de grains de fort champ coercitif. Cependant, les valeurs du rapport ARA/χ_{bf} (Fig.IV.36.E) évolue d'une façon presque identique à celles du rapport ARI_s/χ_{bf} , et révèlent l'augmentation du pourcentage de grains magnétiques de taille MD progressivement de la base jusqu'à -190 cm (de 2.5 kA/m jusqu'à 4 kA/m). Puis, les valeurs de ce rapport chutent entre -185 cm et le sommet. La diminution des valeurs de ce rapport se traduit par un très faible pourcentage de grains de taille MD.

L'analyse des courbes d'acquisition de l'ARI des échantillons AZ-21, AZ-37, AZ-48 et AZ-64 (Fig. IV.40 A, B, C, D, F, G et H), prélevés respectivement à -180 cm, -340cm, -450 cm

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATION

et -610 cm montrent en général la présence de trois composantes magnétiques. La 1^{ère} composante de faible champ coercitif (entre 8 et 20 mT) est portée par les grains de taille PD de magnétite. La 2^{ème} composante, de moyen champ coercitif (entre 28 et 58 mT), est portée par les grains de taille MD de magnétite ; et 3^{ème} composante se caractérise par un champ coercitif fort (entre 179 et 446 mT) et concerne tout particulièrement les grains d'hématite et de goethite. Les valeurs de S-ratio $((1-IRM-0.3T/IRM1T)/2)$ se rapprochent de 0.95 pour les échantillons AZ-21, AZ-37 et AZ-48, et avoisinent 0.8 pour l'échantillon AZ-64, de même pour l'échantillon AZ-78 de l'unité I.

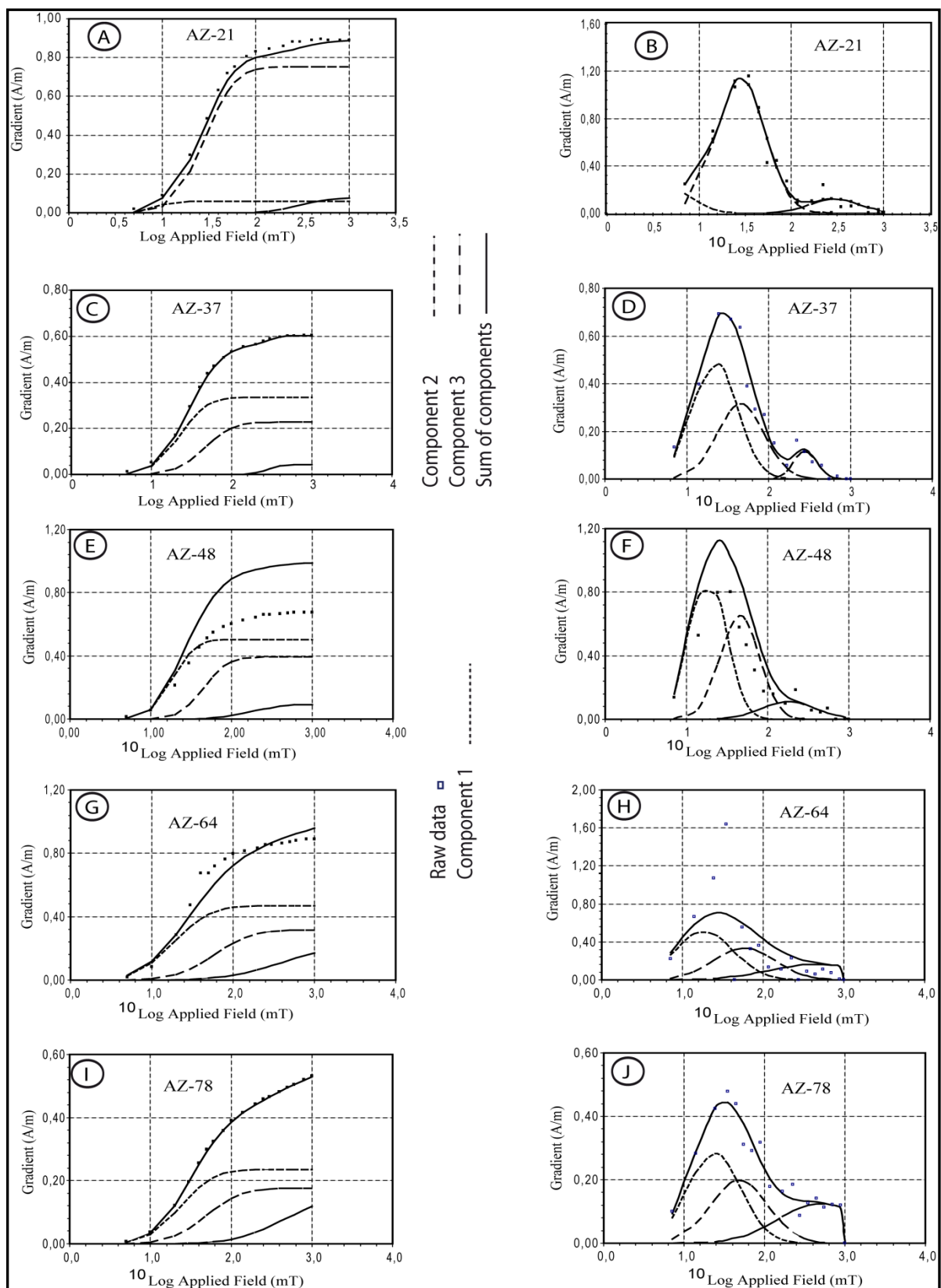


Fig. IV.40 : Logs de la distribution gaussienne cumulative (DGC) ajustés au gradient de l'acquisition de l'ARI.

Les graphes de la susceptibilité magnétique en fonction de la température des échantillons AZ-5 et AZ-39 (Fig. IV.41), prélevés respectivement à -25 cm et à -360 cm, évoluent d'une façon identique à celui de l'échantillon AZ-78, bien qu'une légère augmentation des valeurs de κ soit observée à partir de 200 °C, qui pourrait être due à la décomposition de la goethite en magnétite. La diminution des valeurs de k entre de 300 °C et 400 °C est probablement le résultat de la décomposition de la maghémite en hématite pendant le traitement thermique (Necula *et al.*, 2005 ; Florindo *et al.* 1999) ou la transformation des sulfures de fer (pyrrhotite ou greigite). Le point de Curie de la magnétite est marqué par une chute totale des valeurs de k .

Le pic de Hopkinson (effet des grains MD de magnétite) à partir de 450 °C (échantillon AZ-5) est plus important que ceux des autres échantillons. Pendant le refroidissement, les valeurs de k augmentent fortement au-delà du point de Curie de la magnétite. Ce phénomène indique la formation de nouveaux minéraux de magnétite pendant la chauffe. L'effet de Hopkinson se manifeste par un pic étendu entre 450 et 550 °C (Deng *et al.*, 2001, Djerrab *et al.*, 2010-b).

La représentation graphique bi-logarithmique de Thompson *et al.* (1986) [Fig. IV.39], qui représente la taille et la concentration de grains de magnétite de l'ensemble des échantillons, montre que les formations quaternaires d'Ain Zerga sont pauvres en magnétite. La concentration de la magnétite varie entre 0.0001 et 0.001 %. La taille des grains de magnétite est comprise entre 16 et 32 μm .

Le diagramme de King *et al.*, 1982 (Fig.IV.37) a été appliqué à l'ensemble des échantillons. Ce diagramme confirme les résultats obtenus par le diagramme de Thompson *et al.*, et atteste la dominance de grains de magnétite PD (taille comprise entre 1 et 20 μm).

Enfin, le diagramme de χ_{fd} en fonction ARI_s/χ_{bf} (Fig.IV.38) confirme le faible pourcentage de grains de taille SP et l'abondance de ceux de taille PD.

La présence de couches de couleur sombre, *a priori* riches en matière organique et en smectite, et pauvres en grains magnétiques de taille très fine (SP), d'origine secondaire, indique un sol isohumique à accumulation brutale à caractère hydromorphe. Ces sols se trouvent en bas de pente, dans les fonds de vallées, sur les terrasses. Leur position leur permet de recevoir plus d'eau que les sols environnants. Ce style de pédogenèse s'est produit à différentes périodes du Quaternaire. Au contraire les niveaux de couleur claire présentent à la fois de valeurs plus élevées

de différents paramètres magnétiques et un pourcentage important de grains fins (MD et SP) et des traces d'activité biologique.

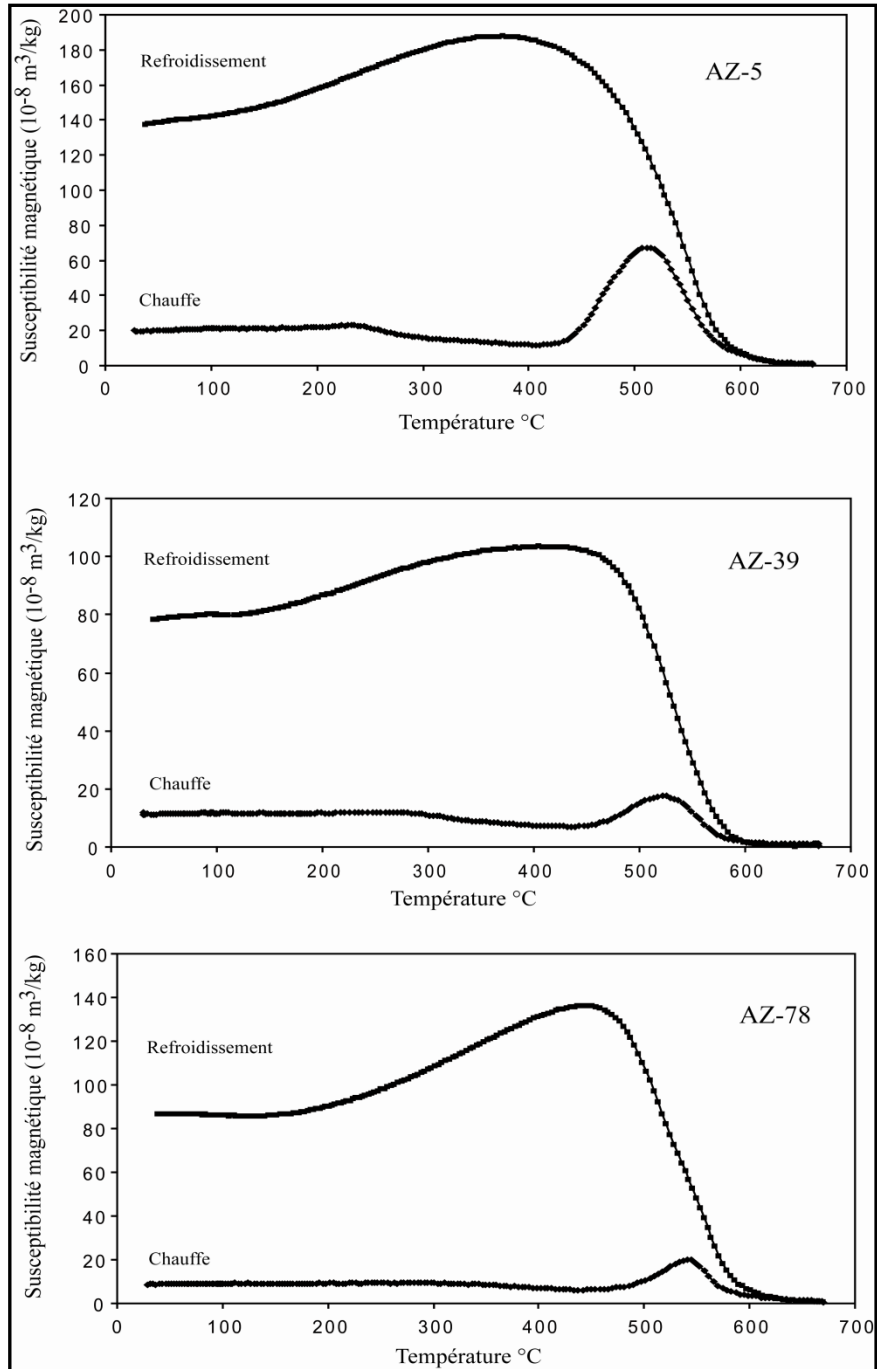


Fig. IV.41 : Courbes de la susceptibilité magnétique en fonction de la température des échantillons Az-5, Az-39 et Az-78.

En conclusion, du fait de la hausse observée des différents paramètres magnétique, la concentration de grains magnétiques de cette unité semble plus importante que celle de l'unité I. La distribution de la taille des grains sur le plan vertical est marquée par ; 1- grains de taille PD omniprésents dans tous les niveaux, 2- légère augmentation des grains de taille SP à la base de l'unité II, 3- grains de taille MD abondants dans les niveaux 13 et 10. Au contraire de l'unité I, l'unité II a subi une pédogenèse qui varie d'intensité d'un niveau à un autre en fonction des conditions climatiques, de la matière organique, du mode de transport et de la distance parcourue, de la nature de roche mère, de la bactérie, du pH et des conditions d'oxydo-réduction. En général, la pédogenèse est faible tout le long de la coupe (faible pourcentage de grains SP. Les deux rapports ARI_s/χ_{bf} et ARA/χ_{bf} évoluent souvent dans le sens contraire (unité II), ce qui se traduit par le fait que les périodes pluviales (fortes précipitations) ne sont pas forcément accompagnées par une forte pédogenèse (niveaux 12, 10 et 2). Cette partie du remplissage date de l'Holocène (partie supérieure) et probablement du Pléistocène supérieur et moyen (partie inférieure), ce qui est confirmé par la présence d'un niveau riche en outils archéologiques appartenant soit à la civilisation atérienne, soit à la civilisation moustérienne

4.3. CONCLUSION

Cette étude a permis de mettre en évidence deux grandes unités stratigraphiques.

L'unité stratigraphique I:

Occupe la partie inférieure du remplissage et est caractérisée par de faibles valeurs des différents paramètres magnétiques. Les grains magnétiques de taille très fine sont quasi absents et la pédogenèse est nulle. Les sédiments sont de nature sablo-limoneuse et ont été apportés par le vent pendant une période sèche. Les valeurs de l'ARA et de ARA/ARI_s sont fortes et témoignent de précipitations importantes. On peut déduire des faibles valeurs de χ_{fd} et du rapport ARI_s/χ_{bf} que, malgré ces précipitations importantes, la pédogenèse n'a pas été active. Les grains magnétiques sont de fort champ coercitif et ne saturent pas en présence d'un champ magnétique de 1 T (ces grains n'ont pas subi une évolution géochimique significative post-dépositionnelle).

L'unité stratigraphique II :

Comporte une succession de niveaux à fraction fine intercalés avec des niveaux caillouteux. Les valeurs des différents paramètres magnétiques connaissent une augmentation significative et plus particulièrement dans les niveaux riches en fraction fine. A l'inverse de

l'unité I, on signale une activité biologique importante et une pédogenèse de faible intensité (présence de matière organique et d'un pourcentage plus important en grains SP d'origine pédologique). Les oxydes de fer présents sont essentiellement la magnétite de taille PD, l'hématite et la goethite. La maghémite est presque quasi absente (absence de points d'inflexion entre 300 et 450 °C pendant le traitement thermique) : la pédogenèse a donc probablement été très limitée.

Sous un climat peu humide, la décomposition des oxydes de fer dans les sols favorise la formation d'un pourcentage élevé d'hématite et de peu de grains ferrimagnétiques (Maher et *al*, 2003).

La couleur noirâtre des sédiments est le résultat de la décomposition de la matière organique dans un milieu réducteur, pauvre en oxygène et asphyxié d'eau. Ce milieu a favorisé la formation de sulfures de fer (la présence de ces derniers est attestée par l'augmentation des valeurs de χ_{bf} entre 450 et 550 °C). Les grains magnétiques présents sont composés de magnétite de taille MD et PD, d'hématite, de goethite et d'un très faible pourcentage de maghémite.

CHAPITRE V :
CONCLUSION
GENERALE

CONCLUSION GENERALE

En milieu continental, les reconstitutions paléoenvironnementales sont souvent basées sur des analyses sédimentologiques, lithostratigraphiques, palynologiques des séries sédimentaires rencontrées, souvent d'une grande épaisseur. Nos travaux n'ont porté ni sur palynologie ni sur la lithostratigraphie à des fins de reconstitution paléoclimatique. Nos recherches ont essentiellement utilisé des résultats sédimentologique, minéralogique et magnétique.

Aucune reconstitution paléoenvironnementale terrestre globale n'était connue à ce jour pour le Pléistocène moyen et supérieur ainsi que pour le début de l'Holocène en Algérie. Mais un paléoenvironnement n'est complet que si sont précisés le climat, la géomorphologie dont l'altérologie, la végétation et la faune.

Les paramètres obtenus à partir de tous les résultats permettent de subdiviser la terrasse de l'oued Zeïet en des unités climatostratigraphiques d'après l'interprétation des paramètres utilisés (la granulométrie, magnétisme des roches, la minéralogie des argiles).

D'après la granulométrie des sédiments analysés, on constate que la moyenne varie du sommet à la base de la terrasse. Trois ou quatre niveaux indiquent un enrichissement en éléments grossiers avec des valeurs importantes. La moyenne fluctue peu dans les autres niveaux et nous renseigne sur un enrichissement en fraction fine ($< 50 \mu\text{m}$). Les courbes de fréquence sont de type platykurtique à mésokurtique et parfois leptokurtique. Cette évolution indique le mauvais classement des sédiments analysés. Les valeurs de K_G sont négatives ou proches de zéro et montrent que l'étalement de la courbe se fait du côté de la fraction fine. Les valeurs du sorting index montrent que le classement est mauvais, très mauvais à extrêmement mauvais et par conséquent, elles relatent l'irrégularité du niveau énergétique de l'agent de transport.

La méthode développée par Passega, pour l'interprétation des données granulométriques et appliquée aux échantillons a permis de retrouver les principaux faciès granulométriques :

Les sables apparentés aux segments PQ et QR du diagramme de Passega se sont déposés par suspension gradée : définie comme étant un dépôt de chenaux fluviaux où la charge a dépassé la capacité de transport. La vitesse sur le fond était non négligeable.

-les sables transportés par suspension uniforme sont caractéristiques des milieux de faible énergie.

D'après la calcimétrie, on peut dire que les fortes teneurs en CaCO_3 , ne sont pas dues uniquement à l'augmentation de la température dans la région mais aussi aux faibles précipitations. On admet aussi que les sédiments ayant un taux élevé des carbonates reflètent des conditions interglaciaires caractérisées par des températures chaudes et une forte productivité primaire, à l'inverse les faibles taux traduisent des périodes glaciaires où le matériel terrigène dilue le signal de productivité.

L'observation morphoscopique des grains de quartz à la loupe binoculaire a permis de proposer une évolution plus ou moins importante, puisqu'ils sont souvent émoussés ou sub-émoussés. L'abondance de ces familles de grains de quartz induit un mode de transport aquatique (l'importance du remaniement fluvial). Les grains rond-mats indiquent une évolution éolienne.

L'exoscopie des grains de quartz montre que ces grains ont subi une évolution complexe avant leur épisode d'immobilisation dans la terrasse. De nombreux grains ont été transportés par les vents, cela est attesté par les «croissants» de choc à la surface du quartz. D'autres grains présentent les «V» de choc qui témoignent d'une mobilisation fluviale.

Les conditions climatiques ont été confortées par l'analyse par diffraction des rayons X des échantillons. L'identification des phases minérales (argileuses) des sédiments de la terrasse a été effectuée sur des préparations orientées (naturelle, saturée au glycol et chauffée jusqu'à 550°C). Les spectres de diffraction de rayons X ont été obtenus avec un diffractomètre équipé d'un tube en cuivre. Il révèle la présence de minéraux argileux tels l'illite, la kaolinite, la smectite.

D'après les propriétés magnétiques, on peut déduire que les sédiments de l'unité stratigraphique I se sont formés pendant un climat sec et que les sédiments ont été déposés par le vent. L'unité stratigraphique II comporte une succession de niveaux à fraction fine intercalés avec des niveaux caillouteux. Les valeurs des différents paramètres magnétiques connaissent une augmentation significative et plus particulièrement dans les niveaux riches en fraction fine. A l'inverse de l'unité I, on signale une activité biologique importante et une pédogenèse de faible intensité (présence de matière organique et d'un pourcentage plus important en grains SP d'origine pédologique). Les oxydes de fer présents sont essentiellement la magnétite de taille PD, l'hématite et la goéthite. La magnétite est presque quasi absente (absence de points d'inflexion entre 300 et 450°C pendant le traitement thermique) : la pédogenèse a donc probablement été très limitée. Sous un climat peu humide, la décomposition des oxydes de fer dans les sols favorise la

formation d'un pourcentage élevé d'hématite et de peu de grains ferrimagnétiques (Maher et *al.*, 2003).

ANNEXES

mois année	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Total annuel
1988	20,60	18,20	11,60	05,80	08,20	07,40	09,90	14,80	20,50	22,50	28,00	26,70	16,18
1989	22,20	15,50	13,40	10,70	05,40	07,20	11,50	13,70	18,20	20,90	25,60	28,10	16,03
1990	24,10	20,00	11,50	05,50	06,10	10,40	10,40	12,70	17,20	24,90	28,50	24,10	16,28
1991	21,80	16,70	10,50	05,50	09,50	06,80	11,80	10,90	14,20	21,90	26,30	25,60	15,13
1992	21,90	18,00	12,10	07,80	04,70	06,70	09,40	11,80	16,30	20,90	23,50	25,70	14,90
1993	22,30	16,10	11,10	07,70	05,20	05,60	08,70	13,90	19,20	24,80	26,70	27,10	15,70
1994	23,60	06,70	13,20	08,10	07,50	08,90	11,90	11,80	21,90	24,20	27,00	28,60	16,12
1995	21,10	16,30	11,30	09,80	05,70	10,30	09,20	12,70	20,10	22,90	27,10	24,60	15,93
1996	20,30	15,00	12,40	10,20	09,00	06,30	10,10	12,40	18,20	20,80	25,90	26,60	15,60
1997	22,00	17,60	10,50	06,90	08,80	09,20	09,70	13,50	18,50	25,30	26,50	26,70	16,27
1998	23,20	15,00	10,20	06,30	07,20	08,20	09,80	15,10	17,70	24,60	27,80	25,70	15,90
1999	23,60	19,20	11,10	07,10	07,10	05,80	10,20	14,90	22,10	25,80	26,20	28,90	16,83
2000	22,10	19,00	12,80	09,40	04,08	07,75	11,70	16,10	21,20	22,40	27,50	26,80	16,48
2001	22,30	21,10	11,80	06,80	08,00	07,50	15,60	14,00	19,60	25,00	26,20	27,10	17,27
2002	21,20	17,80	12,20	08,80	06,30	09,00	12,50	15,00	19,40	25,10	27,50	24,90	16,57
2003	21,50	19,60	12,30	07,00	06,90	06,10	10,00	14,10	18,90	25,20	28,50	27,40	16,52
2004	20,80	20,50	10,20	08,10	06,90	09,60	11,20	12,80	15,90	22,40	26,20	27,00	15,97
2005	21,60	17,80	12,10	06,50	04,50	04,90	11,20	14,20	21,10	23,70	28,50	25,90	16,00
2006	21,40	19,00	12,10	07,90	09,40	07,20	11,80	16,60	21,30	24,80	26,50	25,90	16,99
2007	22,00	17,60	10,50	06,90	08,80	09,20	09,70	13,50	18,50	25,30	26,50	26,70	16,27
Moyenne mensuelle	21,98	17,18	11,65	07,64	06,96	07,70	10,82	13,73	19,00	23,67	26,93	26,51	16,15

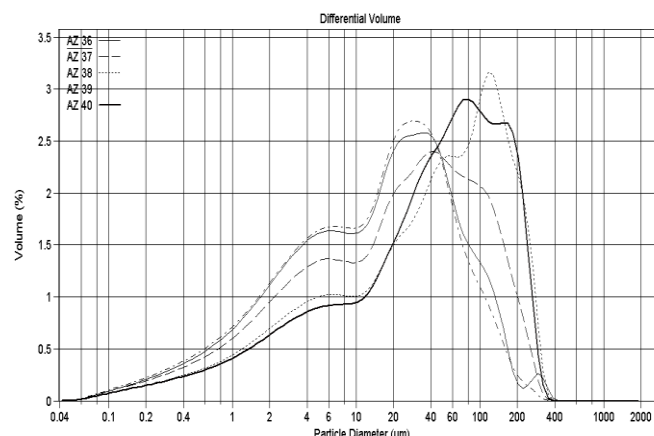
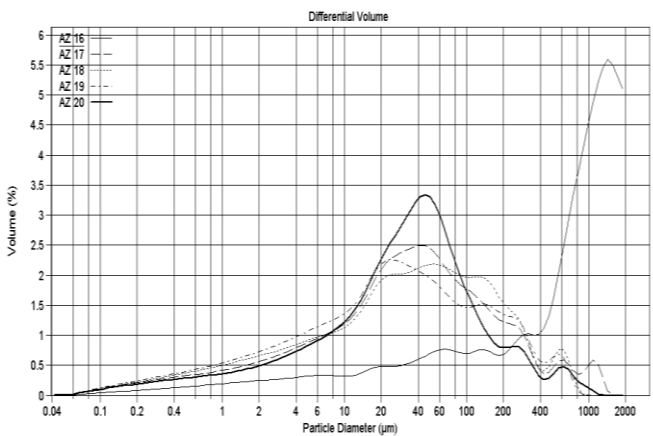
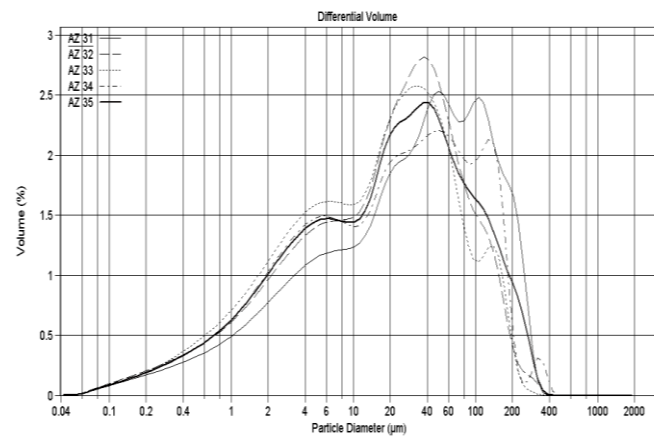
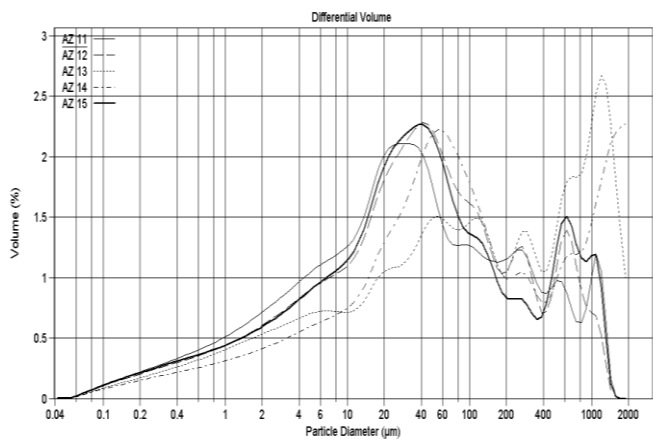
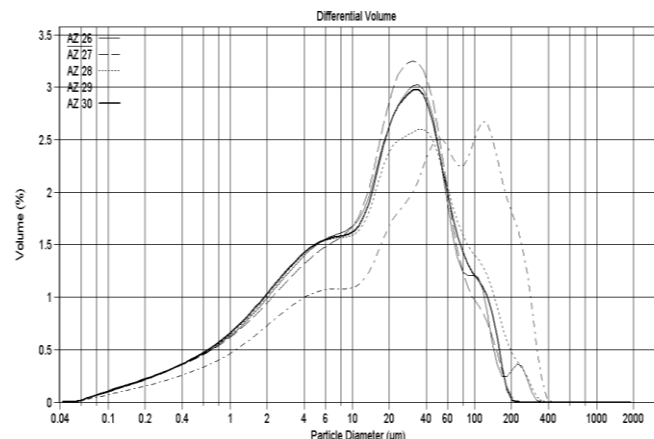
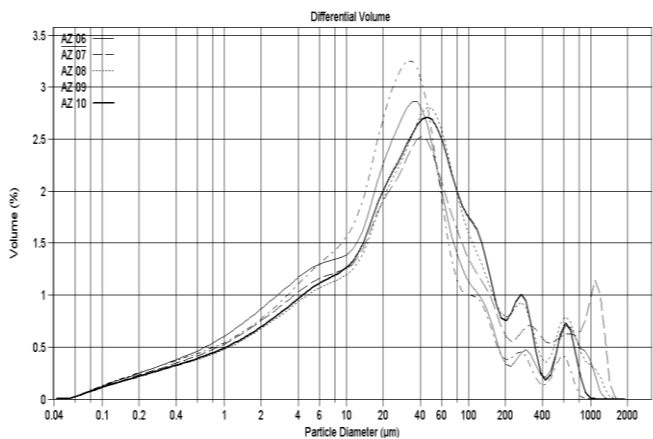
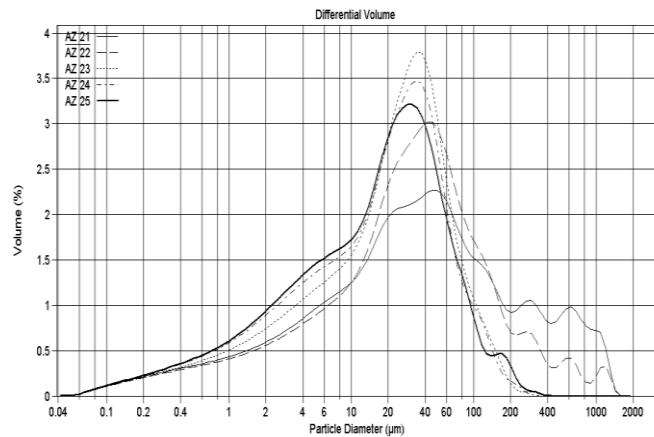
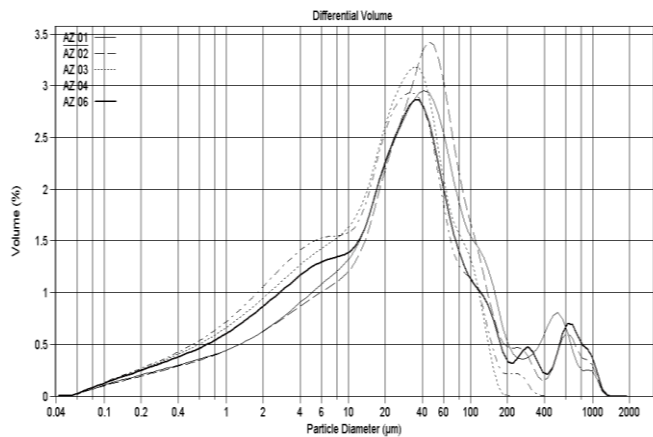
ANNEX I /Tableau des Température moyenne(c°) de la station de Tébessa.

mois année	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Total annuel
1988	19,30	19,10	49,00	41,10	09,90	01,90	13,90	17,10	05,20	63,00	19,40	47,70	306,6
1989	39,60	13,50	09,20	22,00	122,3	00,00	36,40	20,10	40,80	27,00	27,20	34,00	392,1
1990	40,20	03,80	91,50	96,90	31,20	31,10	120,0	53,60	34,00	34,90	12,50	17,50	567,2
1991	28,30	29,60	n_o	05,50	36,20	27,00	37,70	102,5	31,00	28,90	08,30	06,60	341,6
1992	12,30	34,30	104,5	07,70	02,00	15,50	16,00	02,50	55,50	13,00	01,00	n_o	264,3
1993	22,00	06,50	08,00	14,10	10,00	17,50	19,20	25,80	13,50	20,60	09,00	n_o	166,2
1994	n_o	n_o	00,00	n_o	47,50	00,00	15,20	12,50	02,50	36,10	00,00	n_o	113,8
1995	72,50	59,60	29,90	13,00	29,50	41,70	56,60	69,10	21,70	10,00	09,00	16,40	428,8
1996	12,50	06,40	00,00	16,00	20,80	14,80	16,80	27,30	23,10	08,50	01,70	28,90	176,8
1997	39,50	32,20	32,00	53,60	16,00	06,20	61,30	17,50	04,50	09,60	00,00	14,00	286,4
1998	39,80	34,60	91,20	22,00	35,00	11,50	23,30	32,50	00,00	13,70	28,50	19,30	351,4
1999	24,00	12,00	36,40	33,30	17,60	27,50	14,00	15,90	119,0	34,50	00,00	13,00	347,2
2000	23,10	11,00	10,70	05,50	29,00	16,20	19,00	07,50	36,10	00,00	04,00	n_o	162,1
2001	28,50	18,50	28,50	03,50	05,50	03,00	10,50	31,60	18,00	05,50	19,50	42,50	215,1
2002	05,50	18,00	34,50	18,00	61,00	24,00	38,50	34,50	26,00	08,50	08,00	03,50	280,0
2003	44,50	49,50	08,50	65,50	27,80	06,30	57,70	23,20	16,00	85,30	06,00	22,50	422,8
2004	32,50	04,00	92,60	81,70	11,00	22,80	15,80	28,80	01,20	31,50	09,10	22,80	356,5
2005	37,50	35,50	29,50	40,20	58,00	22,40	04,50	86,50	92,80	10,70	08,50	07,80	222,8
2006	18,20	19,00	00,00	46,20	08,80	27,70	119,1	85,70	30,60	27,10	10,30	09,00	401,7
2007	30,30	n_o	00,00	41,60	03,00	08,50	24,90	32,50	46,00	10,10	26,00	28,60	251,5
Moyenne mensuelle	28,49	20,35	32,80	31,37	29,10	16,28	36,01	36,33	31,37	23,92	10,40	16,84	296,43

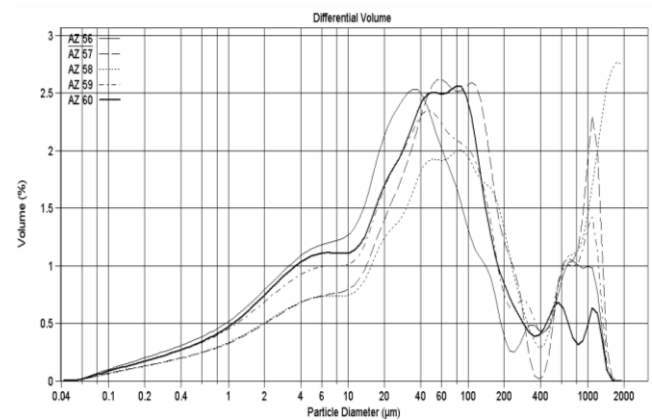
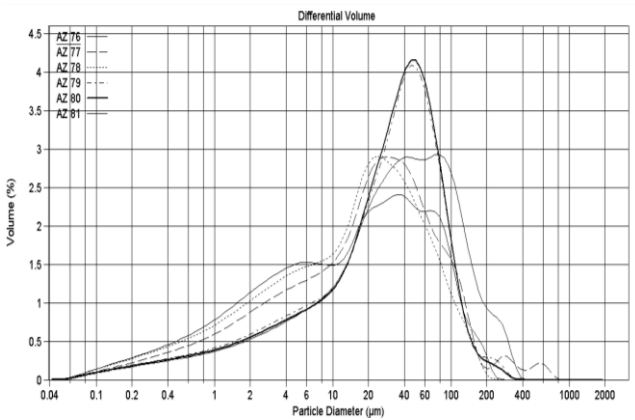
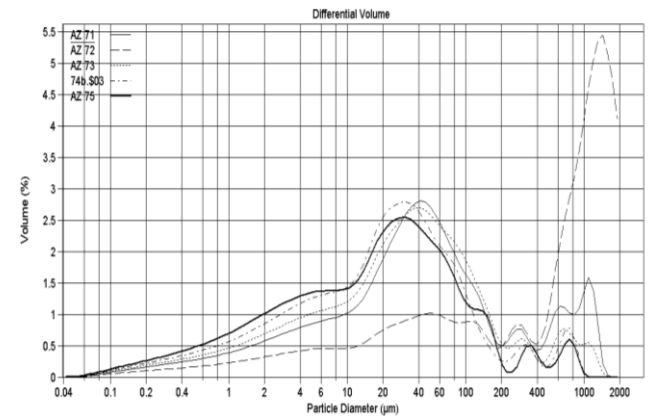
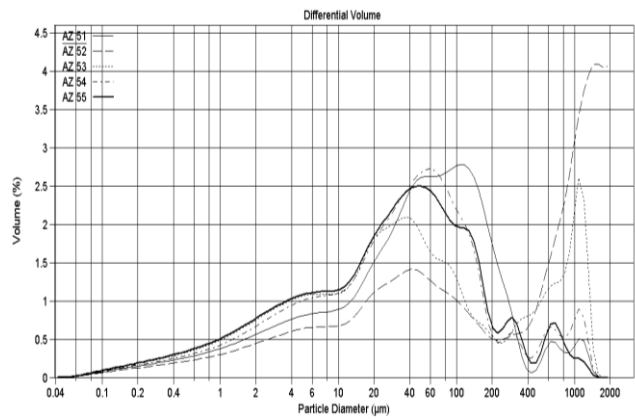
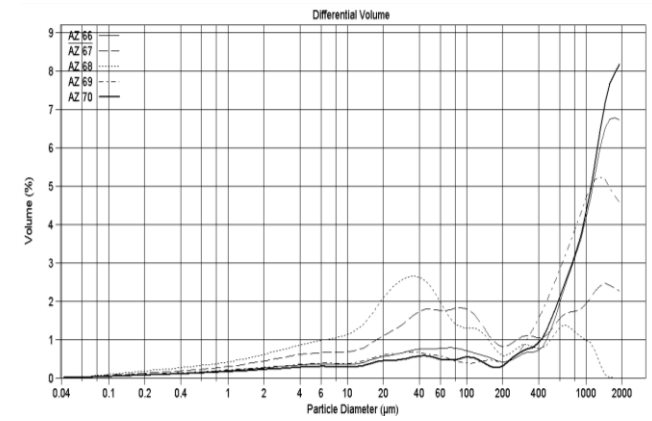
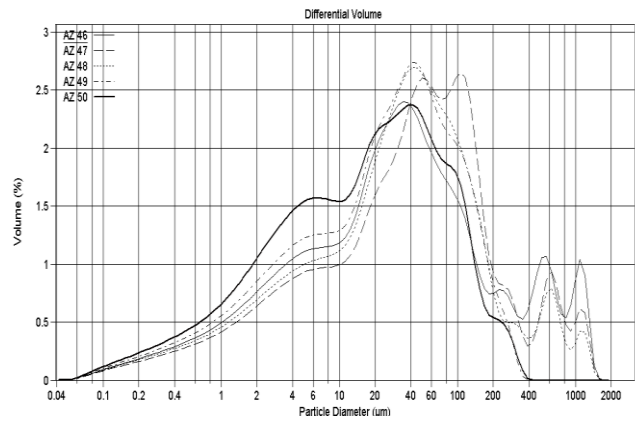
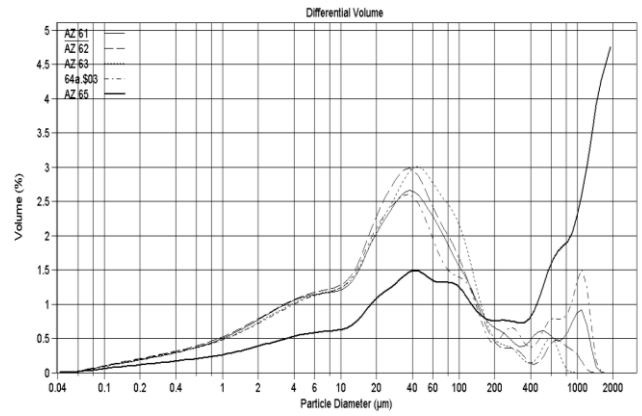
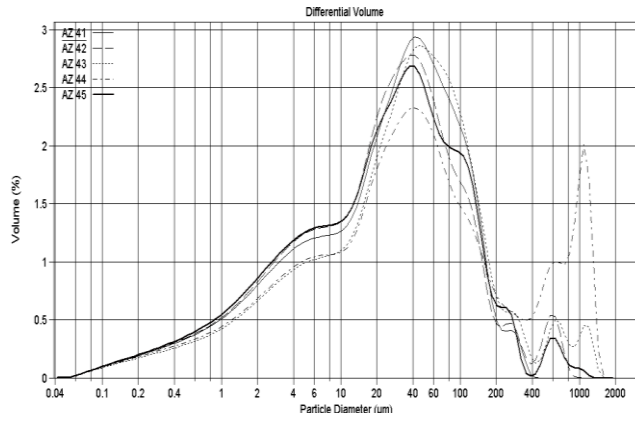
ANNEX I /Tableau des Précipitation moyenne mensuelle interannuelle Station d'Ain Zerga.

Type de réservoirs	La porosité %	Type de réservoirs	La porosité %
Gravier gros	30	sable gros+silt	5
Gravier moyen	25	silt	2
Gravier fin	20	Vases	0.1
Gravier+sable	15	Calcaires fissuré	2à10
Alluvions	8 à10	Craie	2à5
sable gros	20	Grés fissuré	2à15
sable moyen	15	Granite fissuré	0.1à2
sable fin	10	Basaltes fissuré	8à10
Sable très fin	5	Schistes	0.1à2

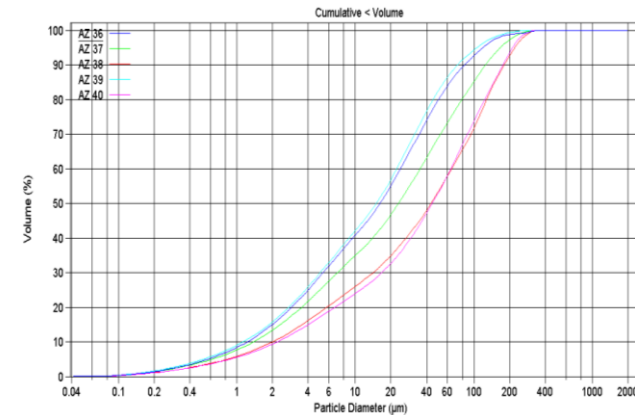
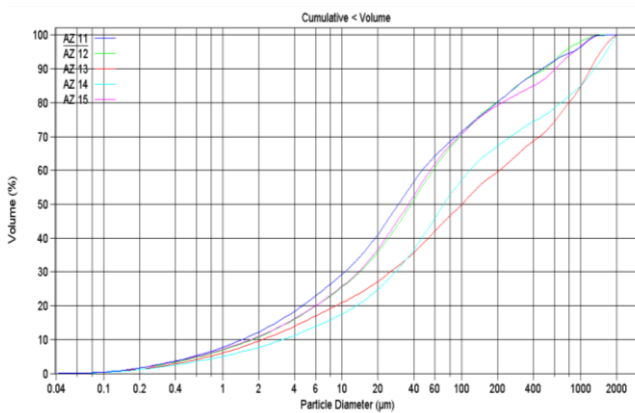
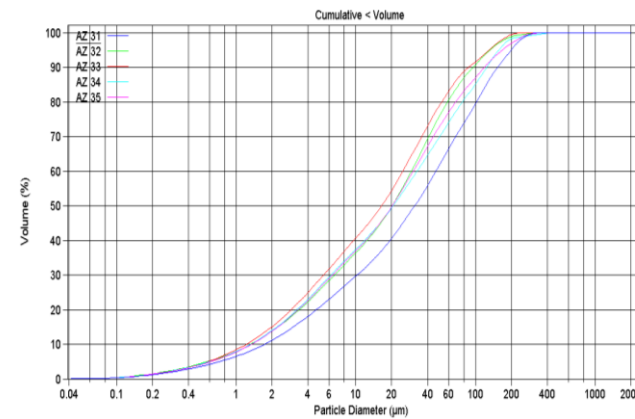
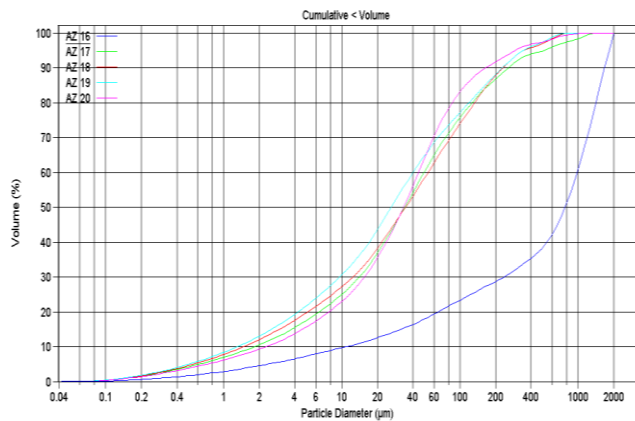
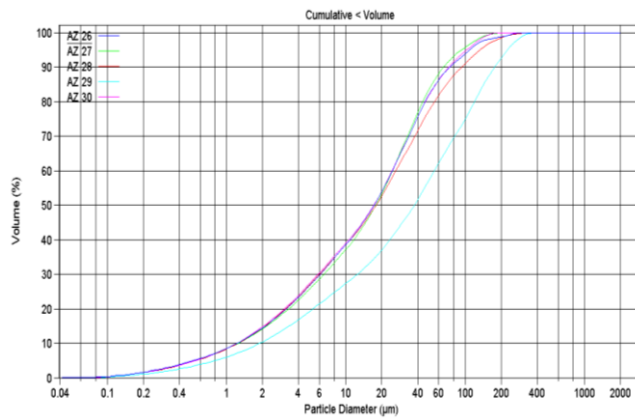
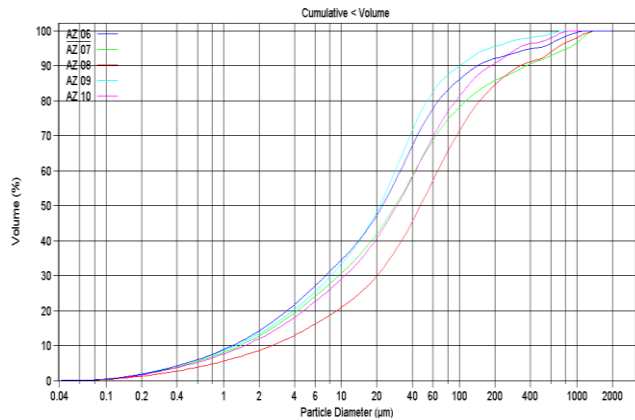
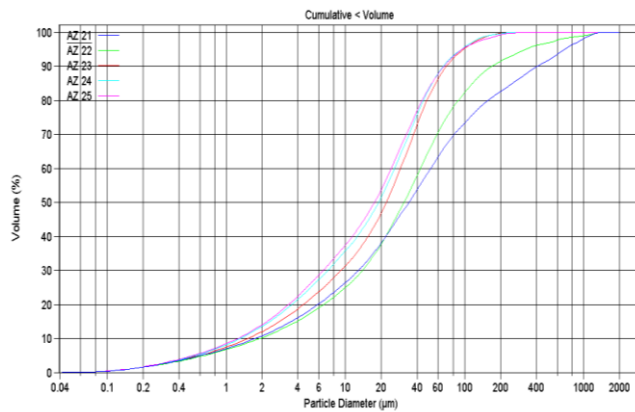
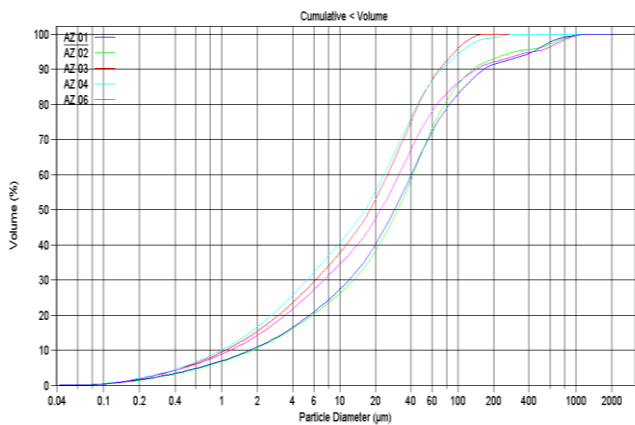
ANNEXE I / Tableau des Valeurs de la porosité efficace moyenne pour les principaux réservoirs.



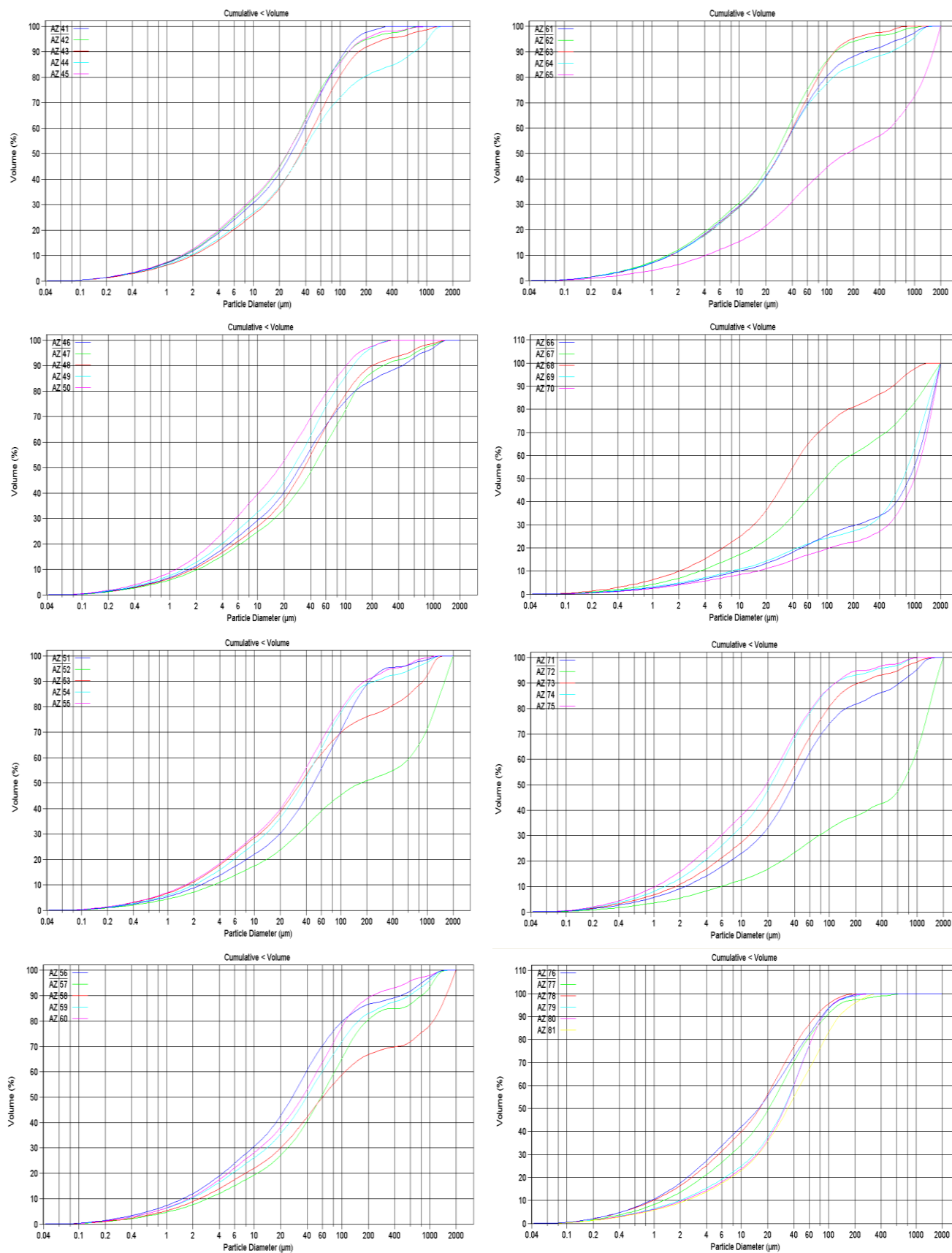
ANNEXE II / Courbes fréquentielles de la Terrasse fluviale d'oued Zeïet.



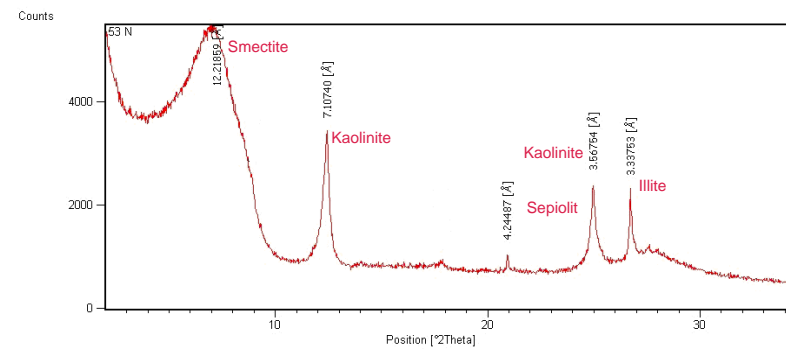
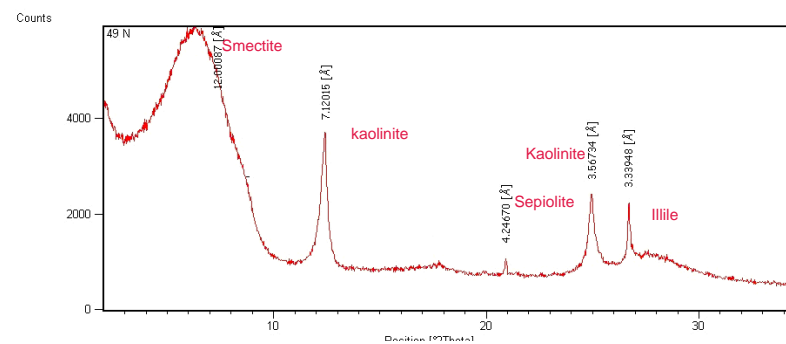
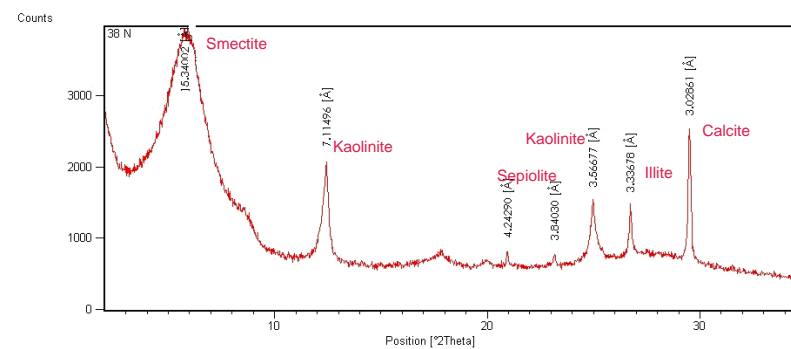
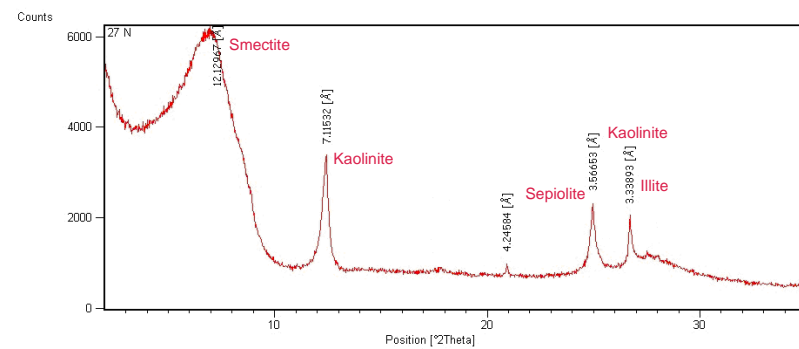
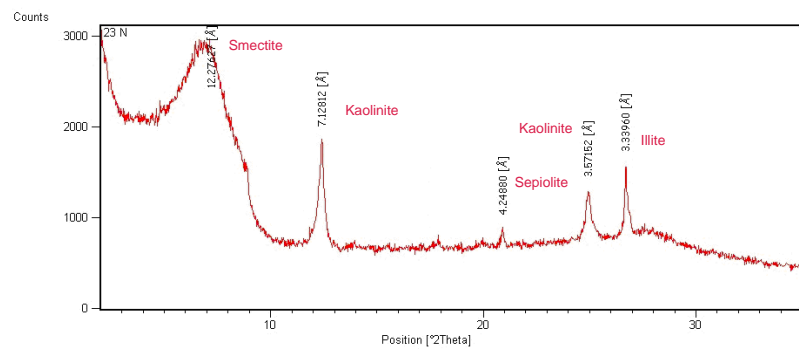
ANNEXE II / Courbes fréquentielles de la Terrasse fluviatile d'oued Zeïet.



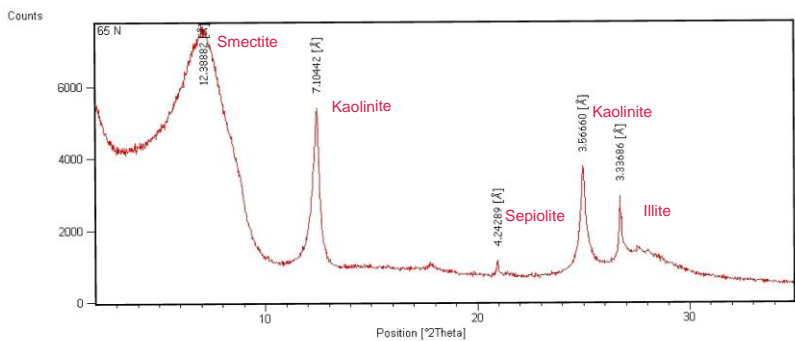
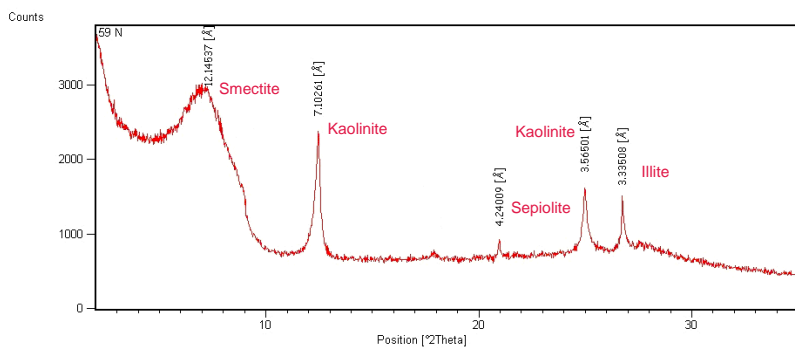
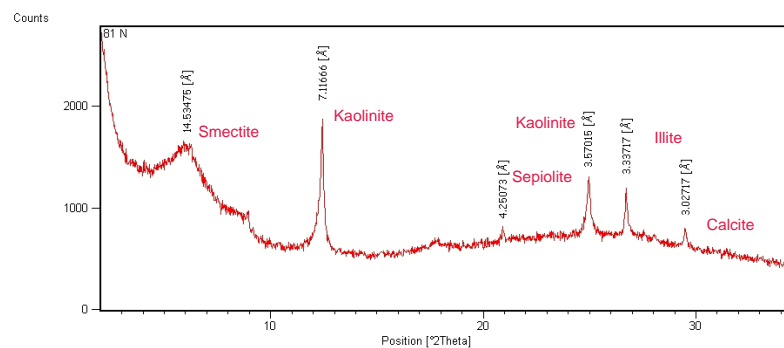
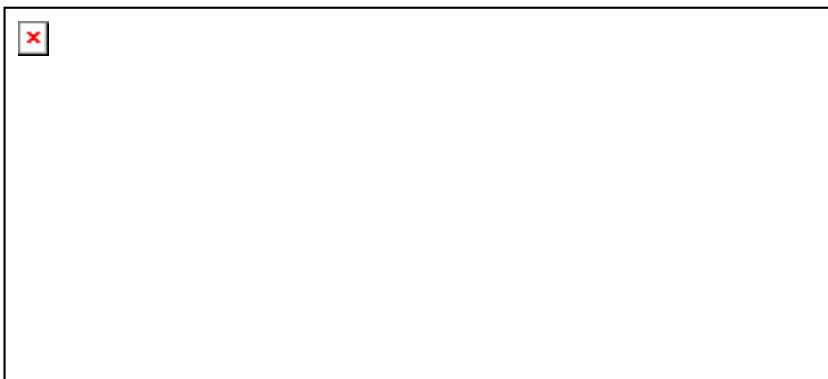
ANNEXE III / Courbes cumulatives de la terrasse fluviatile d'Oued Zeïet.



ANNEXE III/ Courbes cumulatives de la terrasse fluviatile d'Oued Zeïet.



ANNEXE IV / Diffractogrammes des échantillons du profil de la terrasse d'oued Zeiet



ANNEXE IV / Diffractogrammes des échantillons du profil de la terrasse d'oued Zeïet

BIBLIOGRAPHIE

- Arnaud. F., (2003). Signatures climatique et anthropique dans les sédiments holocènes des lacs du Bourget et d'anne (nord-ouest des alpes) - paléohydrologie et contamination au plomb -. Thèse Présentée à L'université des Sciences et Techniques de Lille 1. 196 p.
- Barusseau. J.P., Diop. E.H.S., Giresse. P., Monteillet. J., Saos. J.L., (1980) : Conséquences sédimentologiques de l'évolution climatique fini-Holocène (10^2 - 10^3 ans) dans le delta du Saloum (Sénégal). pp. 69-98.
- Bean, C.P., Livingston, J.D., 1959. Superparamagnetism. *J. Appl. Phys.* 30, 120S-129S.
- Ben Hassine. H., (2006) : Nature minéralogique et rôle nutritionnel des argiles de sols céréaliers en région subhumide à semi-aride (Tunisie). *C. R. Géosciences* 338, pp. 329–340.
- Blés J. L. et Fleury (1970) : Carte géologique 1/50 000 Morsott et notice explicative. *Publ. Serv. Geol. Algérie*.
- Boué .H. et Chaton.R (1978). biologie animale zoologie I invertébrés, 2^{ème} édition ; Dunod. 447p.
- Bouchez. C., (2008) : Rapport de sédimentologie : étude des milieux de dépôts. 13 p.
- Bignot. G., (1988) : Micropaléontologie. Edition Dunod. pp. 193.201.
- Blanchet. C., (2006) : Variabilités Climatique Et Océanique Du Dernier Cycle Glaciaire-Interglaciaire. Propriétés Magnétiques Et Géochimiques Des Sédiments De La Marge Nord-Ouest Américaine Subtropicale. Thèse de doctorat. Université De Droit, D'économie Et Des Sciences Paul Cézanne (Aix-Marseille Iii) Ecole Doctorale De Sciences De L'environnement. 266 p.
- Bouzenoune A. (1993) : Minéralisations périadiabatiques de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie Orientale). *Thèse de Doctorat, Université Paris VI, 209 p.*
- Caillese. S., & Hénin. S., (1982) : Minéralogie des argiles, classification et nomenclature Édition Masson.
- Campy. M., & Macaire. J.J., (1988) : géologie des formations superficielle, géodynamique _facies –utilisation. Édition Masson. 208 p.
- Castany G. (1951) : Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Annales Mines Géol., Tunis, n°8, 2 vol.*
- Censier. C., Tourenq. J., (1936) : Mise en évidence d'une extension occidentale des grès de Carnot (République Centrafricaine) par analyses sédimentologiques comparées de gisements alluvionnaires diamantifères. pp. 21-32.
- Chamley. H., Bornand. M., (1974) : Sur les minéraux argileux des terrasses pléistocènes du confluent Rhône-Isère. *Quaternaire*, Volume 11, Numéro 2. pp. 61 – 64.

- Chapon. C., Bahain. J.J., De Lumley. H., Perrenoud. C., Vandamme. D., (2005) : Stratigraphie, sédimentologie et magnétostratigraphie du site oldowayen de fejej fj-1, sud-omo, ethiopie : premiers résultats. *Quaternaire*, **16**, (3), pp. 143-152
- Cheel. R.J., (2005): Introduction to Clastic Sedimentology. 129 p.
- Chevenine A., Popov Y., Douha Dj. et Benzeroual M. (1989) : Rapport sur les résultats de l'étude géologique complémentaire des feuilles 124 (Oued Kebarite), 125 (Ouenza), 150 (El Ouinet) et 151 (Boukhadra) pour la préparation à l'édition des cartes géologiques au 1/50.000. *Partie 1, texte (1987-1988) O.R.G.M. Algérie (Rapport inédit)*.
- Chellat. S., 2009 - « Paléoenvironnement des terrasses fluviales et alluvionnaires de l'Oued Mellègue et ses affluents (Oued Ksob): approche sédimentologique, stratigraphique et magnétique ». Mémoire de magister (Université de Tébessa).
- Chellih F., 2008 - « Approche sédimentologique et minéralogique pour l'étude des terrasses fluviales pendant le Quaternaire d'Oued Bouakous (Hammamet). », Mémoire de fin d'étude, Université de Tébessa.
- Claret. F., (2001) : Caractérisation structurale des transitions minéralogiques dans les formations argileuses : Contrôles et implications géochimiques des processus d'illitisation. Cas particulier d'une perturbation alcaline dans le Callovo-Oxfordien - Laboratoire souterrain Meuse-Haute Marne. Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I. 152 p.
- Clocchiati. R., Ribault. L., Rodrigo. L.A., (1978). Endoscopie et exoscopie de grains de quartz Des formations du pliocène et du quaternaire De la Paz (Bolivie). pp. 127-143.
- Cojan. I., & Renard. M., (1999) : Sédimentologie. *Edition Dunod*. 278 p.
- Colomb. E., Gervais. J., et Roux. MR., (1970) : Les cailloutis quaternaires des environs de Grans. pp. 166-188.
- Damnati. B., Maatouk. M., Meco. J., et Petit-Maire. N., (2005) : Sédimentologie et minéralogie de la séquence Sédimentaire «mala» située a Lanzarote (iles canaries, Espagne) : les significations paléoclimatiques. pp179-185.
- Dankers, P.H.M., 1978. Magnetic Properties of Dispersed Natural Iron Oxides of Known Grain Size. Ph.D. Thesis, University of Utrecht.
- David L. (1956) : Etude géologique des monts de la haute Medjerda. *Thèse Sci. Paris. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, N.S. Bull, n°11, 304p.*
- Dearing, J. A., Flower, R. J., 1982. The magnetic susceptibility of sedimenting material trapped in Lough Neagh, Northern Ireland and its erosional significance. *Limnology and Oceanography* 17, 969–975.
- Dearing, J.A., Dann, R.J.L., Lees, J.A., Loveland, P.J., Maher, B.A., O'Grady, K., 1996. Frequency dependent susceptibility measurements of environmental materials. *Geophys. J. Int.* 124, 228-240.

- Debret. M., (2003) : Sédimentologie de la grande carotte du lac du Bourget : Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques depuis 11 000 ans. Mémoire Master 2 recherche Géosciences des milieux sédimentaires. 50 p.
- Deguaichia. A., (2001) : aspect sédimentologique des dépôts Mio-Plio-Quaternaire de la zone avoisinante au barrage de Foum Elkhanga (Nord –Est de l’Algérie, Sédrata). Mémoire de magister, université de Tébessa. 177 p.
- Deng, C., Zhu, R., Jackson, M. J., 2001. Variability of the temperature dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese Loess Plateau: a pedogenesis indicator, *Phys. Chem. Earth (A)*, 26(11-12): 873_878.
- Deng, C., Zhu, R., Verosub, K.L., Singer, M.J., Yuan, B.Y., 2000. Paleoclimatic significance of the temperature-dependent susceptibility of Holocene loess along a NW-SE transect in the Chinese loess plateau. *Geophysical Research Letters*, VOL. 27, NO. 22, Pages 3715-3718.
- DIOP. A., PIJRSJER B.H., (1991): Environnements sédimentaires des quartzs de la série paléocène du dôme de Diass (Sénégal oriental). pp177-190.
- Djerrab. A., 2001 - « Etude des propriétés magnétiques du remplissage de sites préhistoriques. Contribution à l’étude stratigraphique de leurs dépôts et à leur évolution géochimique post-dépositionnelle », Thèse de Doctorat de l’Université de Perpignan, 667 p.
- Djerrab. A., Camps. P. et Belfar. D., 2007-b - « Stratigraphie et Paléoenvironnement des formations quaternaires d’Ain Zerga, Algérie orientale », Communication orale au Colloque International « première édition » Préhistoire Maghrébine, Tamanrasset.
- Djerrab. A., Camps. P. et Chellih. F., 2007-c - « Etude des propriétés magnétiques des terrasses fluviales et alluvionnaires d’Oued Youkous, Tébessa », Communication orale au Séminaire international d’Oujda (Maroc).
- Djerrab. A., Camps. P. et Chellih. F., 2008-b - “Etude paléoenvironnementale des dépôts quaternaires de l’oued Youkous (région de Tébessa, Algérie) : approche magnétique et sédimentologique.» Publication de la Faculté des Sciences d’Oujda, Maroc. RQM4, pp. 75-89.
- Djerrab. A., Camps. P., et CHELLAT S., 2008-a - « Application des méthodes magnétiques pour l’étude paléoenvironnementale des formations quaternaires du bassin d’effondrement de Morsott, Tébessa, Algérie », Séminaire International de Nancy, France « 22^e Réunion des Sciences de la Terre ».
- Djerrab. A., et Aïfa. T., 2010-b - Stratigraphy and Palaeoenvironment of the Karain Cave Infill, Antalya, Turkey. Rock Magnetic Investigations. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 54, 49-76. Springerlink ed.
- Djerrab. A., et Hedley. I., 2008-d - « Etude des propriétés magnétiques du remplissage du site d’Orgnac 3 (Ardèche, France). », *Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco*, pp. 9-22, n° 48.

- Djerrab. A., et Hedley. I., 2010-a - Etude des minéraux magnétiques du site préhistorique de la Caverna delle Fate (Finale Ligurie, Savona, Italie). *Quaternaire*, Vol. 21-2. pp- 265-280.
- Djerrab. A., Hedley. I., et de Lumley. H., 2008-c - « Etude des propriétés magnétiques du remplissage de la grotte de Santa Lucia supérieure (Toirano, Ligurie, Italie) ». *Bull. Serv. Géol. Nat. Vol. 20*, n° 3, pp.1-16.
- Djerrab. A., Hedley. I., Nespoulet. R., Chiotti. F., : 2007-a - « Contribution des méthodes magnétiques à l'étude du remplissage du site préhistorique de l'Abri Pataud (Les Eyzies-de-Tayac, Dordogne, France) ». *Paleo-19*. p. 281-302.
- Drouin. S., (2007) : Rôle des argiles dans la préservation et la fossilisation de la Matière Organique "pétroli-gène". Thèse de doctorat Université d'Orléans. 211 p.
- Dubourdiou G. (1956) : Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). *Thèse des Sciences, Paris, Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Bulletin N° 10, Vol. 1, 659 p.*
- Dubourdiou G. (1952) : Monts de Mellègue : monographie régionale. *Série I, Algérie, n°3, XIX^{ème}, congrès Géo-International, Algérie.*
- Ducloise. J., (1973) : Etude micromorphologique des paléosols du haut niveau des alluvions du Lay à Mareuil (Vendée). pp. 81-149.
- Dunlop, D. J., 1973. Superparamagnetic and single-domain threshold sizes in magnetite. *Journal of Geophysical Research* 78, 1780–1793.
- Dunlop, D.J., 1981. The rock magnetism of fine particles. *Phys. Earth Planet. Int.* 26, 1-26.
- Dunlop, D.J., 1995. Magnetism in rocks (invited AGU 75th Anniversary paper), *J. Geophys. Res.* 100, 2161-2174.
- Dupuit. C., Haesaerts. P., et Heinzelin. J.D., (1977) : Mise en évidence de dépôts à caractère fluvio-marine parmi les nappes alluviales de la basse -somme. pp. 86-95.
- Duval. BB., (1999) : géologie sédimentaire, bassins, environnements de dépôts, formation du pétrole. Edition TECHNIP .pp 227-387.
- ECHCHAT. R., (2008) : Étude stratigraphique, sédimentologique et micromorphologique de remplissage du pléistocène supérieur de la grotte tourmal (bize-minervois, aude). Thèse docteur de l'université de perpignan. 213 p.
- Ehlers. J., Philip. L., Gibbard. B., (2007): The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International*. 164–165. 6–20.
- EL HMAIDI. A., EL MOUMNI. B., HASSOUNI. F.Z., GENSOUS. B., BUSCAIL. R., & MONACO. A., (2002) : Evolution des environnements de dépôt au Quaternaire terminal dans le bassin méridional d'Alboran : apport de l'étude de la carotte 93TG-21. *Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, n° 24, pp. 23-31.

- Euneau. F., (2000) : Fonctionnement hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen : étude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (sud-est de la France). Thèse de docteur de l'université d'Avignon et des pays de Vaucluse. 180 p.
- Eyre. J.K., 1997. Frequency dependence of magnetic susceptibility for populations of single-domain-grains. *Geophysical Journal International* **129**, 209–211.
- Faleh. A., & Sadiki. A., (2002) : Glissement rotationnel de Dhar El Harrag : exemple d'instabilité de terrain dans le Pré-Rif central (Maroc). Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre, 2002, n° 24, 41-48.
- Fall. M., (1986) : Environnements sédimentaires quaternaires et actuels des tourbières des niayes de la grande cote du Sénégal. Thèse de doctorat Université de Dakar Faculté des sciences. 130 p.
- FLAGEOLLE. J.C., (1981) : Aspects morphoscopiques et exoscopique des quartzs dans quelques sols ferrallitiques de la région de Cechi (Côte d'ivoire). pp. 111-121.
- Florindo, F., Zhu, R., Guo, B., Yue, L., Pan, Y., Speranza, F., 1999: Magnetic proxy climate results from the Duanjiapo loess section, southernmost extremity of the Chinese loess plateau. *J. Geophys. Res.*, 104 (B 1), 645-659.
- Franc. P.C.M- Van Morhoven - William A. Berggren. Anne S. Edwards (1986): Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. 415 p.
- Garming, J.F.L., Bleil, U., RIEDINGER, N., 2005. Alteration of magnetic mineralogy at the sulfate–methane transition: Analysis of sediments from the Argentine continental slope. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 151. 290–308
- Geiss, C.E., Zanner, C.W., 2006. Sediment magnetic signature of climate in modern loessic soils from the Great Plains. *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint.2006.10.035.
- Geiss, C.E., Zanner, C.W., Banerjee, S.K., MinotT, J., 2004. Signature of magnetic enhancement in a loessic soil in Nebraska, United States of America. *Earth and Planetary Science Letters* 228 (3/4), 355–367.
- Girard. M.C., Walter. W., (2005) : Sols et environnement. *Edition Dunod*. pp.141 .296.
- Grassé P. (1965), traité de zoologie anatomie, systématique, biologie tomeV, fascicule III. Edition Masson 465p.
- Hadi. M., (1994) : Étude stratigraphique et sédimentologique du site de Fressignes et de l'Abri Fritsch, vallée de la creuse (Indre).contribution à l'étude des formations quaternaires de la vallée de la creuse. Thèse de doctorat. Muséum national d'histoire naturelle. France 187 p.

- Hanquiez. M.V., (2006) : Processus sédimentaires et activité de la Veine d'Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix. Thèse de doctorat, l'université Bordeaux I. 352 p.
- Héquette. A., et Ruz. M.H., (1990) : Sédimentation littorale en bordure de plaines d'épandage fluvioglaciale au Spitsberg nord occidental .pp77-88.
- Hoffert. M., De Lumley. H., Miskovsky. J-C., et Miskovsky. J.R., (1973) : Variation climatique mise en évidence dans les dépôts anciens de la grotte de la Calmette (Dions-Gard). pp. 179-192.
- HOLTZAPFFEL. T., (1985) : les minéraux argileux ; préparation, analyse diffractométrique et détermination. Société géologique du nord (publication n°12).
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M., Banerjee, S. K., 1995. Magnetic properties of rocks and minerals. In (T. J. Ahrens, Ed.) *Rock Physics and Phase Relations. A Handbook of Physical Constants*, AGU Reference Shelf, pp. 189–204.
- JACOB. J., (2003) : Enregistrement des variations paléoenvironnementales depuis 20000 ans dans le Nord Est du Brésil (Lac Caço) par les triterpènes et autres marqueurs organiques. Thèse présentée à l'université d'Orléans pour obtenir le grade de docteur de l'université d'orleans. 291 p.
- Jamoussi. J., 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. *C. R. Geoscience*. 335. pp. 175–183.
- Jean–Claude B., Jean-Louis V. et Pierrick A., (1990), L'escargot *Hélix asperab*(biologie-élevage)85p.
- Jozja. N., (2003) : Étude de matériaux argileux albanais. Caractérisation « multi-échelle » d'une bentonite magnésienne. Thèse docteur de l'université d'Orléans. 275 p.
- Kaloga. B., (1977) : Contribution de l'étude de la composition granulométrique des sables à la connaissance des mouvements de matière dans les sols ferrugineux tropicaux du centre-sud de la Haute-Volta. pp 217-238.
- Kazi-Tani N. 1986 : Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine inter-plaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Pau et des Pays de l'Adoure, 2 tomes*.
- King, J., Banerjee, S.K., Marvin, J., Özdemir, Ö., 1982. A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 404-419.
- Kowalski W.M. et Hamimed M. (2000): Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie. Vol.11, n°1 pp.29-60, 12 fig.,2000*.
- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001, Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 269-276.

- Kruiwer, P.P., Langereis, C.G., Dekkers, M.J., Krijgsman, W., 2003, Rock-magnetic properties of multi-component natural remanent magnetisation in alluvial red beds (NE Spain). *Geophys. J. Int.*, 153, 317-332.
- Le Ribault. L., (1977) : l'exoscopie des quartz Edition Masson. 141 p.
- Leneuf. N., (1972) : Aspects microscopiques de la surface de grains de quartz Du continental terminal de cote d'ivoire. pp. 53-65.
- Léveque, A., (1973). Méthode de présentation des résultats de l'analyse granulométrique des sables en vue de leur interprétation pour les sols développés sur le socle granito-gneissique au Togo. Cah. ORSTOM, série pédol., vol. XI, n° 3/4, 1973 : pp 201-213.
- Maher, B. A., Thompson, R., 1992. Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Quaternary Research* 37, 155–170.
- Maher, B.A., 1988. Magnetic properties of some synthetic submicron magnetites. *Geophys. J.* 94, p. 83-96.
- Maher, B.A., 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 137, 25–54.
- Maher, B.A., Alekseev, A., Alekseeva, T., 2003. Magnetic mineralogy of soils across the Russian Steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 201, 321-341
- Maher, B.A., Thompson, R., Hounslow, M.W., 1999. Introduction to Quaternary climates, environments and magnetism. In: Maher, B.A., Thompson, R. (Eds.), *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge University Press, pp. 1-48.
- Masse J. P. et Chikhi-Aouimeur F. (1982) : La plate forme carbonatée de l'Ouenza (Sud constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géol. Méditer., Marseille, vol.IX, n°3, pp. 259-267.*
- Meunier. A., (2002) : Argile. collection géoscience-SGF, 433 p.
- Maanan. M., (2003) : Étude sédimentologique du remplissage de la lagune de sidi moussa (côte atlantique marocaine) caractérisations granulométrique, minéralogique et géochimique. Thèse de doctorat, Université El Jadida, Maroc. 104 p.
- Millot G., 1964 : géologie des argiles .Edition Masson, Paris, 1964,499p.
- Monjuvent. G., Uselle. J.P., (1973) : Interprétation des « argiles » d'Eybens d'après la sédimentologie du sondage I.N.Q.U.A.1969. *Quaternaire*, Volume 10, Numéro 2 pp. 103 – 128.
- Mooney, S. D., Geiss, C., Smith, M. A., 2002. The Use of Mineral Magnetic Parameters to Characterize Archaeological Ochres. *Journal of Archaeological Science*, 30, 511-523.

- Mossmann. J-R., Fourniguet. G., Baubron. J-C., (2001) : Cartographie d'orientation des zones contraignantes pour la réception d'un centre de stockage de classe II dans le département des Vosges .Volume 1 : Géologie et hydrogéologie. Rapport BRGM/RP-51354-FR.
- MOULFI-EL-HOUARI. L., AMBROISE. D., MATHIEU. R., (1999) : Distribution des foraminifères benthiques actuels Sur la marge continentale algéroise (bale de Bou-Ismaïl). *Revue de micropaléontologie* Vol. 42, n ° 4, pp. 315-327.
- Mullins, C. E., 1973. Magnetic viscosity, quadrature susceptibility, and frequency dependence of susceptibility in single-domain assemblies of magnetite and maghemite. *J. Geophys. Res.*, 78 (5), 804-809.
- Necula, C., Panaiotu, C., Panaiotu, C.E., Grama, A., 2005: Magnetic properties of a loess-paleosol sequence at mostistea (Romania). *Romanian Reports in Physics*, Vol. 57, No. 3, P. 453-46.
- Nemann. M., (1967) : Manuel de micropaléontologie des foraminifères (systématique – stratigraphie). pp. 297.
- Niftah. S., Debenath. A., Miskovsky. J-C., (2005) : Origine du remplissage sédimentaire Des grottes de témara (Maroc) d'après l'étude des minéraux lourds Et l'étude exoscopique des grains de quartz. pp. 73-83.
- Özdemir, Ö., Banerjee, S.K., 1982. A preliminary magnetic study of soil samples from west-central Minnesota. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 393-403.
- Pereira. E., Ottaviani-Spella. M.M., Salotti. M., Louchart. A., & Quinif. Y., (2006) : Tentative de reconstitution paléoenvironnementale de deux dépôts quaternaires corses. pp. 267-273.
- Perthuisot V. et Rouvier H. (1992) : Les diapirs du Magreb central et oriental : des appareils variés, résultats d'une évolution structurales et pétrogénétique complexe : *Bulletin Société Géologique France*, V.163, pp. 751-760 (*English abs*).
- Pienchot –Loizeau F., (1975) : Stratigraphie du pléistocène moyen et supérieur d'après les dépôts marins et continentaux du Bonaparte a Beaulieu-sur-Mer. pp. 91-112.
- Pomerol. C., & Lagabrielle. Y., Renard. M., (2005) : Elément de géologie .*Edition Dunod*. pp. 670-685.
- Rautureau. M., Caillère. S., Hénin. S., (1982) : Minéralogie des argiles II. Classification et nomenclature. *Masson Paris*. 189 p.
- Remy P., Hervé H et Paul F. (1930).La faune de France illustrée, IX mollusques Bryozoaire protocordés, librairie du grave, 38p.
- Rhoujjati. A., (2007) : Changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques depuis 21.000 ans 14C dans le Moyen Atlas marocain : les lacs Ifrah et Iffer. Thèse de doctorat d'état es sciences, université chouaib doukkali faculté des sciences el Jadida. 186 p.

- Rivière. A., (1977) : Méthodes granulométriques, technique et interprétation .Édition Masson. 170 p.
- Robertson, D. J., France, D. E., 1994: Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 82, 223-234.
- Rouvier H., Pertuisot V. et Mansouri A. (1985): Pb-Zn Deposits and salt-bearing diapirs in Southern Europe and North Africa. *Economic Geology*, 80, pp. 666-687
- Rummery, T. A., 1983. The use of magnetic measurements in interpreting the fire histories of lake basins. *Hydrobiologia* 103, 53–58.
- Stockhausen, H., 1998. Some new aspects for the modelling of isothermal remanent magnetization acquisition curves by cumulative log Gaussian functions. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2217-2220.
- Strehie-Sliwinski. C., 2007 : enregistrement sédimentaire des changements environnementaux récents dans la zone nord-ouest de la mer noire. Thèse de doctorat en sciences de l'université de paris xi, orsay. 411 p.
- Sztrákos. K., (2005) : Les foraminifères du Paléocène et de l'Éocène basal du sillon nord-pyrénéen (Aquitaine, France). *Revue de micropaléontologie* 48. 175–236.
- Sztrákos. K., du Fornel. E., (2003) : Stratigraphie, paléoécologie et foraminifères du paléogène des Alpes Maritimes et des Alpes de Haute-Provence (Sud-Est de la France). *Revue de micropaléontologie* 46. pp. 229–267.
- Thiesson. M.J., (2006) : Mesure et cartographie de la viscosité magnétique des sols. Thèse de doctorat de l'université paris 6. 90 p.
- Thibiéroz J. et Madre M. (1976) : Le gisement de sidérite du Dj. Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golf de mer aptienne. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du nord*, 67, 3-4, pp.
- Thompson, R., 1986. Modelling magnetization data using SIMPLEX, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 42, 113–127.
- Thompson, R., Battarbee, R. W., O'Sullivan, P. E. & Oldfield, F., 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology and Oceanography* 20, 687–698.
- Thorez. J., (1976): Practical identification of clay minerals. Editions G. Lellote. pp. 87.
- Toucanne. M.S., (2008) : Reconstruction des transferts sédimentaires en Provenance du système glaciaire de mer d'Irlande Et du paléo-fleuve manche au cours des derniers Cycles climatiques. Thèse de doctorat (université bordeaux I). N° d'ordre : 3699.PP293.
- Triantaphyllou. M., Tsourou. T., Koukousioura. O., Dermitzakis. M.D., (2005) : Écologie des foraminifères et des ostracodes dans les environnements côtiers du sud-est de l'île d'Andros (mer Egée centrale, Grèce) *Revue de micropaléontologie* 48 (2005) 279–302.

- Vila J. M. (1980) : La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 665 p.*
- Vukmirovic. V., & Vukotic. R., (1981) : Mesure des sédiments charriés par les rivières. pp47 -52.
- Worm, H.-U., (1998): On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility. *Geophysical Journal International* 133, 201–206.