

*TROISIEME PARTIE
L'ARCHEOLOGIE DU GEOSYSTEME*

Introduction

« Tout ce pays derrière le Cap (Ghir) est fait de montagnes fort hautes que l'on aperçoit au-dessus de lui... Il y a trois signes à quoi l'on peut bien le reconnaître, à savoir ledit pays, et le pays plat comme une table qui vient finir au bout du Cap, et le 3^{ème} signe, c'est que la côte se replie vers l'ESE... »

Duarte Pacheco Pereira, Esmeraldo de Situ Orbis, 1506-1521

Retracer l'archéologie du géosystème suppose d'expliquer son évolution à travers sa dimension physique, abiotique et ses dimensions biotique et anthropique, sans isoler chacune de ces trois parties puisqu'elles sont intimement liées et interdépendantes. Focalisant les recherches sur le matériel dunaire qui bien que meuble n'en est pas moins dur physiquement (la dureté du quartz est 7), il semble naturel de rechercher quels étaient le relief et le paysage qui ont précédé le géosystème en remontant le temps. Pour cela, il est impératif de commencer par l'histoire du substratum et les conditions de sa formation.

Si la dynamique actuelle du géosystème peut être évaluée et analysée à travers des données issues de mesures effectuées sur des séries d'échantillons, il n'en va pas de même pour le passé malgré la possibilité de relever également des variables quantitatives et qualitatives en profondeur. En effet, lorsqu'il s'agit d'héritages, la perception, l'observation et la compréhension du terrain ne sont plus possibles ou sont insuffisantes notamment pour ce qui concerne les formations végétales fossiles. C'est tout le problème de l'actualisme. En revanche et même si c'est plus délicat que pour l'actuel, les formations sédimentaires anciennes peuvent apparaître dans des coupes stratigraphiques ou affleurer en constituant des formes héritées. L'explication de telles séquences sédimentaires et de leur morphologie reste possible. Et, dans le cas d'Essaouira, elle est nécessaire si l'on veut comprendre l'évolution du géosystème qui a conduit à l'aboutissement du géosystème dunaire actuel. C'est l'objet des enseignements du carottage qui nous amènent à lancer des hypothèses sur la formation sous-jacente au massif dunaire et à les discuter de manière à en tirer une interprétation.

L'existence d'un ou de plusieurs systèmes dunaires selon la terminologie de WEISROCK et BARRADA (1998) accumulé(s) sur le substratum limono-argileux peut être liée à des processus physiques directement liés à une péjoration climatique aride ou au développement d'un cordon dunaire littoral concomitant d'un haut niveau marin. Mais l'existence d'un système dunaire peut être aussi le résultat d'une emprise anthropique sur le milieu, fruit d'un impact complexe lié à la synergie de multiples activités à l'échelle historique voire préhistorique. Elle peut aussi représenter une conjonction, une combinaison de facteurs climato-anthropiques. Ainsi, dès que la composante anthropique devient prépondérante dans la modification des géosystèmes, la situation devient plus complexe, l'explication plus difficile et les recherches doivent prendre en compte cette variable. C'est pourquoi il semble naturel et nécessaire de retracer les étapes de l'anthropisation régionale afin de mieux mesurer et comprendre quel a pu être le poids du facteur humain dans l'organisation de l'espace dunaire souiri.

Les deux chapitres qui suivent mettent donc en jeu d'une part, l'évolution du substratum déterminée par des facteurs physiques et d'autre part le façonnement contrôlé ou non du paysage par les sociétés. Ces deux axes de réflexion, pour autant séparés qu'ils sont, ne sauraient être considérés dans le cadre de l'approche systémique d'une manière cloisonnée.

C'est en ce sens que les termes « archéologie du géosystème » sont employés et la datation ¹⁴C obtenue à la base de la carotte sédimentaire permet de situer dans le temps le géosystème d'une manière absolue.

CHAPITRE VII

LES ENSEIGNEMENTS DU CAROTTAGE

« Be glad that you have some little knowledge of something that you cannot penetrate. Don't stop to marvel. »
Albert Einstein (Life, 30-V-1955)

La colonne sédimentaire prélevée dans le fond d'une dépression interdunaire et présentée au chapitre II a fait l'objet d'analyses granulométriques et d'analyses portant sur la diffractométrie X (cf. fig. 22). L'étude des données granulométriques relayée par la comparaison des logs minéralogiques permet d'avancer que la formation limono-argileuse s'est constituée par un comblement lagunaire.

La partie basale de la carotte sédimentaire a été soumise à une datation au carbone 14 qui comparée à celles effectuées dans d'autres régions permet de caler ou de placer la séquence sédimentaire du soubassement dans la chronologie du Maghreb.

1) Le substratum : un comblement lagunaire

Le géosystème dunaire ne saurait exister sans son substratum. Avec toute la prudence qui s'impose, la recherche des conditions de sa formation peut se fonder sur la sédimentologie et plus particulièrement sur la méthode granulométrique complétée par l'étude comparée de la distribution qualitative et quantitative des phases minérales le long du profil décrit sur la figure n° 22. Mais l'explication qui suit nécessite probablement le croisement de données complémentaires permettant d'étayer plus solidement encore l'argumentation avancée.

A) Analyses granulométriques

Elles ont été réalisées sur le granulomètre laser Malvern et prennent en compte le pourcentage volumique des sédiments car les particules mesurées sont considérées comme des sphères par le granulomètre. Ces analyses sont restituées à travers les distributions granulométriques représentées par les figures n° 49 à 60 et les tableaux XXVI, XXVII et XXVIII plus bas. Sur les figures, les graduations de l'axe des abscisses suivent une échelle logarithmique. Le premier tableau présente les paramètres granulométriques par rapport à la moyenne, le deuxième et le troisième les paramètres granulométriques par rapport à la médiane (quantiles et intervalles interquantiles). L'avantage de ces deux présentations est d'effectuer les calculs statistiques et les comparaisons quel que soit le type de courbe (distribution gaussienne ou distribution dissymétrique). Cela permet donc de passer d'un type à l'autre sans problème et en toute cohérence.

Les échantillons du substratum correspondent à ceux du profil interdunaire indiqué en figure n° 22 et s'étendent de dep55 à dep5. La constitution générale du sédiment est celle d'une argile plastique faiblement calcaire sans structure apparente (fig. 14, 22 et tabl. XIVbis plus bas).

L'échantillon sd correspond au sol prélevé au centre d'une dépression intradunaire boisée refétant les dépôts éoliens dont l'évolution est marquée par un début de pédogénèse.

Le diamètre moyen (tabl. XXVI) est la taille moyenne des grains ; c'est en quelque sorte le centre de gravité de la population.

L'écart-type indique le degré de classement pour une distribution gaussienne ou normale et plus il est bas, meilleur est le tri.

Les indices d'asymétrie (Skewness, sK_i) et d'aplatissement (Kurtosis, K) sont des outils statistiques qui reflètent la morphologie de la courbe de fréquence simple et ils sont utilisés pour vérifier si celle-ci obéit à la loi normale, c'est à dire au modèle idéal de Laplace-Gauss.

Dans le cas d'une courbe gaussienne, sK_i et K valent chacun zéro. Les intervalles de tolérance pour lesquels ces indices sont acceptables et montrent que la variable analysée remplit les conditions de normalité sont pour sK_i [-1 ; +1] et pour K [-3 ; +3]. Plus les valeurs s'éloignent de zéro, plus la courbe s'écarte de la morphologie gaussienne et dans le cas où elles sortent des intervalles de tolérance, il faut avoir recours à d'autres outils statistiques tels la médiane et les quantiles sous peine d'en tirer une interprétation biaisée (GROUPE CHADULE, 1987).

L'examen du tableau XXVI montre pour chacun des deux tests (Skewness et Kurtosis) que les valeurs des variables analysées sortent largement de l'intervalle de tolérance et parfois s'en éloignent beaucoup ($sK_i = 2,6 ; 2,2 ; 3,4 ; 2,8 ; 2,4$ et $K = 8,6 ; 5,4 ; 13,7 ; 9,5 ; 7,1$). Seul un échantillon sur douze (sd) remplit les conditions de normalité avec $sK_i = 0,636$ et $K = -0,174$ et peut être analysé avec les outils statistiques relatifs à la moyenne. C'est la raison pour laquelle l'analyse granulométrique de la série d'échantillons portera sur les paramètres relatifs à la médiane (tabl. XXVII et XXVIII).

La médiane est la valeur statistique qui partage une population en deux effectifs égaux. Elle situe la hauteur de la taille des grains ; plus elle est élevée, plus la fraction granulométrique est grossière. Dans le tableau XXVII sont portées deux médianes : celle de la fraction totale et celle de la fraction exclusivement sableuse ($0,050 \text{ mm} < F < 2 \text{ mm}$).

L'indice de dispersion (span en Anglais se traduisant par « envergure » ou étendue, amplitude) correspond à un coefficient interquantile $[(D_9 - D_1) / D_5]$ où $(D_9 - D_1)$ est un intervalle interquantile qui embrasse 80 % de la distribution (intervalle de Kelley) et D_5 (le cinquième décile) est la médiane. Il indique le degré de classement du sédiment et comme l'écart-type, plus il est bas, meilleur est le tri.

Les courbes de fréquence représentant le substratum (dep55 à dep5) sont toutes à peu près semblables (fig. 49 à 59) ; en effet, les paramètres granulométriques associés n'enregistrent pas ou presque de très grands écarts (tabl. XXVII) ; elles sont unimodales excepté dep5 qui comporte deux modes indiquant un matériel relativement mal trié.

Fréquemment, le mélange de matériel autochtone et allochtone se traduit par la bimodalité (CHAMLEY, 1987) et plus celle-ci est marquée, plus le mélange est significatif et proportionnellement élevé. Dans le cas de dep5 un faible mélange est possible et peut être à l'origine de ce type de distribution. L'échantillon représente en effet, la surface sommitale du substratum et le fond des cuvettes interdunaires. C'est une surface de contact où le matériel éolien (sables biodétritiques) soufflé par l'alizé constitue une fine pellicule qui recouvre et s'enfouit sur quelques millimètres dans le matériel argilo-limoneux du substratum. Le premier mode est centré sur le diamètre $9 \mu\text{m}$ et le second sur $42 \mu\text{m}$ (tabl. XXVII) indiquant la prédominance des dépôts fins sur les dépôts plus grossiers ; 50 % des particules ont un diamètre inférieur à $10 \mu\text{m}$ (tabl. XXVII et XXVIII).

La granulométrie du profil diminue de la profondeur vers la surface ; elle est plus élevée de dep55 à dep40 avec une médiane variant de 30 à 25 μm en passant par 68 et 46 μm pour dep50 et dep45 puis s'affine vers le haut jusqu'à 10 μm pour dep5 (tabl. XXVII). Le diamètre

modal suit aussi cette évolution avec une augmentation des valeurs pour dep50 et dep45 (respectivement 115 et 69 μm) pour chuter à 11 et 9 μm au sommet du profil (tabl. XXVII). On retrouve encore cette même évolution pour la fraction sableuse dont la médiane enregistre des valeurs plus élevées pour dep50 et dep45 (120 et 89 μm). Mais au niveau dep10 celle-ci atteint 90 μm indiquant une recrudescence des sables dont le terme apparaît sur la colonne sédimentaire (fig. 14 et 22). Les valeurs des quantiles illustrent aussi ces variations texturales (tabl. XXVIII) ; pour dep50 et dep45 les quantiles 20 %, 50 %, 80 % et 90 % enregistrent des valeurs plus élevées se détachant nettement de la série (respectivement 20, 68, 154, 210 μm et 13, 46, 101, 141 μm). Dep10 traduit encore le passage sableux avec un diamètre relativement élevé (114 μm) au quantile 90 %.

L'indice de dispersion par rapport à la médiane suit quantitativement l'évolution inverse mais qualitativement les mêmes variations ou pesque, c'est à dire qu'il fournit des faibles valeurs (2,975 et 2,924) pour dep50 et dep45 (tabl. XXVII) indiquant le meilleur classement au sein du substratum. En revanche il illustre le plus mauvais tri pour dep10 avec 6,887. Ces résultats mettent en valeur un passage sableux en profondeur assez marqué sur au moins deux niveaux dep50 et dep45 alors que cette évolution si elle existe visuellement et qualitativement au niveau dep10 (fig. 14) n'est pas suffisamment accusée pour être quantifiée et prise en compte par les paramètres granulométriques. Il peut s'agir d'un épisode dunaire mettant en jeu des processus éoliens significatifs qui disparaissent à partir du niveau dep40.

L'échantillon sd (sol dunaire) se distingue nettement de ceux du substratum par la morphologie de sa courbe (fréquence simple et cumulée) très différente (fig. 60) ; la courbe des pourcentages cumulés est décalée vers des valeurs plus élevées à droite (fig. 60b) et illustre un matériel plus grossier avec une médiane à 180 μm (tabl. XXVII). Tous les paramètres granulométriques de sd se démarquent nettement de ceux des échantillons interdunaires excepté le nombre de modes (tableaux XXVII et XXVIII). Ce matériel est aussi relativement mieux trié que les précédents avec l'indice de dispersion minimum (2,075, tabl. XXVII) et corrélativement une courbe cumulée plus redressée (fig. 60b) confirmant non seulement un très bon tri effectué par le transport éolien mais aussi que la météorisation et l'altération géochimique s'exerçant au sein de la cuvette interdunaire n'a pas achevé de transformer la fraction totale en une fraction granulométrique plus fine de type lacustre ou fluvio-lacustre. Les sédiments constitués de sables fins et moyens pour l'essentiel (tabl. XXVIII) présentent encore un faciès éolien marqué bien qu'ils soient en cours de transformation (désagrégation mécanique et altération géochimique). Ainsi la faible évolution indique soit une dynamique de ruissellement peu active concordant avec l'analyse de terrain (dépôts dunaires favorisant une infiltration ou une percolation importante et faible pluviométrie associée avec 279 mm/an), soit un matériel sédimentaire jeune ; les deux pouvant être associés, ce qui semble être le cas ici.

Dans l'ensemble les courbes granulométriques indiquent clairement deux modes de dépôt différents entre les échantillons du profil interdunaire, dep (fig.49 à 59) et celui des dunes, sd (fig. 60) signifiant un hydrodynamisme calme de type décantation pour les premiers et une dynamique de type éolien pour le second. La lecture des tableaux XXVII et XXVIII indique que l'on passe d'une granulométrie fine pour les sédiments interdunaires à une granulométrie nettement plus grossière pour les dépôts dunaires.

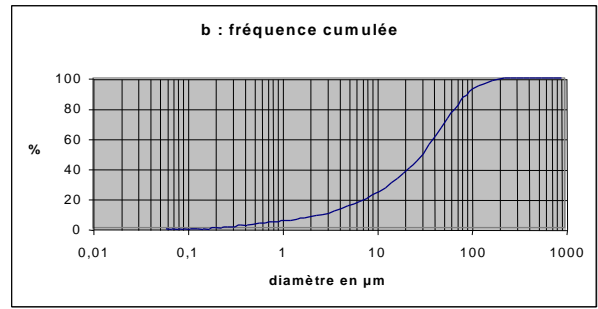
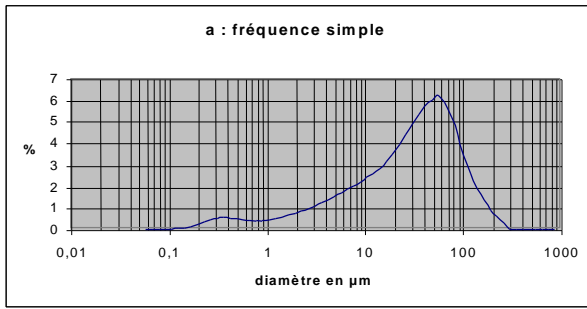


Figure n° 49 : Distribution granulométrique de dep55

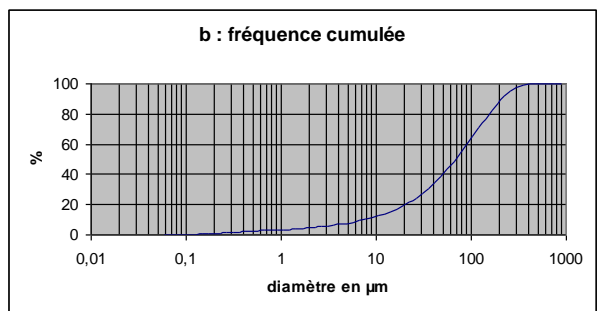
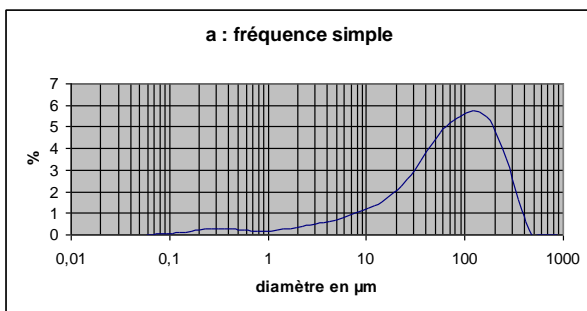


Figure n° 50 : Distribution granulométrique de dep50

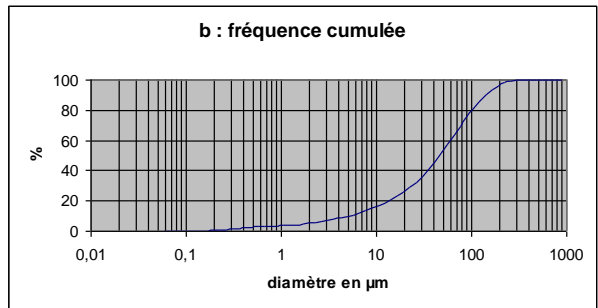
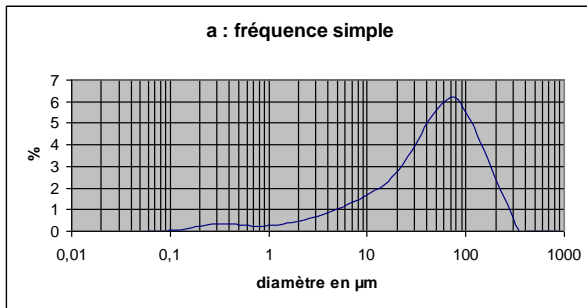


Figure n° 51 : Distribution granulométrique de dep45

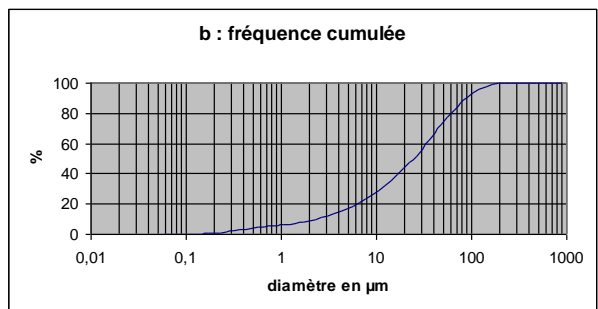
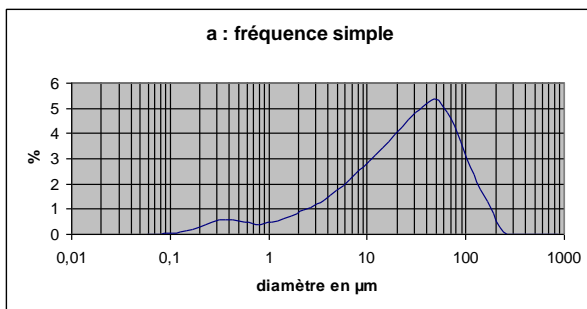


Figure n° 52 : Distribution granulométrique de dep40

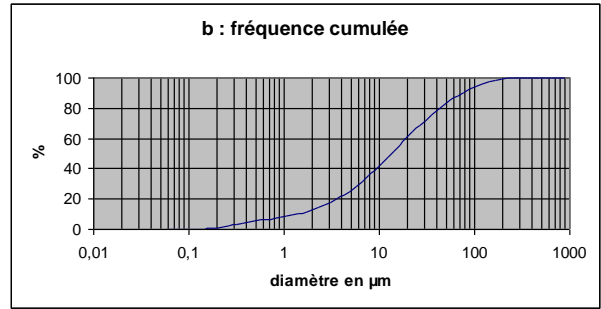
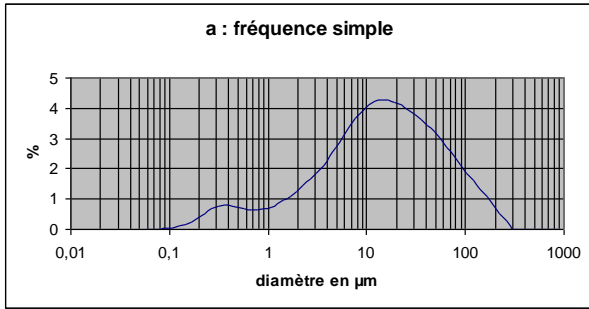


Figure n° 53 : Distribution granulométrique de dep35

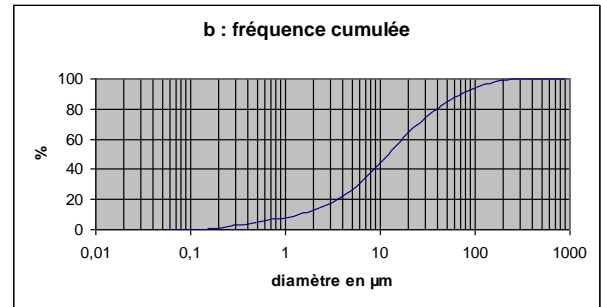
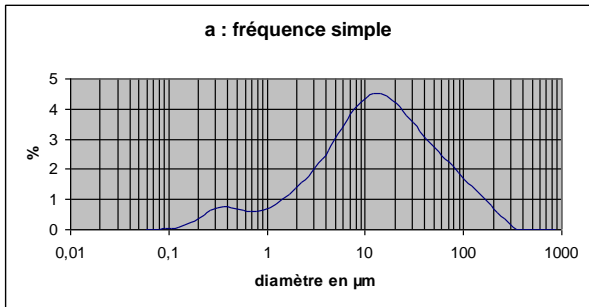


Figure n° 54 : Distribution granulométrique de dep30

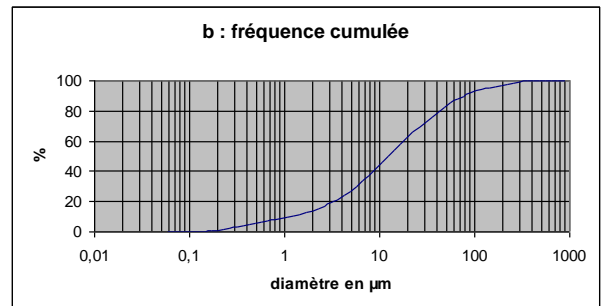
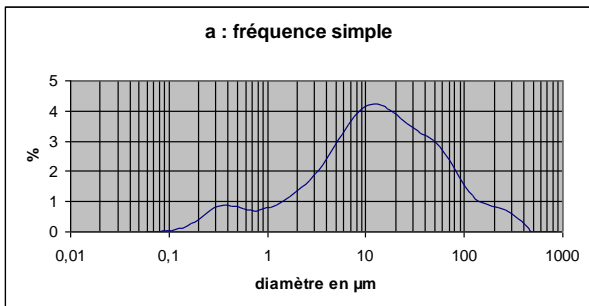


Figure n° 55 : Distribution granulométrique de dep25

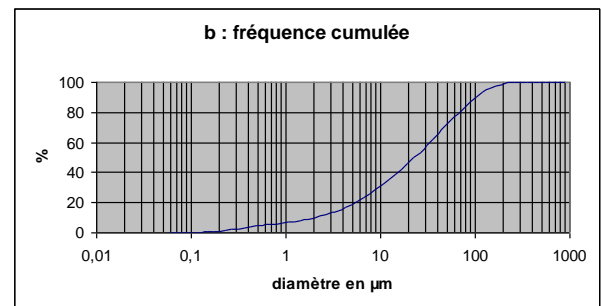
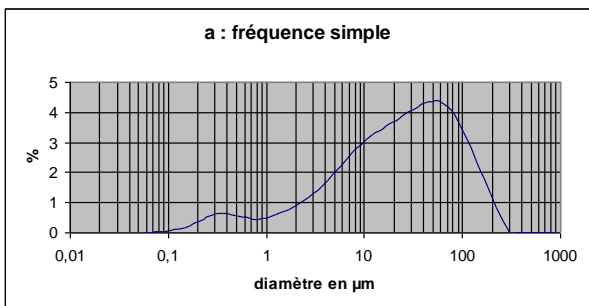


Figure n° 56 : Distribution granulométrique de dep20

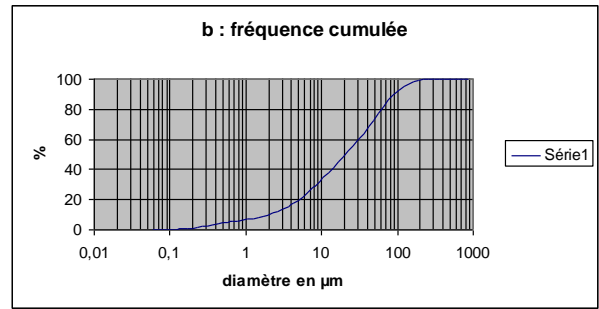
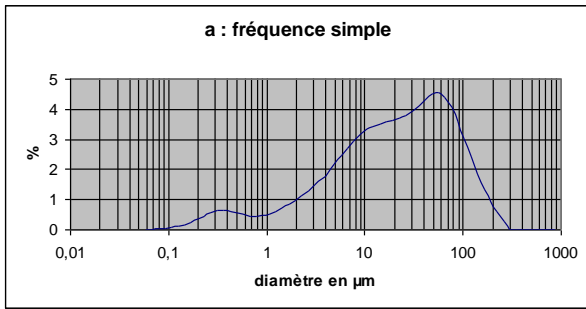


Figure n° 57 : Distribution granulométrique de dep15

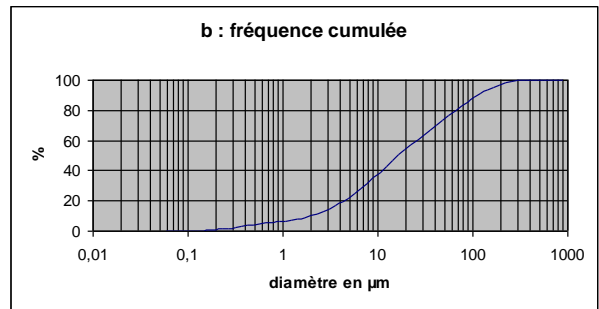
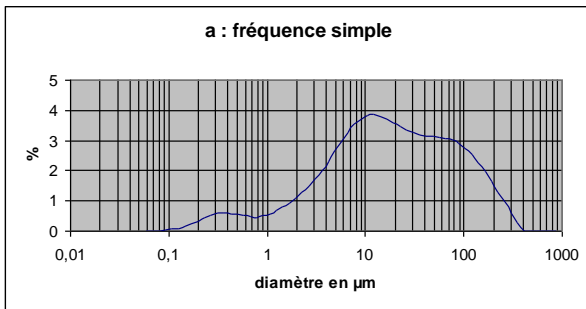


Figure n° 58 : Distribution granulométrique de dep10

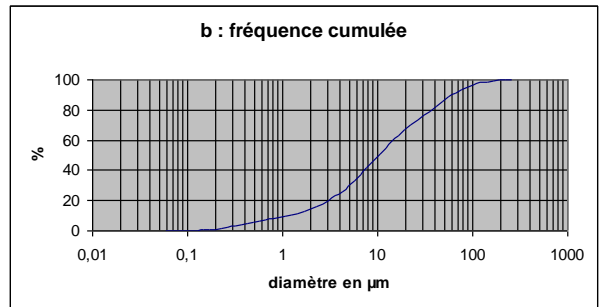
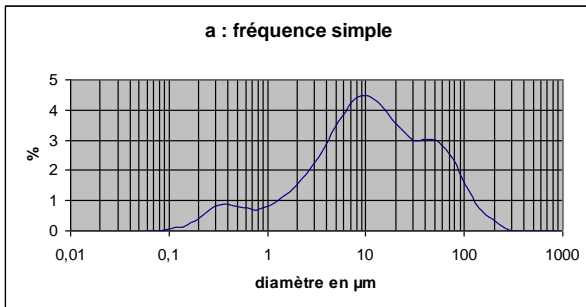


Figure n° 59 : Distribution granulométrique de dep5

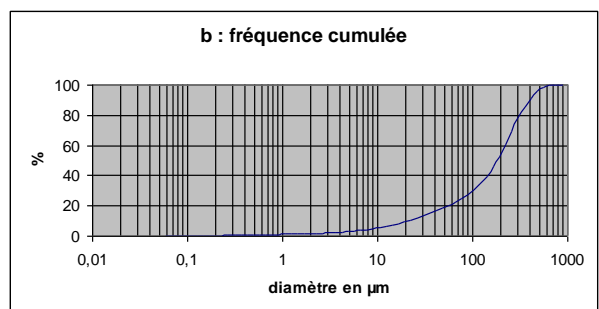
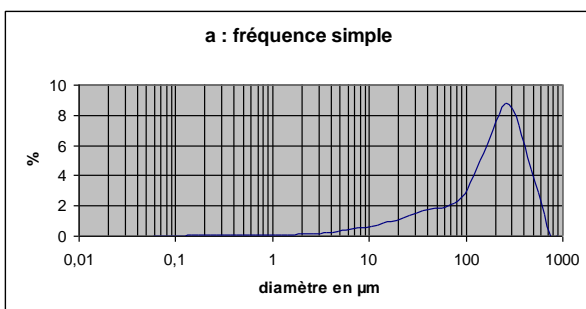


Figure n° 60 : Distribution granulométrique de sd

Tableau n° XXVI : Paramètres granulométriques par rapport à la moyenne

Echantillons	Diamètre Moyen (μm)	Indice de dispersion (écart-type ou standard deviation)	Indice d'asymétrie (Skewness)	Indice d'aplatissement (Kurtosis)
<i>Sd</i>	196	0,129	0,636	-0,174
<i>Dep5</i>	23	0,168	2,605	8,602
<i>Dep10</i>	40	0,158	2,249	5,482
<i>Dep15</i>	36	0,149	1,860	3,950
<i>Dep20</i>	39	0,145	1,748	3,143
<i>Dep25</i>	31	0,165	3,406	13,740
<i>Dep30</i>	27	0,171	2,828	9,526
<i>Dep35</i>	28	0,164	2,487	7,150
<i>Dep40</i>	36	0,159	1,621	2,813
<i>Dep45</i>	62	0,149	1,355	1,727
<i>Dep50</i>	91	0,111	1,152	0,844
<i>Dep55</i>	41	0,186	1,682	3,569

Tableau n° XXVII : Paramètres granulométriques par rapport à la médiane

Echantillons	Médiane (μm) fraction totale	indice de dispersion relative (span)	Nombre de modes	Diamètre modal (μm)	Médiane (μm) fraction sableuse
<i>Sd</i>	180	2,075	1	245	220
<i>Dep5</i>	10	5,932	2	9 42	75
<i>Dep10</i>	16	6,887	1	11	90
<i>Dep15</i>	21	4,331	1	50	78
<i>Dep20</i>	23	4,362	1	51	80
<i>Dep25</i>	12	6,193	1	11	88
<i>Dep30</i>	12	5,775	1	12	80
<i>Dep35</i>	13	5,455	1	14	80
<i>Dep40</i>	25	3,466	1	45	76
<i>Dep45</i>	46	2,924	1	69	89
<i>Dep50</i>	68	2,975	1	115	120
<i>Dep55</i>	30	2,986	1	52	75

Tabl. XXVIII : Distribution granulométrique des quantiles en μm

échant. \ quantiles	10 %	20 %	50 %	80 %	90 %	100 %
<i>Sd</i>	21	54	180	314	396	556
<i>Dep5</i>	1	3	10	37	62	222
<i>Dep10</i>	2	4	16	66	114	302
<i>Dep15</i>	2	5	21	61	91	222
<i>Dep20</i>	2	5	23	67	101	222
<i>Dep25</i>	1	3	12	43	77	351
<i>Dep30</i>	1	4	12	39	72	259
<i>Dep35</i>	1	4	13	43	74	222
<i>Dep40</i>	2	6	25	61	87	191
<i>Dep45</i>	5	13	46	101	141	259
<i>Dep50</i>	7	20	68	154	210	351
<i>Dep55</i>	3	7	30	67	93	222

B) Comparaison des logs minéralogiques

Le contenu de ce paragraphe est fondé sur le commentaire des distributions des phases minérales présentées sur la figure 22 de manière à comparer chacun des niveaux sédimentaires de la profondeur jusqu'à la surface.

La discussion engagée au chapitre IV3B a permis de déduire que la présence d'halite est liée à un apport océanique mis en valeur par une phase d'évaporation majeure, l'hypothèse du transport éolien étant exclue ou mineure. La cristallisation de gypse est également favorisée par l'évaporation.

Par comparaison des logs « fraction totale » et « fraction < 2 μ m » (fig. 22), les proportions d'halite alternent avec les taux de gypse tout au long de la carotte sauf pour dep5 où ils coïncident et sont équivalents avec des valeurs respectives relativement élevées de 7 % et 6 %. Ceci montre qu'au niveau de dep5 les processus actuels supra-sédimentaires se distinguent de processus paléo-synsédimentaires et pourraient exprimer une perturbation actuelle ou des phénomènes concomitants ; ces variations minéralogiques sont corroborées par la granulométrie (fig. 23 et tabl. XXVII).

Aussi le log « fraction totale » indique une évolution des phyllosilicates inverse de celle de la calcite. Cette dernière ne suit pas celle d'un dépôt synsédimentaire contrairement aux phyllosilicates mais augmente vers la surface et n'est donc pas issue d'une roche carbonatée sous-jacente. Elle provient d'un pôle de calcitisation superficiel (haut du log) qui pourrait représenter l'action des eaux météoriques sur les bioclastes marins très présents dans les dunes mais aussi sur les tests d'organismes paraliques, les particules biogéniques directement produites par des éléments biotiques tels que bactéries et cyanophycées ou sur des particules carbonatées précipitant sous l'effet de la photosynthèse comme l'observe CORRE (in JEFTIC et al., 1992) dans le delta du Rhône.

Sur le même log la dolomite comme les phyllosilicates suit une évolution inverse de celle de la calcite et de plus, est absente dans les dunes. Une rupture sensible se produit pour la dolomite entre dep30 et dep25 alors qu'elle est plus marquée pour la calcite entre dep35 et dep40 pouvant symboliser une surface de contact entre un coin salé et une nappe plus douce ; les eaux marines étant plus magnésiennes que les eaux douces.

En comparant le premier et le troisième log (« fraction totale » et « phyllosilicates ») une évolution semblable pour les phyllosilicates et la dolomite (premier log), et la kaolinite (troisième log) est observée. Ces trois taxons sont considérables tout au long du profil et marquent une rupture nette entre dep5 et les dunes (échantillons versants et sommets).

Aussi les taux de kaolinite sont positivement corrélés à ceux de l'halite tout au long du profil. Ils sont les plus élevés à dep40, dep30, dep20 et dep5 avec respectivement 32 %, 36 %, 33 % et 32 % contre 3 %, 6 %, 3 % et 7 % pour l'halite. Les taux les plus faibles étant ceux de dep55, dep50, dep45, dep35, dep25 et dep15 avec respectivement 29 %, 31 %, 30 %, 30 %, 25 % et 31 % contre 2 %, 2 %, 1 %, 2,5 %, 1 % et 1 % pour l'halite.

D'un autre côté, l'indice de kaolinite s'affaiblit corrélativement à une augmentation de celui de l'illite, de la chlorite ou des deux (log « phyllosilicates »). C'est le cas pour dep55, dep45, dep35, dep25, dep15 et dep5 avec respectivement 29 %, 30 %, 30 %, 25 %, 31 % et 32 % alors qu'il peut atteindre 36 % et 35 % à dep30 et dep10. Parallèlement à ces « pulsations », l'évolution du taux du gypse montre une corrélation négative avec celle de la kaolinite (logs « fraction < 2 μ m » et « phyllosilicates »). Celui-ci atteint ses maxima lorsque le taux de kaolinite est relativement faible. On peut l'observer à dep55, dep45, dep25, dep15 et dep5

avec respectivement 2 %, 2%, 9 %, 7 % et 6 % pour le gypse. Il se dégage donc une corrélation positive entre le gypse et le couple illite-chlorite.

L'analyse des distributions minérales du profil interdunaire et des dunes (fig. 22) met en relief d'une part des processus paléo-synsédimentaires auxquels participent les phyllosilicates, la dolomite et la halite ; et d'autre part des processus actuels supra-sédimentaires dont les acteurs principaux sont la calcite, l'halite et le gypse. Par ailleurs les taux d'halite alternent avec les taux de gypse. Les premiers sont positivement corrélés à ceux de la kaolinite alors que les seconds le sont avec ceux du couple illite-chlorite.

2) Chronologies et discussions

Sachant que la kaolinite est ici héritée (PAQUET, 1970, op. cit.) et qu'elle est absente de toutes les croûtes dunaires locales (WEISROCK, 1980, op. cit.), elle ne peut avoir été apportée que par l'océan. Sa corrélation positive avec l'halite semble donc signifier une dynamique synsédimentaire marine. Comme l'observe HOURIMECHE (1988), « l'augmentation des proportions de kaolinite dans la couche moghrébienne supérieure du cap Sim aux dépens des proportions d'illite laisse envisager un milieu marin très proche de la côte, dilué par des eaux continentales ».

En revanche, comme il a été décrit au chapitre IV3A, depuis au moins 4 350 +/- 120 ans BP (Gif-11008), date 14C calibrée correspondant à la base du carottage (cf. fig. 61 page suivante), les eaux de ruissellement provenant des plateaux intérieurs disposés en gradins ont raviné la falaise morte ouljiennne et les formations post-ouljiennes déposant dans la plaine littorale les dépôts fins limono-argileux dont les phyllosilicates sont constitués à plus des deux tiers en moyenne par le couple illite-chlorite. Ces dépôts forment le substratum sur lequel se sont accumulés les différents systèmes dunaires.

A travers ces deux arguments on peut lire les fluctuations sédimentaires tantôt marines, tantôt continentales ou très probablement mixtes. En effet, la présence d'halite et de kaolinite est permanente tout au long du profil même si la première atteint des minima de 1 %. Et si les valeurs du couple illite-chlorite connaissent des variations sensibles le long du profil, elles restent stationnaires. Plutôt qu'un relais entre dynamique marine et continentale, il faudrait plutôt y voir une dynamique coïncidente au sein de laquelle des pulsations s'expriment selon que l'apport marin ou continental domine. Aussi la dolomite, synonyme d'un apport magnésien par l'intermédiaire de l'océan en milieu confiné, décroît de la base au sommet ; signifiant un assèchement progressif au moins à partir de 4 350 +/-120 ans BP malgré une influence encore notable de la mer qui se retire peu à peu.

Durant l'holocène, la transgression flandrienne ou versilienne correspondant au Mellahien dans la chronologie du Maghreb a pu isoler le site sur lequel est bâtie la ville des plateaux intérieurs en envahissant la frange littorale occupée aujourd'hui par la partie occidentale du massif dunaire à l'image des lagunes figurées sur la carte 6. L'actuelle Essaouira aurait alors formé une île au même titre que les îles et îlots de Mogador ont pu se joindre et toucher la ville au niveau de son secteur le plus avancé dans l'océan actuel (le port) lors d'un stade régressif pour constituer une prolongation des terres émergées. Ainsi DESJACQUES et KOEBERLE (1955) pensent qu'à l'Antiquité une île unique mesurant 1000 x 600 m dans ses plus grandes dimensions rassemblait les îles et îlots actuels : « Aujourd'hui l'érosion marine l'a séparée en deux : l'îlot Nord, le plus petit, inhabitable,... ».

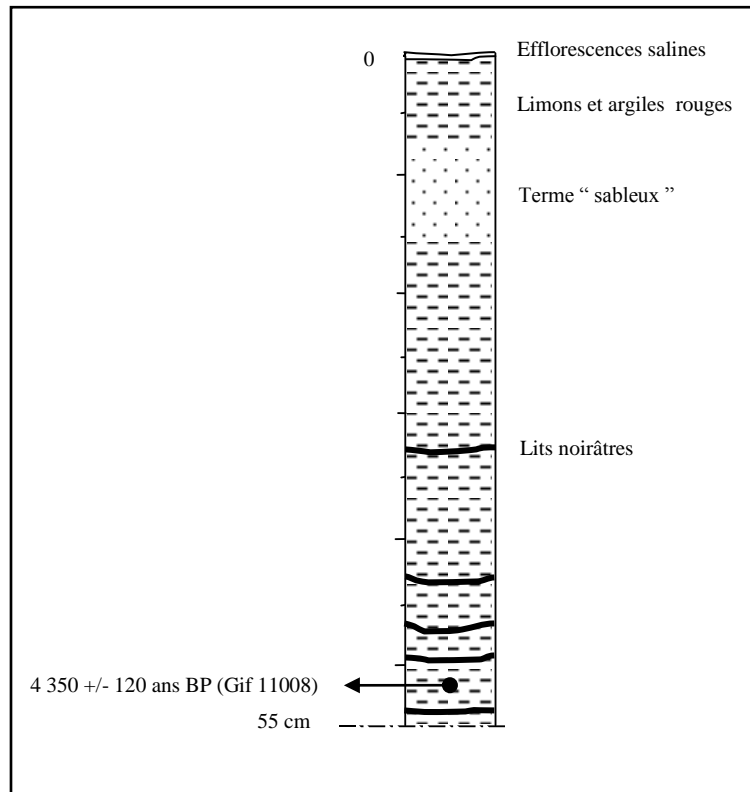


Figure n° 61 : Coupe du substratum limono-argileux.

La transgression marine mellahienne contemporaine du Flandrien ou du Versilien de Méditerranée a pu contribuer au comblement du soubassement dunaire à l'Holocène. Au fil des recherches effectuées sur les chronologies marines ou continentales qu'il est important d'articuler avec l'archéologie et l'anthropologie à travers les occupations humaines, les datations concordent plus ou moins et plusieurs propositions ont été faites dans des régions différentes. Le Mellahien affleure généralement dans les creux interdunaires et sur les colluvions des formations soltaniennes continentales.

GIGOUT (1952 et 1959) a été un des premiers à identifier le Mellahien au Sud-Ouest de Rabat. La datation d'une coquille de mollusque échantillonnée sur la plage de Miramar située à + 2 m a donné un âge de 5 970 +/- 130 ans BP.

La formation mellahienne est décrite ainsi : « sur les dépôts ouljiens consolidés et creusés en lapiez : a) un placage irrégulier de limons rouges ; b) 2 m de sables fins à coquilles : *Mytilus africanus* Ch., *Cardium edule* L., *Macra corallina* var., ... c) 0,5 m de lumachelle consolidée, renfermant des fragments de croûte calcaire remaniée, des cailloux de grès calcaire dont certains sont noircis (pierres de foyer), et des coquilles... Cette lumachelle constitue une surface de remblaiement horizontale dégagée sur 5 ha environ ; d) enfin le dernier sédiment de remplissage, développé en bourrelet au bord du chenal, est un kjökkenmödding gris-noir riche en *Mytilus africanus* et *Purpura haemastoma* et renfermant des débris de poterie » (GIGOUT, 1952).

Les limons et argiles rouges qui constituent l'essentiel de la carotte sédimentaire prélevée à Essaouira-Est pourraient correspondre à ceux du premier terme (a) décrit par GIGOUT (1952). La lumachelle partout absente dans la région (WEISROCK, 1980) peut signifier que la formation à limons rouges représente la base du Mellahien donc la phase ascendante de la

transgression. La région d'Essaouira étant fortement ventée, un colmatage se serait alors produit assez rapidement à partir du Nord de l'actuelle ville pour former une flèche sableuse créant et fermant progressivement la lagune, empêchant ainsi la lumachelle synonyme de dépôt franchement marin de se former.

L'interprétation des datations et les tentatives de comparaison ou d'association sont toujours délicates à manipuler, il est vrai. Plusieurs facteurs contribuent à laisser persister des incertitudes et des imprécisions dont la datation elle-même ; plusieurs datations formant un plan sur une même strate ou plusieurs datations le long d'un profil sont recommandées ; la nature de l'objet daté peut donner une marge d'erreur importante (FONTUGNE, 1991) ; la répartition géographique des sites d'échantillonnage peut permettre de montrer un même phénomène qui s'est produit avec un décalage chronologique considérable selon le site. Cependant, l'amélioration des méthodes de datation isotopique a permis de corriger certaines erreurs notamment sur les coquilles d'œufs d'autruches et sur celles d'organismes marins (FONTUGNE, in RISER, 1996). La comparaison de datations et de matériel daté est alors bénéfique et elle contribue souvent à déterminer et affiner la connaissance des fluctuations climatiques et de leurs dépôts corrélatifs à l'échelle des temps géologiques et plus particulièrement de l'Holocène.

Par exemple, une chronologie dunaire littorale intéressante dans la plaine des Chtouka-Ouest, au Sud d'Agadir est développée (WEISROCK et BARRADA, 1998). Les auteurs prennent en référence chaque « système dunaire » utilisé comme un repère stratigraphique et chronologique. Ainsi pour l'Holocène, ils attribuent un système dunaire lié à la transgression mellahienne qu'ils situent autour de 6 000 BP ; succède un système dunaire éolien roux daté à 3 120 +/- 50 ans BP (Gif 9895) ; et enfin un système dunaire historique marqué par l'abondance des *kjökkenmødding* dont l'âge est 920-1 100 ans BP (Gif 8791-92). Comment peut-on intégrer la date obtenue à Essaouira (4 350 +/- 120 ans BP) dans cette chronologie dunaire ? Doit-on assimiler le terme « sableux » (15-8 cm) au système dunaire éolien roux développé à 3 120 +/- 50 ans BP ? A ce stade de la réflexion une telle « transgression » serait un peu hâtive d'autant plus que le niveau « sableux » (15-8 cm) semble être l'expression d'un haut niveau marin de courte durée.

En Mauritanie, la transgression nouakchottienne équivalente du Mellahien est datée entre 5 500 et 1 700 BP (HUGOT G., 1977).

Dans la dépression littorale de l'Aftout-es-Saheli en Mauritanie, bordée à l'Est par des dunes ogoliennes dont l'orientation est NE-SO, le début de la transgression nouakchottienne est daté à 6 500 BP (COUREL et al., 1996). Les auteurs relèvent que « cet épisode a été à l'origine de la formation de lacs et de mares dans les dépressions interdunaires ». De plus ils observent que les dunes littorales jaunes se distinguant du cordon littoral sont traversées par des chenaux qui reliaient les sebkhas à la mer. Le maximum transgressif est donc postérieur à la formation des dunes jaunes. Par ailleurs, ils notent que la « très vaste lagune » individualisée par le colmatage du cordon littoral est « soumise à une évaporation considérable avec concentration des carbonates et des chlorures que l'on retrouve dans les dépôts actuels de la sebkha ».

L'« absence du Mellahien « sensu stricto » » dans l'Atlas atlantique au regard des diverses datations effectuées le long de la côte atlantique de l'Afrique est relevée (WEISROCK, 1980). Il a été reconnu au niveau de la digue du barrage actuel dans la ria du Bou-Regreg à hauteur de Rabat et daté à 6 000 ans BP (DELIBRIAS et RISER, in RISER, 1999b).

Postérieurement, trois datations d'un niveau transgressif plus récent que le Mellahien précisent la chronologie de l'Holocène supérieur. Il s'agit de 3 715 +/- 130 ans BP à l'embouchure de l'oued Lahouar (sortie Sud d'Agadir) ; de 3 400 +/- 100 ans BP à

l'embouchure du chabet Hamra (40 km au Nord d'Essaouira) ; et de 2 770 +/- 100 ans BP à l'embouchure de l'Oum Laïoun (20 km au Nord d'Essaouira). La base (dep55) de la carotte sédimentaire d'Essaouira-Est est antérieure à ces trois niveaux.

Les creux interdunaires actuels du géosystème d'Essaouira-Est subissent une érosion éolienne et une évaporation notables et n'ont pas encore atteint le stade de sebkhas ; d'autant moins que sur le littoral de Tarfaya l'importance des phénomènes de karstification à l'origine de leur formation est démontrée (RISER, 1996).

Cependant, on peut se poser la question quant à un apport détritique marin éventuel qui constituerait le soubassement dans la mesure où si les carbonates et les chlorures sont présents, peut-on parler comme l'observent COUREL et al. (1996) de concentrations avec de si faibles valeurs (cf. tabl. XIVbis et fig. 22, premier log) ? Le faciès carbonaté est peu présent le long de la carotte sédimentaire, excepté entre 15 cm et 8 cm enregistrant des taux de carbonates qui atteignent 32 et 26 % pour dep15 et dep10 (tabl. XIVbis). Ces valeurs maximales pour le substratum correspondent au terme « sableux » nettement visible et composé en partie de fragments de tests marins (fig. 22 et 61).

Ce résultat serait corrélé soit à une recrudescence de l'aridité marquée par un épisode dunaire soit à un haut niveau marin marqué par la dune du cordon littoral soulignant à l'inverse un épisode humide.

Tableau XIVbis : Taux de carbonates de calcium contenus dans les dunes et le substratum.

<i>Topogr.</i>	<i>Dunes</i>					<i>Substratum</i>										
<i>Ech.</i>	Sne	Vso	Vne	Sso	Sd	dep 5	dep 10	dep 15	dep 20	dep 25	dep 30	dep 35	dep 40	dep 45	dep 50	dep 55
<i>Taux de CaCO₃ en % de la masse</i>	41	42	40	43	38	20	26	32	21	19	17	17	14	12	13	12

Si la première hypothèse était validée, cette recrudescence de l'aridité pourrait-elle être synchronique de celle du Petit Âge Glaciaire étudié par LAMB H.H. (1977), LE ROY LADURIE (1983) dans les Alpes et par MIRAMONT (1998) dans les Alpes du Sud de la France ? Il semblerait que non car si tel était le cas, depuis la période correspondant au Petit Age Glaciaire (PAG) c'est à dire il y a trois siècles environ la phase aride serait suivie d'une phase humide (dépôts limono-argileux de 5 à 0 cm, fig. 22), puis à nouveau d'une ou plusieurs phases arides majeure jusqu'à nos jours ayant vu l'accumulation du massif dunaire. Or, l'épaisseur des dépôts paraît trop importante au regard de trois siècles de sédimentation où le temps dynamique tendrait à se rapprocher du temps fossilisé avec une dynamique sédimentaire très active.

De plus, une phase aride aurait favorisé la cristallisation de halite ce qui n'est pas le cas, comme l'indique le log « fraction totale » (fig.22) avec une absence notable à dep15 et dep10. Ainsi, une phase aride liée au niveau 15-8 cm paraît peu vraisemblable.

L'hypothèse d'une dune bordière accompagnant un haut niveau marin serait alors la plus vraisemblable ; une différence notable par rapport au reste de la carotte est soulignée avec des proportions de fragments coquilliers plus élevées indiquées par des taux maxima de CaCO₃ de 32 % pour dep15 et de 26 % pour dep10 (tabl. XIVbis et fig. 22). Dans ce cas, le double apport hydrique (océanique et continental) discuté plus haut est remplacé par un apport éolien matérialisé par le cordon dunaire littoral. Cette seconde hypothèse est d'autant plus probable que les fragments de tests sont pris dans une matrice identique à celle représentée tout au long du profil.

En domaine continental, dans la région de Tolga (monts Zibans, Algérie) un paléosol d'âge 3 100 +/- 55 ans BP synonyme de conditions biostatiques permettant la pédogénèse traduit une période humide (BENZAOUZ, sous presse). Une autre phase humide est identifiée vers 2 400-2 200 BP dans les Nemencha en Algérie orientale (BALLAIS et BENZAOUZ, 1994 ; BENZAOUZ, sous presse). Enfin, un troisième épisode humide est enregistré encore en Algérie orientale à 1495 +/- 100 ans BP (BENZAOUZ, 1986).

Le terme sableux du profil interdunaire (intervalle dep15-dep10) pourrait correspondre à une de ces trois périodes, contemporain d'un relèvement du niveau marin.

Par ailleurs, les phases de régression lacustres durant l'Holocène ont duré entre 150 et 400 ans, chronologie établie à partir des sédiments lacustres de Tigalmamine dans le Moyen Atlas (LAMB H. F. et VAN DER KAARS, 1995). Les auteurs mettent en relief l'idée que l'enregistrement des changements climatiques dans le sens humide/aride est beaucoup moins abrupt que dans le sens inverse car le niveau des lacs met un certain temps pour baisser alors que la phase aride est déjà installée. Donc, la durée des phases arides doit être rallongée en anticipant sur la première datation. Il faut ainsi tenir compte de ces décalages induits par ce que nous pourrions nommer « l'inertie hydrique ».

Sur le même site, BENKADDOUR (1993) relève trois événements arides à l'Holocène supérieur : 4 400-4 000 ans BP, 3 000-2 500 ans BP et 1 700 ans BP.

En s'insérant entre les épisodes humides relevés par BALLAIS et BENZAOUZ (1994) et BENZAOUZ (1986 et sous presse) ces données concordent bien avec la chronologie établie par les auteurs et montrent la cohérence des résultats pour le Maghreb oriental comme pour le Maghreb occidental.

Les creux interdunaires d'Essaouira fonctionnent comme des cuvettes hydro-éoliennes comme on l'a vu. Sans les assimiler à des sebkhas et sans pour autant être exacte, la ressemblance est frappante entre les dépôts observés (fig. 61) et ceux décrits par CONRAD (1969) (in RISER, 1999b) d'après la coupe de la sebkha El Melah dans le Sahara algérien. On retrouve à la base de l'argile plastique rouge et salée composée d'illite, de chlorite, de kaolinite, d'attapulгите (palygorskite) et de smectite ; puis de l'argile rouge calcaire dont le figuré est identique à celui de l'argile précédente et enfin, en surface, l'argile brune avec des efflorescences de sels recouvre des cristaux de halite.

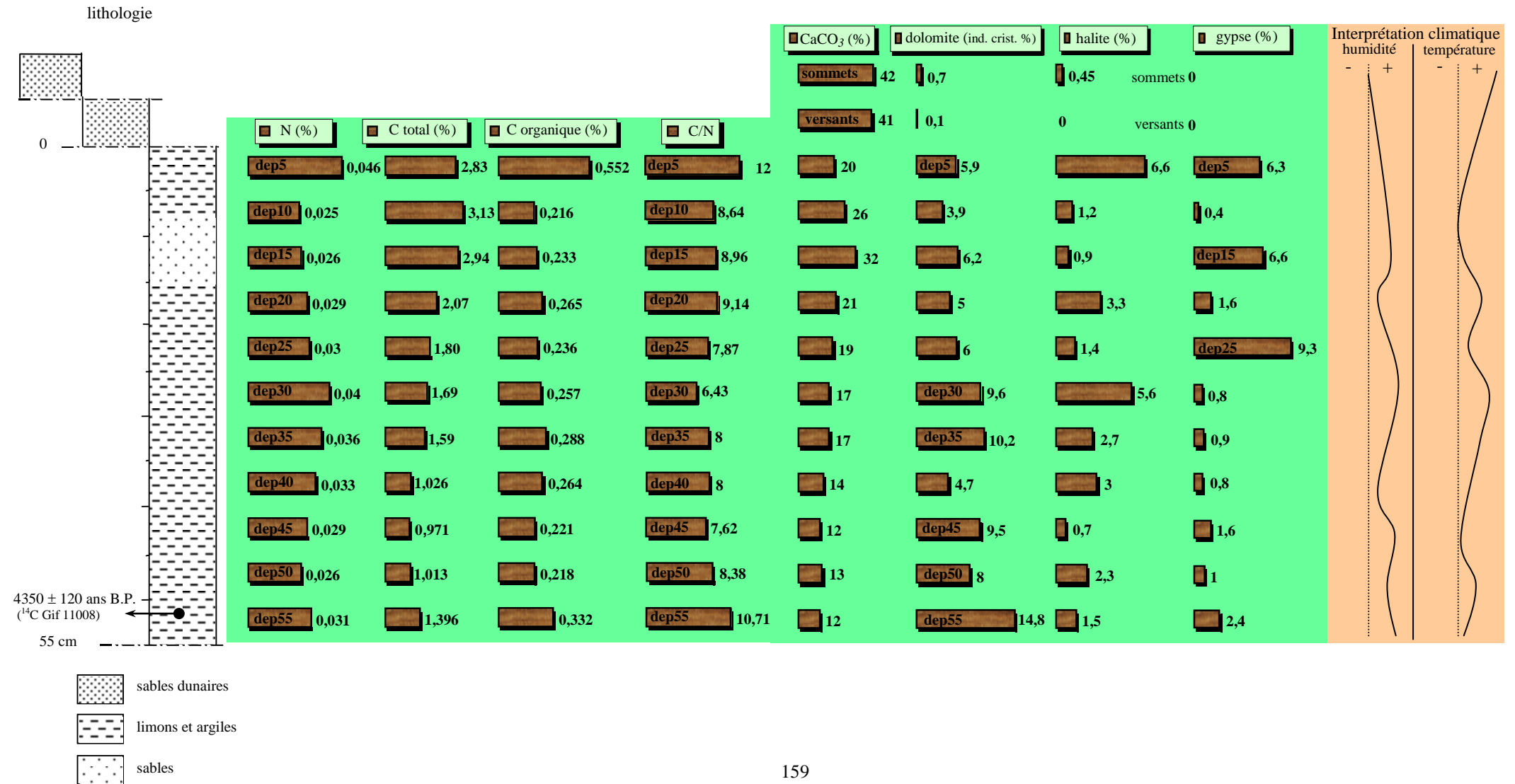
La présence de palygorskite dans l'argile à la base s'explique aisément par l'aridité extrême qui règne au Sahara. De même la cristallisation de halite en surface est le résultat d'une évaporation intense. Bien qu'il soit délicat et difficile de comparer les deux domaines, l'un littoral et l'autre continental, le géosystème dunaire d'Essaouira a pu fonctionner comme un « petit Sahara » en bordure océanique c'est à dire que l'assèchement progressif a favorisé les épandages sableux et la mise en mouvement des particules sous une dynamique éolienne impulsée par l'alizé.

Si la région d'Essaouira et plus largement le Maroc du Centre-Ouest s'inscrit dans une aire climatique à influence méditerranéenne marquée, cette situation géographique est intéressante et pour le moins complexe et ambiguë car elle correspond à une zone de transition entre Europe et Afrique ; c'est pourquoi les recherches sur le plan des relations chronologiques entre les deux continents dans le cadre d'une approche systémique plus large sont importantes.

La figure 62 (page suivante) présente l'évolution de divers indices géochimiques tout au long du profil en partant de la base du substratum échantillonné jusqu'au sommet des dunes.

Les analyses chimiques ont été effectuées au C.E.R.E.G.E. (U.M.R. 6635 du C.N.R.S.) et les données minéralogiques sont issues de la dissolution des carbonates (tabl. XIV) et de la diffractométrie X (fig. 22).

FIG. N° 62 : EVOLUTION DE PARAMETRES GEOCHIMIQUES LE LONG DU PROFIL SEDIMENTAIRE ET INTERPRETATION CLIMATIQUE.



Deux types de données sont présentées dans la figure précédente :

- des indicateurs chimiques où les éléments seuls tels que l'azote et le carbone ont été mesurés et à partir desquels le rapport C / N a été calculé (les quatre colonnes de gauche) ;
- des indicateurs sédimentologiques où les cristaux de dolomite, halite et gypse ont été mesurés par diffraction des rayons X et le carbonate de calcium par dissolution (les quatre colonnes de droite).

Le carbone total est constitué par le carbone organique et le carbone minéral. Les logs des deux premiers évoluent le long du profil de manière quasiment parallèle en partant de la base (dep55) jusqu'à dep20.

A ce niveau, les tendances s'inversent ; le carbone total croît nettement en atteignant des maxima supérieurs à 2,8 % (dep5, sommet du profil) alors que le carbone organique régresse jusqu'à dep10 avec un minimum de 0,2 % puis augmente brusquement pour connaître sa valeur maximale de 0,6 %. Cette régression du carbone organique à partir de dep20 se réalise au profit du carbone minéral puisque le carbone total augmente nettement.

Ces observations coïncident à celles que l'on peut faire de visu sur le carottage, c'est à dire le passage au même niveau d'une texture argileuse à une texture sableuse contenant des bioclastes (cf. tabl. XIV). Elles sont interprétées comme une ouverture du couvert végétal qui favorise soit le développement de gastropodes soit l'accumulation des sables soufflés par l'alizé et issus de l'estran et de l'arrière plage situés plus au Nord. Cette ouverture est également reflétée par la diminution des taux d'azote.

En revanche, le maximum enregistré par le carbone organique au sommet du profil (dep5) est interprété comme la conséquence des boisements importants effectués depuis près d'un siècle sur les dunes. Les débris de végétaux s'accumulent dans les cuvettes interdunaires où se développent aussi des formations algaïres et de nombreux micro-organismes.

Les tendances de l'azote et du rapport C / N corroborent cette interprétation : la première connaît également son maximum à dep5 avec 0,05 %, valeur doublée par rapport à dep10 (0,025 %) indiquant le développement d'un tapis végétal relativement dense ; et le second passe de 8,6 à 12 franchissant la valeur limite fixée à 10 par MEYERS et ISHIWATARI (1991) au dessous de laquelle la matière organique est autochtone. La valeur limite supérieure au dessus de laquelle la matière organique est allochtone étant 20.

En somme, le site d'Essaouira a pu constituer une île ou une presqu'île il y a plusieurs millénaires et les dépôts de la transgression mellahienne sont à rechercher sous les dépôts actuels affleurants. Le substrat limono-argileux recouvert par les sables dunaires ne montre pas de faciès marin typique (excepté peut-être, le niveau 15-8 cm). L'océan s'est peu à peu retiré il y a 4 000 ans en laissant une lagune se former. Celle-ci s'est obturée ou colmatée avec le retour à des conditions climatiques plus sèches, le colmatage étant interrompu par un court épisode humide vers 3 000 ans BP. Le fond de la lagune s'est progressivement comblé avec les apports de ruissellement marqués par des dépôts fins et représentés par le couple illite-chlorite provenant de la falaise morte ouljienne et des formations postérieures. Le mode de sédimentation est du type décantation en eaux calmes.

Les fluctuations climatiques entraînant des modifications géomorphologiques et topographiques contrôlent la répartition des peuplements dans l'espace et leurs activités dans le temps. Les relations qu'ils entretiennent avec les éléments biotiques et abiotiques en dépendent aussi et peuvent montrer que l'élément anthropique est un facteur de modification de certains éléments, de la structure du géosystème et par réaction en chaîne de sa dynamique en agissant globalement.