

Introduction

« On fait la science avec des faits comme une maison avec des pierres,
mais une accumulation de faits n'est pas plus une science qu'un tas de pierres n'est une maison. »

Henri Poincaré

Après avoir montré le déterminisme climatique semi-aride du géosystème dunaire d'Essaouira-Est qui de fait, entraîne des caractères géomorphologiques semi-arides, des formations pédologiques et phytogéographiques peu développées, il est fondamental d'approfondir la connaissance des réactions du milieu à ce déterminisme.

La compréhension des interdépendances entre éléments abiotiques, biotiques et anthropiques constitue la base de l'analyse géosystémique. Leur organisation spatiale et leur évolution dans le temps, leur fonctionnement, les échanges de matière et d'énergie au niveau des interfaces forment la dynamique du géosystème.

Si les éléments abiotiques sont inertes, privés de vie, ils n'en sont pas moins dynamiques et l'évolution topographique du massif dunaire en trois décennies le montre comme les variations hydriques des dépressions.

Une place particulière est faite aux phytolithes qui constituent un traceur de la dynamique végétale. Car bien que formant un élément abiotique puisqu'ils sont le produit d'une cristallisation, ils représentent des minéraux issus d'un flux de matière et d'énergie dont la source est la roche et dont une des étapes du cycle biogéochimique sont les tissus végétaux. Les phytolithes constituent donc un élément abiotique recyclé par un élément biotique : la plante. Nous voyons là tout l'intérêt qu'ils représentent puisqu'ils permettent de quantifier les dynamiques édaphiques et végétales. Aussi, les phytolithes permettent d'analyser une partie des éléments biotiques : la phytocénose.

L'étude dynamique des composants biotiques est principalement centrée sur la phytomasse qui a été en grande partie introduite par l'homme. Elle s'insère donc dans le chapitre VI avec l'analyse de l'élément anthropique. Ce dernier, partie intégrante du géosystème, est-il capable de rompre son équilibre ? C'est à cette question que nous tenterons de répondre.

CHAPÎTRE IV

INTERACTIONS ET DYNAMIQUE ENTRE ELEMENTS ABIOTIQUES

Sans privilégier aucun élément abiotique dans la composition de tout géosystème quel qu'il soit, il est incontestable que la lithomasse représente en quelque sorte, un amer sur un espace où tout évolue en permanence.

Les formations superficielles sont identifiées et leur organisation spatiale précisée.

Après la roche, l'atmosphère et l'eau constituent les deux autres éléments abiotiques.

La dynamique éolienne exerce une influence majeure sur le géosystème puisqu'elle en contrôle sa forme, les types de formes dunaires qui le composent et leur distribution dans l'espace, ainsi que son fonctionnement.

Les actions hydriques jouent un rôle important : elles permettent aux éléments biotiques, et en particulier à la phytomasse, de se développer sur un substrat inerte. Et leur niveau de répartition est superficiel et souterrain.

Dans le cas particulier d'Essaouira, si deux des trois éléments abiotiques que forment l'aéromasse, l'hydromasse et la lithomasse constituent des fluides, le troisième s'en rapproche car il exprime une certaine fluidité à travers la roche meuble composée de sables dunaires et à travers sa capacité à subir un écoulement. Il ne constitue pas un fluide au sens physique du terme, mais sa répartition est contrôlée par la dynamique éolienne qui oriente ou « profile » l'espace dunaire.

1) Identification et organisation spatiale des formations superficielles

Les formations superficielles sont constituées d'un matériel détritique terrigène et elles s'organisent suivant deux séquences sédimentaires.

A) Un matériel détritique terrigène

Des échantillons prélevés sur le terrain sont analysés après avoir subi des mesures de diffraction des rayons X afin de déterminer leur composition minéralogique. Ces mesures ont été effectuées par Jacqueline Lappartient, Yves Noack et Daniel Boerschnek au CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Etude des Géosciences de l'Environnement), Unité Mixte de Recherche 6635 du C.N.R.S. à Aix en Provence.

La figure 20 (page suivante) indique la localisation schématique des sites d'échantillonnage. Le nombre total d'échantillons s'élève à 15 : SNE (Sommet Nord-Est) et SSO (Sommet Sud-Ouest) ont été prélevés sur les sommets des dunes ; VSO (Versant Sud-Ouest) et VNE (Versant Nord-Est) correspondent aux versants sous le vent et au vent. DEP est une colonne sédimentaire prélevée par carottage au centre d'une dépression interdunaire dont les coordonnées relevées par GPS sont : N 31° 30,5' et W 9° 45,1'. Sa longueur est de 55 cm (fig. 14) et elle a été découpée en 11 demi-disques de 5 cm d'épaisseur désignés par DEP55, DEP50...DEP5, du bas vers le haut. La dépression dans laquelle a été prélevée la carotte DEP est représentée par la figure 21.

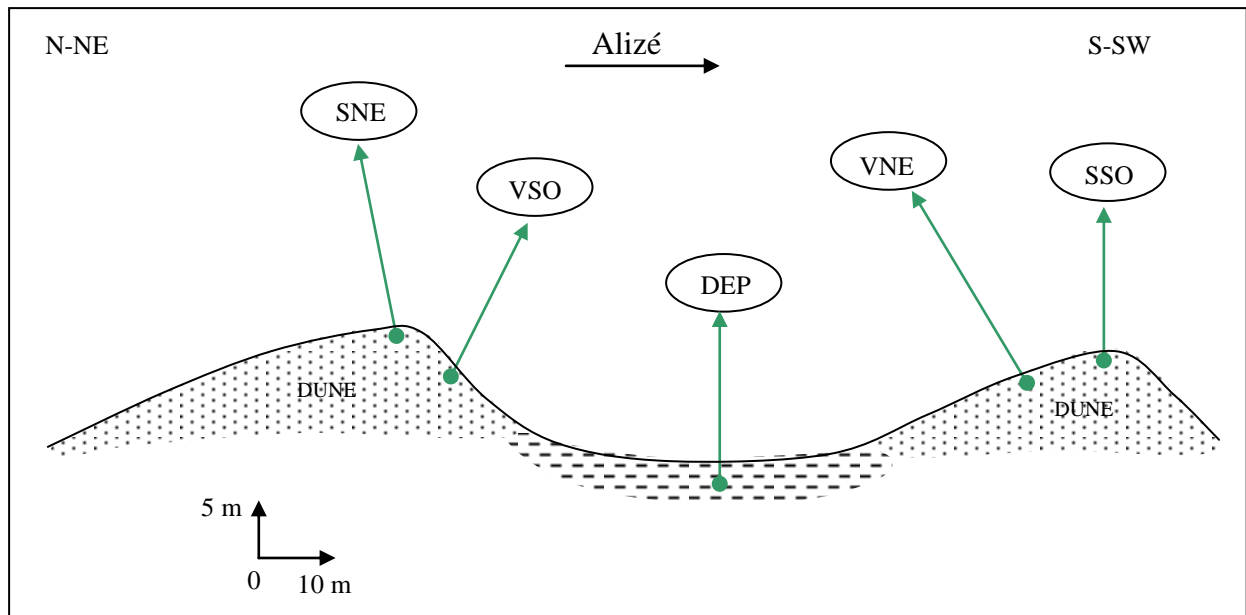


Fig. 20 : Localisation des sites d'échantillonnage en coupe.



Fig. 21 : Site d'extraction de la carotte sédimentaire DEP

Cliché : Claude SIMONE, le 5 VII 1996.

La lithologie illustrée par la figure 22 (p. 76) est représentée à la base de la carotte par des sédiments à granulométrie limono-argileuse. Le niveau 0 indique le fond de la cuvette interdunaire. Le long du profil, le matériel est assez uniforme, excepté une partie plus sableuse entre 15 et 8 cm (cf. fig. 14).

Plus haut dans les dunes, la granulométrie passe à des sables fins composés principalement de quartz et de fragments de tests de mollusques marins, constituant un faciès meuble représenté par les échantillons « versants » et « sommets ». Ces deux derniers correspondent respectivement à la moyenne de VSO et VNE et à celle de SNE et SSO.

L'analyse des différents diffractogrammes X permet de déterminer le cortège minéral de chacun des échantillons (fig. 22) qui ont subi les rayonnements sous diffractomètre Philips (tube au cobalt de longueur d'onde 1,79 Å à 40 kV et 40 mA).

Les phases minérales de chaque échantillon sont illustrées par les trois diagrammes en barres. Elles sont calculées suivant les rapports de surface de pics de diffraction avec le logiciel APD (Automatic Powder Diffraction) développé par Philips. Les unités adoptées correspondent donc à des pourcentages qui expriment les proportions de minéraux ; ce sont des données quantitatives alors que les degrés de cristallinité sont indiquées par la forme plus ou moins aiguës des pics sur les diffractogrammes et représentent des données qualitatives.

Les minéraux essentiels (pourcentage moyen supérieur à 10 %) sont le quartz (50 %), les phyllosilicates (15 %) dont l'illite, la chlorite et la kaolinite, les plagioclases (12 %), et la calcite (11 %). Ceux dont la moyenne est inférieure à 10 % sont la dolomite (6 %), l'halite (2 %), l'hématite (2 %), les feldspaths potassiques (1 %) et le gypse (1 %).

Les phases minérales constituant les échantillons bruts (fraction totale) montrent, par la prédominance des minéraux primaires (quartz, phyllosilicates, plagioclases et feldspaths potassiques) totalisant en moyenne 79 %, qu'il s'agit d'un matériel détritique terrigène.

Cependant, une nette influence biodétritique est représentée par la calcite issue des fragments de tests coquilliers, à hauteur de 25 % pour les sommets et les versants des dunes .

La calcite appartient au second groupe de minéraux dits secondaires, comprenant aussi la dolomite, l'halite et l'hématite. Ils sont issus, soit de recristallisations, soit de néoformations. Le terme de secondaire fait référence aux phases minérales se produisant par altération géochimique postérieure aux phénomènes magmatiques. Il s'applique notamment aux processus de surface, alors que les minéraux primaires, même s'ils se trouvent parfois en surface, sont formés lors de processus réalisés en profondeur.

Le gypse apparaît seulement dans la fraction inférieure à 2 µm (fig.22, 2^e graphique), mettant en valeur sa cristallisation très fine.

Dans la fraction inférieure à 2 µm, la calcite n'est pas prise en compte sur les échantillons dep5, dep20, dep30, dep40 et dep50. Les analyses ont été effectuées en deux séries et les diffractogrammes respectifs de cette dernière étant plus réduits ($0^\circ < 2\theta < 33^\circ$ contre $0^\circ < 2\theta < 35^\circ$ pour la deuxième série dep 10, 15, 25, 35, 45 et 55 ; θ correspondant à l'angle d'ouverture du diffractomètre) ne permettent pas d'évaluer les taux de calcite dont le pic est situé à 3,04 Å. Cependant, il apparaît que sa variation le long du profil (de 0 à 55 cm) est faible.

Aussi, le diagramme correspondant à la fraction inférieure à 2 µm ne restitue pas exactement la réalité des surfaces de diffraction d'origine (exceptés les échantillons des sommets et des versants) dans la mesure où la diffraction des rayons X a porté sur une poudre broyée et non pas sur un sédiment désagrégé. Ce diagramme est notamment intéressant pour la présence du gypse.

Sur le graphique représentant la fraction totale, les cortèges minéraux successifs indiquent une rupture entre le fond de la dépression (dep5) et les versants par la disparition de la dolomite et de la halite, d'une part, dont les valeurs respectives sont de 6 et 7 % ; et l'augmentation des feldspaths potassiques d'autre part, qui passent de 0 à 7 %.

Dans le même sens, une rupture d'une autre nature est observée sur le deuxième graphique (fraction < 2 µm) au même niveau. Le pic de la calcite marque une nette progression dans les

dunes enregistrant 38 %. La faible valeur de calcite à dep10 est observée sur tous les échantillons du profil.

Sur le troisième graphique (phases phyllosilicatées) une troisième rupture est notée au même niveau encore entre dep5 et les versants. Une forte diminution de la kaolinite qui se traduit par un passage de 32 à 4,2 %, puis sa disparition sur les sommets est observée. A l'inverse, l'illite et la chlorite augmentent nettement.

Le cortège des minéraux argileux lié à chaque échantillon est caractéristique d'un matériel hérité dans la mesure où toute néoformation y est exclue (PAQUET, 1970).

Le matériel analysé sur chaque échantillon pourrait provenir de la même source car, tant dans les dunes que dans la dépression, le détritisme terrigène est identifié par la présence majeure du quartz, des phyllosilicates et des plagioclases, totalisant à eux trois, en moyenne plus de 70 % ; même si des variations quantitatives sont notables, le cortège minéral est, pour l'essentiel, identique.

Cependant, le troisième graphique laisse apparaître une rupture qui appelle une discussion.

Si le matériel provient de la même source, la disparition de la kaolinite entre la dépression et les dunes ne peut s'expliquer que par un tri opéré lors des diverses phases détritiques qui se sont produites entre la source et la zone de dépôts actuelle.

Si la source des dépôts interdunaires est différente de celle des sables dunaires, alors la kaolinite marque l'origine d'une roche magmatique, un granite par exemple, ou l'origine d'une phase d'altération pédogénétique en milieu chaud et humide, de type intertropical.

Mais dans tous les cas le matériel dunaire provient de roches magmatiques ou métamorphiques.

Si une discontinuité du cortège minéral se produit au même niveau sur chacun des trois graphiques de la figure 22, il est malgré tout hasardeux de se risquer à toute hypothèse concernant la relation entre stratigraphie et dynamique sédimentaire.

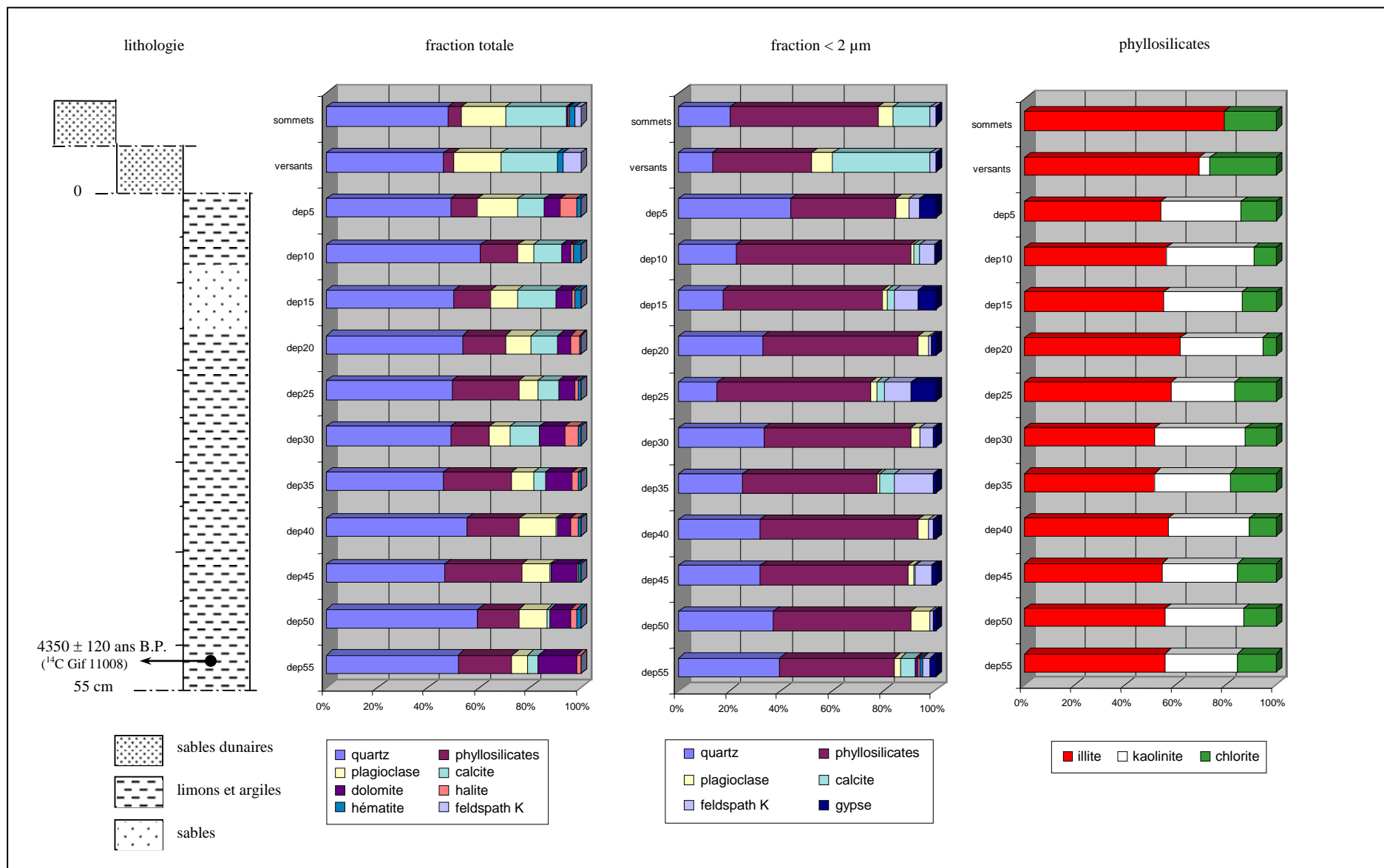


Fig. 22 : Distribution des phases minérales dunaires et interdunaires.

B) Deux séquences sédimentaires distinctes

Deux arguments complémentaires permettent non seulement d'identifier les séquences sédimentaires mais aussi de déterminer leur organisation spatiale et de préciser leur dynamique :

- un argument granulométrique
- un argument minéralogique.

a) L'argument granulométrique

Une granulométrie partielle est effectuée sur chacun des échantillons. Dans un premier temps, un tamisage humide permet de séparer la fraction supérieure à 2 mm de celle inférieure à cette valeur. Tous les échantillons sont exempts de particules supérieures à 2 mm.

Puis un second tamisage humide est réalisé à 50 µm, permettant de quantifier les proportions de sables.

Enfin, sur la fraction inférieure à 50 µm, une extraction d'argiles est effectuée par centrifugation.

La proportion de matière organique étant inférieure à 1 % dans chaque échantillon, sa dissolution n'est pas nécessaire.

Protocole d'analyses suivi :

- séchage des échantillons pendant 48 h à 105 ° C,
- pesée nette,
- tamisage humide à 2 mm,
- tamisage humide à 50 µm,
- séchage du refus pendant 48 h à 105 ° C,
- extraction des argiles par centrifugation sur la fraction inférieure à 50 µm, suivant la formule :

$$t = ct \cdot [63 \cdot 10^8 \cdot n \cdot \log (R/S)] / (N^2 \cdot D^2 \cdot ds)$$

t = temps de rotation en mn,

ct = coefficient de correction de la température, 0,908 à 20 ° C,

n = viscosité en poises, 0,01005 pour l'eau distillée,

R = rayon de rotation à la surface du sédiment,

S = rayon de rotation à la surface de la suspension,

N = vitesse de rotation en tours / mn,

D = diamètre des particules à extraire en µm,

ds = différence de densité entre les particules en suspension et le liquide, environ 1,6 pour les argiles,

- séchage des limons et des argiles pendant 48 h à 105 ° C,
- pesée nette des trois fractions, sables, limons et argiles.

La fraction argileuse extraite du profil interdunaire est d'une couleur rouille-orangé alors que la fraction limoneuse correspondante est gris-brun.

La figure 23 ci-dessous, illustre les proportions granulométriques des sédiments analysés, en pourcentage de la masse.

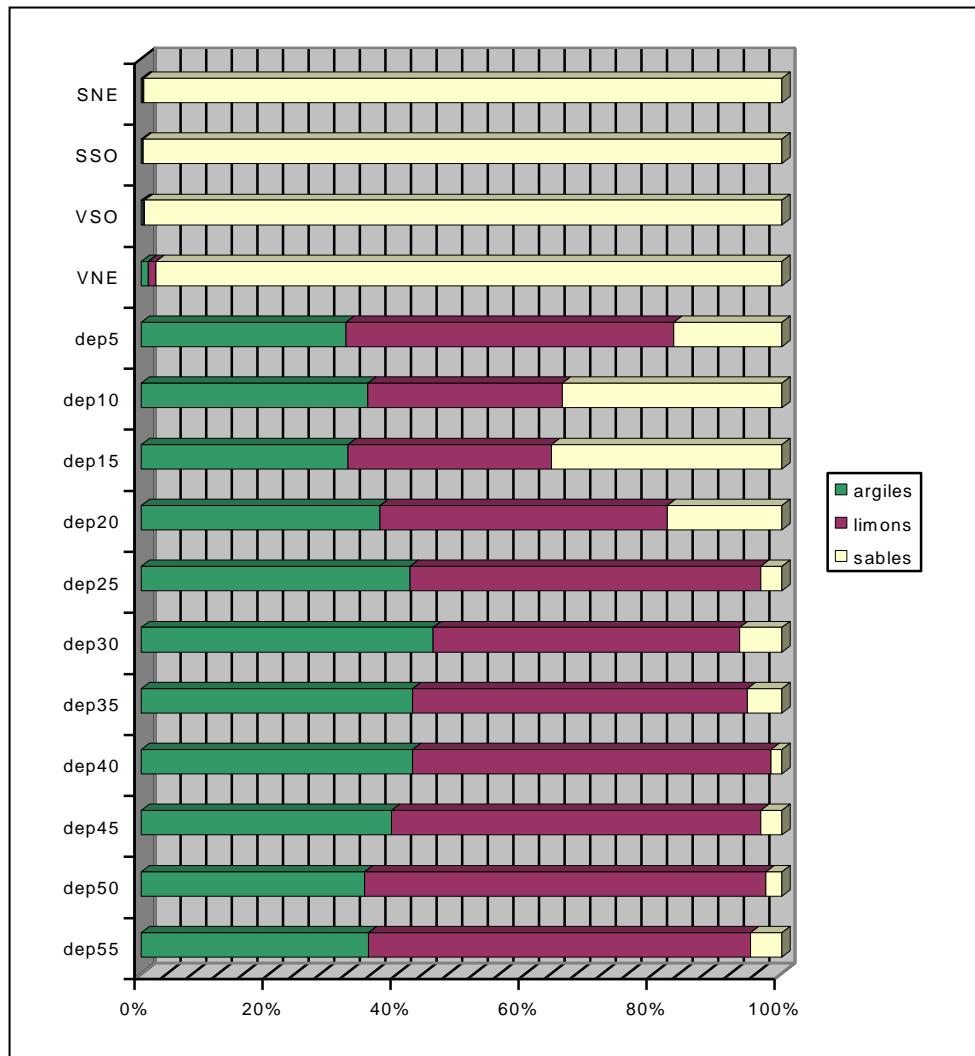


Fig. 23 : Granulométrie des dunes et du soubassement.

La rupture entre dep5 (le fond de la cuvette interdunaire) et les dunes (versants et sommets) est ici beaucoup plus marquée que sur la figure 22. Le contraste est évident et montre que les dépôts interdunaires sont caractérisés par une granulométrie nettement plus fine que celle des dépôts dunaires. De dep55 à dep5, les lutites (limons et argiles) représentent en moyenne 88 % de la masse du sédiment. Alors qu'ils constituent sur les dunes (VNE, VSO, SSO et SNE), en moyenne, à peine 1 %. Il y a bien deux formations sédimentaires différentes.

Deux hypothèses peuvent être alors envisagées :

1. Les dépôts de la dépression se sont accumulés soit par ruissellement, auquel cas ils sont issus du bassin-versant constitué par les dunes ; soit par illuviation, c'est à dire que les éléments colloïdaux migrent en profondeur. Dans ces deux cas la formation limono-argileuse serait postérieure à la formation sableuse. Nous aurions alors une forme d'emboîtement (fig. 24a).

2. Dans la deuxième hypothèse, les dépôts de la dépression sont préexistants lors de l'accumulation dunaire, auquel cas ils forment un sous-bassement, une sorte de « semelle » recouverte par les sables dunaires, mais affleurante par endroits. Ils seraient alors antérieurs à la formation dunaire. La stratigraphie serait alors différente de celle correspondant à la première hypothèse en formant un « étage » (fig. 24b).

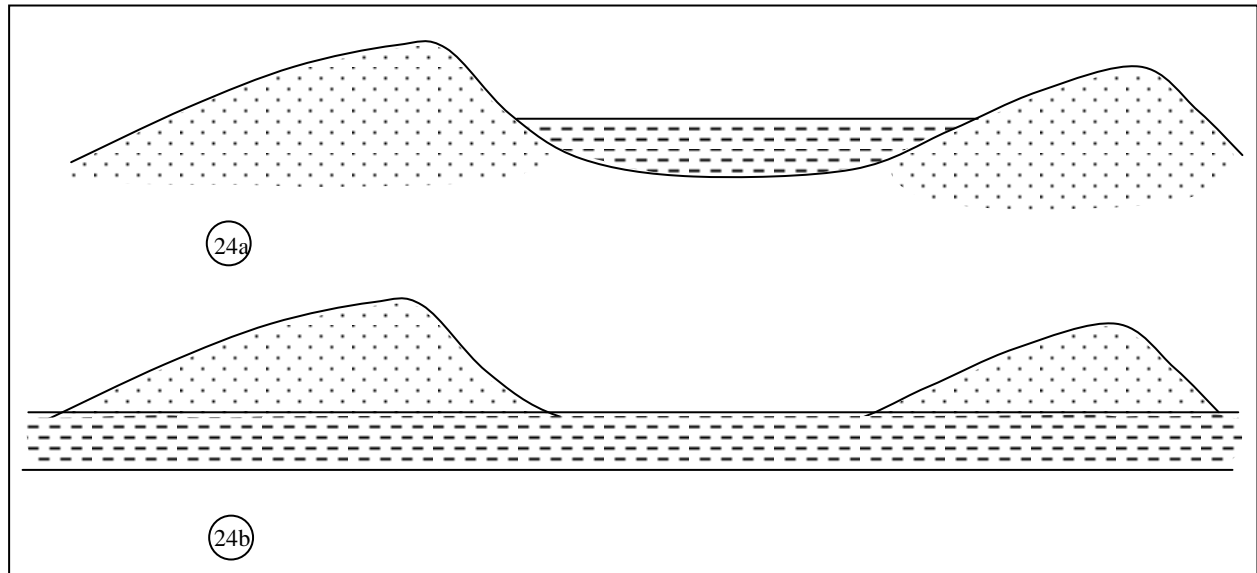


Fig. 24 : Relations stratigraphiques hypothétiques entre sédiments interdunaires et sédiments dunaires.

Dans les deux hypothèses la relation stratigraphique entre la formation sableuse et la formation limono-argileuse correspond à une discontinuité sédimentaire. En effet, la première hypothèse montre le relais entre une dynamique sédimentaire éolienne et une dynamique de ruissellement. Et la seconde hypothèse correspond au cas inverse ; ou plutôt, elle illustre le passage entre une dynamique sédimentaire que nous ignorons pour le moment, et une dynamique éolienne.

La première hypothèse est semblable à ce qu'a observé J.L. BALLAIS à Ksar Rhilane entre les barkhanes du Grand Erg Oriental où « se sont déposés, vers 2380 +/- 155 B.P., des limons argileux, dans un milieu palustre » (BALLAIS, 1991, 1992, in BALLAIS, 1993).

Un exemple similaire de recherche de la disposition stratigraphique est illustré dans l'ouvrage de G. HUGOT (1977) sur un secteur paléolacustre du Sud-Est mauritanien : la dépression du Baten située entre les massifs dunaires de l'Aouker et du Majâbat Al Koubra étudiés par Théodore MONOD (1958 et 1961). La même question est posée mais à une échelle spatiale plus petite et une échelle chronologique plus grande, et avec des lithofaciès différents (formations lacustres à diatomites et sables dunaires).

b) L'argument minéralogique

Comme il est précisé plus haut, les échantillons « sommets » et « versants » de la figure 22 forment une moyenne de SNE et SSO, et de VSO et VNE. Les phases phyllosilicatées de ces quatre échantillons sont portées dans la figure 25 ci-dessous.

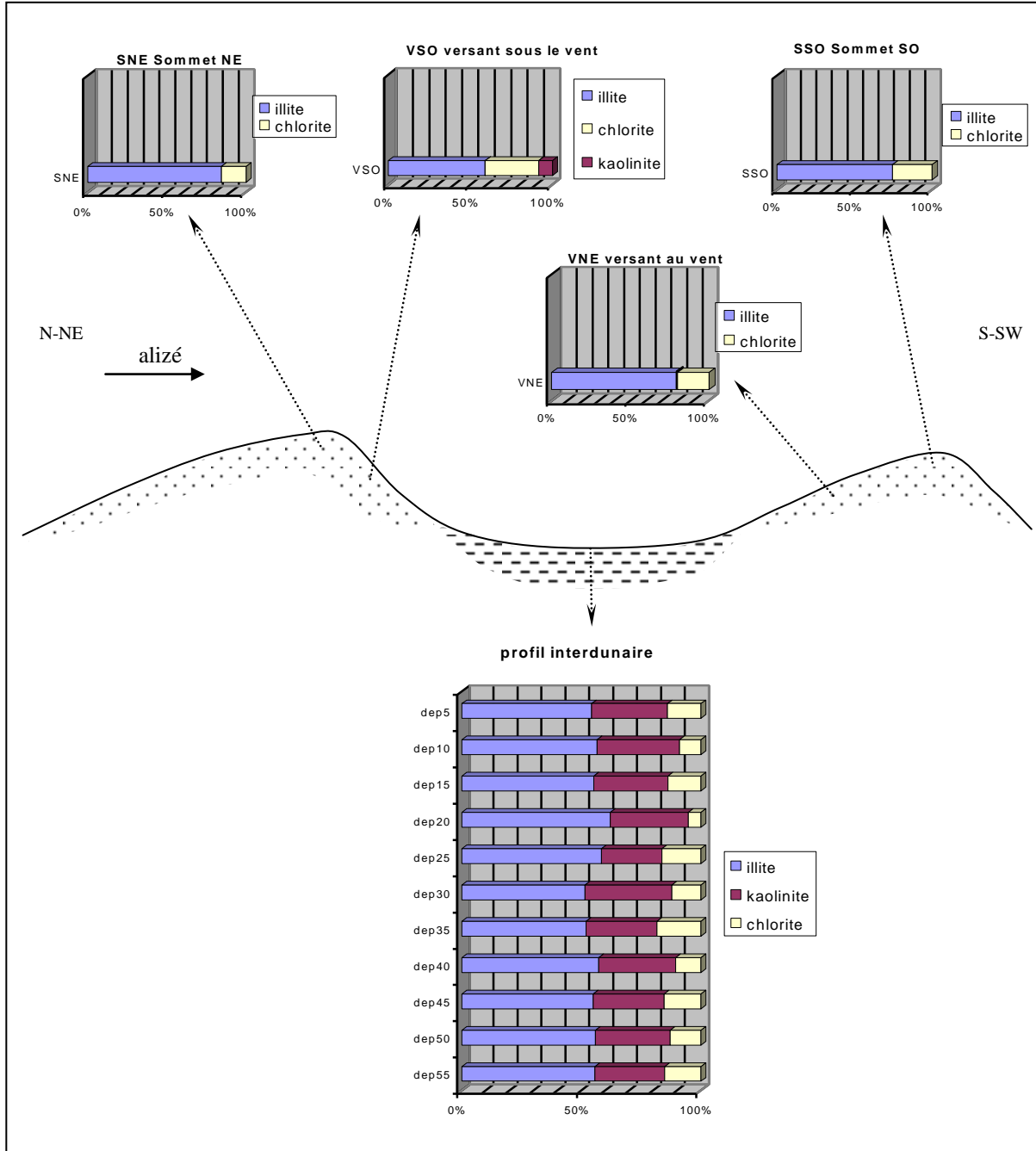


Fig. 25 : Phases phyllosilicatées suivant la direction de l'alizé.

Les ruptures décelées sur les trois graphiques de la figure 22 sont confirmées sur la figure ci-dessus par la minéralogie détaillée des phyllosilicates. Le cortège illite-kaolinite-chlorite présent tout au long du profil interdunaire n'existe plus sur les dunes ; excepté sur VSO où la kaolinite est présente avec seulement 8 %, faible valeur par rapport à la valeur moyenne de

31 % dans la dépression. Les trois autres échantillons dunaires ne contiennent pas de kaolinite.

Dans la première hypothèse, celle du ruissellement (fig. 24a), le cortège illite-kaolinite-chlorite aurait migré dans la dépression alors que les dunes contiendraient encore des particules résiduelles d'illite et de chlorite, mais pas de kaolinite.

Pour quelle raison, cette dernière aurait migré en totalité dans la dépression et pas les deux autres ? Aucune, semble-t-il.

Si l'on ne peut pour le moment, exclure totalement l'hypothèse du ruissellement et si on imagine que le couple illite-chlorite formant le cortège phyllosilicaté des dunes sédimente dans le fond de la dépression, comment expliquerait-on la présence de kaolinite à 31 % ?

La kaolinite ne pouvant se néoformer en domaine méditerranéen et à une courte échelle de temps (PAQUET, 1970), elle ne peut être ici qu'héritée d'une phase d'altération pédogénétique antérieure de type intertropical, tertiaire ou fini-tertiaire correspondant, par exemple, au Plio-Villafranchien.

A la lumière de ces analyses, la relation stratigraphique entre les deux formations sédimentaires correspond à celle indiquée en figure 24b. C'est à dire que les sables dunaires se sont accumulés sur un substrat préexistant donc antérieur, à granulométrie limono-argileuse, et dont les phyllosilicates majeurs sont l'illite et la kaolinite, la chlorite étant moins abondante.

Cette disposition étagée ne signifie pas obligatoirement que les sources sédimentaires sont différentes, comme on aurait pu l'exclure pour la première hypothèse (fig. 24a). En effet, si par exemple, le matériel limono-argileux de la séquence inférieure a subi un transport fluvial, il est issu d'un bassin-versant. L'oued délivrant aussi sa charge à l'océan fournirait alors un stock sédimentaire à ce dernier qui le remanierait et le déposerait en domaine supralittoral. Le matériel étant remanié par le vent, s'accumulerait sous forme de dunes recouvrant une séquence fluviale dont la source est la même.

Dans l'espace, l'idée d'une même source sédimentaire n'est donc pas impossible, induisant dans le temps, une lacune, équivalant au temps de résidence des sables dans l'océan, et séparant le temps dynamique correspondant aux dépôts limono-argileux de celui correspondant aux sables dunaires.

Aussi, lorsqu'on observe la figure 22, les phases minérales (fraction totale) montrent qu'on passe d'une valeur nulle pour les feldspaths potassiques dans la dépression à des valeurs respectives de 7 % et de 3 % sur les versants et les sommets des dunes. On pourrait donc penser a priori que les sources des dépôts dunaires et limono-argileux sont différentes. Mais la faiblesse de ces valeurs nous incitent à la prudence car elles ne constituent pas un argument suffisamment solide pour affirmer que les sources sont différentes.

L'absence de smectite dans les phases phyllosilicatées accuse encore la faiblesse de la capacité d'échange cationique des sols salins en plus de l'apport très réduit en matière organique.

Les formations superficielles sont identifiées et leur organisation spatiale précisée. Dans l'ensemble, il s'agit de dépôts détritiques terrigènes à influence biodétritique au sommet de la coupe (dunes). Cette influence est signifiée par un taux de calcite conséquent (plus de 20 % en minéralogie totale et plus de 38 % dans la fraction < 2 µm sur les versants). La calcite traduit ici, un apport éolien en bioclastes marins.

Par ailleurs, la relation stratigraphique entre les deux séquences sédimentaires est précisée. La granulométrie indique une nette opposition entre les deux séquences permettant d'avancer que

les sables dunaires, d'origine éolienne, se distinguent nettement des dépôts inférieurs dont la texture est limono-argileuse et qui pourraient s'être accumulés sous une dynamique hydrique (limons de décantation).

Les analyses portant sur la minéralogie des argiles montrent que les formations dunaires s'étendent et recouvrent en partie une « semelle » antérieure constituée par la formation limono-argileuse correspondant au substratum.

La colonne sédimentaire qui a été prélevée dans cette formation limono-argileuse (dépression interdunaire, fig. 21) fera l'objet d'une étude plus détaillée concernant les états successifs antérieurs du géosystème ou son archéologie, dans une troisième partie.

La relation entre dynamique sédimentaire et stratigraphie induit toute une série de relations postérieures dépendantes des deux autres éléments abiotiques : les dynamiques éolienne et hydriques.