

B) Le rôle de l'océan et des aquifères

La proximité de l'océan Atlantique est telle qu'on ne peut occulter l'hypothèse de sa contribution à l'hydrodynamisme local. Mais cette contribution si elle existe, représente-t-elle un apport hydrique interne ou externe ? Est-ce que les eaux océaniques alimentent les dépressions interdunaires par le biseau salé ou par le contact océan / massif dunaire ?

Le lien entre les eaux océaniques et les eaux douces qu'elles soient phréatiques ou superficielles s'il existe, peut être démontré à travers l'halite contenue dans la formation limono-argileuse du soubassement (cf. fig. 22).

Mais quelle est donc son origine ? Est-elle liée à une évaporation intense, à un apport marin ou à un apport éolien ? La figure 22 nous montre qu'une origine éolienne est exclue car d'une part les dunes ne contiennent pas d'halite et d'autre part, le soubassement limono-argileux ne peut être d'origine éolienne vu la trop forte proportion d'argiles granulométriques (plus d'un tiers en moyenne) face à une trop faible proportion de sables (12 % en moyenne, cf. fig. 23). La distribution granulométrique de la figure 23 correspond plus nettement à une dynamique hydrique (hypothèse de décantation).

Sur la figure 22, le gypse suit le même schéma que l'halite, c'est à dire qu'il est exclusivement contenu dans le soubassement mais dans la fraction inférieure à 2 μm .

Aussi, il est faiblement représenté et à granulométrie fine d'autant plus que la fraction inférieure à 2 μm est issue d'une poudre broyée avant analyse, alors que l'halite apparaît sur le diagramme fraction totale. Si un phénomène d'évaporation intense à l'origine de la cristallisation d'halite avait lieu le gypse devrait être représenté beaucoup plus largement étant moins soluble que l'halite. Or il n'en est rien. L'halite ne provenant pas non plus de l'évaporation, il ne reste que l'apport marin pour valider sa présence.

Cet apport marin se fait-il par l'extérieur (contact océan/massif dunaire) ou par l'intérieur (biseau salé) ? Sur la carte n° 6, on peut observer que par le phénomène de marées, le contact

océan/massif dunaire peut être régulièrement ouvert même si un platier rocheux les sépare. L'envahissement des cuvettes interdunaires par les eaux marines semble fort possible et on devine la jonction des dépressions par le tracé des plans d'eau lors des marées de plus haut coefficient même si à l'Est, certains se sont asséchés (carte n° 6). Si ce phénomène a pu fonctionner il a pu aussi s'arrêter ou être ralenti en raison d'un colmatage dunaire construit à l'extrémité de l'estran rocheux durant des périodes très arides.

Le remplissage des dépressions par les eaux marines étant parfaitement concevable, l'hypothèse d'une avancée simultanée du biseau salé ou d'une alimentation unique par le biseau salé est tout aussi envisageable dans la mesure où le massif dunaire longe le trait de côte et ne s'en éloigne que très peu (1 km environ).

Mais une avancée du biseau salé très au-delà de la ligne de rivage peut se produire sans pour autant être en contact avec la formation limono-argileuse. En effet, il peut s'intercaler entre la surface supérieure du biseau salé et la base de la formation limono-argileuse une nappe d'eau douce provenant d'un aquifère. Cette dernière étant moins dense recouvrirait l'eau salée. Mais si les deux sont en contact, un mélange même incomplet, a de fortes chances de se produire.

AMBROGGI et THUILLE (1952) sont les premiers auteurs à avoir mené une étude hydrogéologique intégrant des analyses hydrochimiques sur le Haut-Atlas occidental et le synclinal de Mogador. Ils notent que les eaux des aquifères régionaux sont très chargées en sels et que leur pH varie de 7,1 pour la nappe phréatique Bir Rocca-SE Mogador, à 8,3 pour celle du Cénomano-Turonien, captage de l'oued Ksob (30 l/s).

Au sujet des dunes récentes, COCHET et COMBE (1975) signalent que trois puits (77/51, 78/51 et 79/51) situés en moyenne à 2,5 km du trait de côte ont été creusés en 1955 à l'Est d'Essaouira dans les dunes quaternaires pour l'alimentation en eau de la ville. Les deux premiers ont traversé le Quaternaire, le Pliocène et atteint le Crétacé, alors que le troisième était arrêté dans le Pliocène. Ils remarquent que : « la tranche aquifère était peu épaisse et l'on n'a obtenu qu'un faible débit. Le niveau piézométrique étant voisin du niveau de la mer, un pompage prolongé aurait donné lieu à un appel d'eau salée ; les puits ont par la suite été abandonnés ».

Les mêmes auteurs mentionnent que les eaux très douces bicarbonatées calciques du Quaternaire de la zone côtière d'Essaouira « sont rares (dunes d'Essaouira : 0,2 à 0,3 g / l) et le faciès chloruré sodique prédomine largement ».

Dans le même secteur, MOUSANNIF (1976) identifie deux nappes phréatiques : la nappe libre des grès dunaires (contenue dans le Plio-Quaternaire) et la nappe profonde du Cénomano-Turonien. En ce qui concerne la première, l'auteur précise qu'entre le Djebel Hadid situé au Nord du géosystème dunaire étudié et l'oued Ksob formant sa limite méridionale et sur une distance parallèle au trait de côte de 16 km environ, « l'écoulement se fait de l'Est vers l'Ouest avec un gradient moyen de 1 %. Par contre au Sud du Ksob, les conditions géologiques le long du littoral empêchent pratiquement toute fuite à la mer ». Sur la même portion de littoral, il a observé des résurgences dans les niveaux calcaires crétacés constituant essentiellement des petits filets d'eau (région du marabout de Moulay Bouzerktoun et au Sud d'Essaouira) visibles uniquement à marée basse et ne totalisant guère plus qu'une vingtaine de litres par seconde (MOUSANNIF, 1976).

Lors de périodes pluri-annuelles arides où l'on peut penser que ces faibles résurgences totalisent un débit quasiment nul, le mélange entre eaux marines et eaux douces phréatiques peut donc se réaliser facilement puisqu'une ouverture entre les deux est confirmée (MOUSANNIF, 1976). Qu'elle se situe sur la frange littorale, au niveau du massif dunaire ou

quelques kilomètres plus à l'Est, la position de la ligne de mélange des eaux indique que des remontées salines par capillarité peuvent aisément se produire lors de phases climatiques arides au sein du géosystème. Alors, l'explication de la présence d'halite par l'apport océanique devient évidente mais sa cristallisation n'a pu se réaliser qu'au cours de phases évaporatoires aiguës.

Aussi, MOUSANNIF (1976) indique sur « la carte piézométrique et la carte des salures » une courbe d'isosalure à 1,5 g/l de résidu sec à 180 ° C. Le géosystème dunaire est entièrement inclus dans la superficie cartographiée qui s'étend du littoral à plus de 11 km à l'intérieur. Concernant les eaux superficielles qui remplissent les dépressions et si l'océan alimente en partie ces creux interdunaires, on peut se poser la question de l'existence d'un gradient de salinité décroissante à partir du trait de côte et suivant une direction qui lui est perpendiculaire.

Des analyses ont été réalisées sur le terrain pour tenter de déceler un gradient suivant un transect parallèle au littoral c'est à dire NE/SW et un transect NW/SE qui lui est perpendiculaire. Les mesures effectuées à la fin du mois de Mai 1998 portent sur la température de l'eau, son pH et sa conductivité, tous trois relevés avec un thermomètre, un pHmètre et un conductimètre électroniques pré-étalonnés. La figure 30 indique la position des plans d'eau sur les transects et le tableau XV les mesures obtenues.

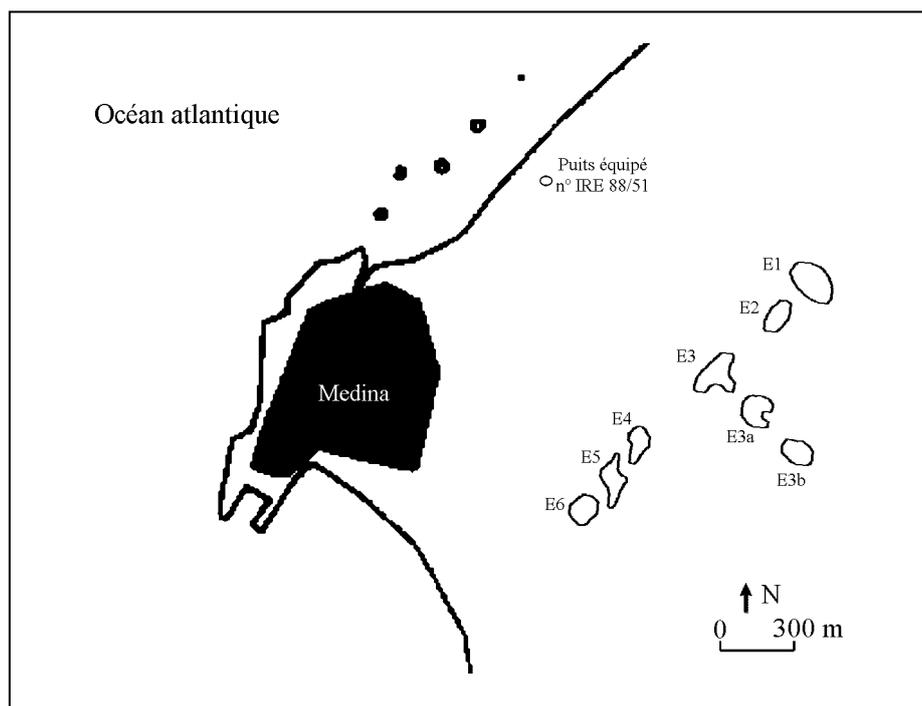


Fig. n° 30 : Transects NE/SW (E1-E6) et NW/SE (E3-E3b) établis pour les mesures de température, pH et conductivité des eaux lagunaires.

Tabl. XV : Température, pH et conductivité des eaux lagunaires.

Transect NW/SE			
<i>Plans d'eau</i>	<i>Température en ° C</i>	<i>pH</i>	<i>Conductivité en mS/m</i>
E3	29,3	9,8	710
E3a	30,1	9,8	830
E3b	28,4	8,9	400
Transect NE/SW			
<i>Plans d'eau</i>	<i>Température en ° C</i>	<i>pH</i>	<i>Conductivité en mS/m</i>
E1	29,9	9,4	1080
E2	32,9	10,2	360
E3	29,3	9,8	710
E4	32,9	9,6	520
E5	24,8	9,1	350
E6	34,9	8,8	380

Le tableau XV indique des valeurs de conductivité relativement faibles dans l'ensemble, donc des teneurs en sels dissous également faibles.

Le premier problème rencontré par ces mesures est que les températures ne sont pas toutes nivelées à 25 ° C en raison de la variété des sites d'échantillonnage (plus ou moins d'ombre, épaisseur variable de la tranche d'eau) ; cependant, les écarts sont modestes notamment pour le premier transect permettant d'établir une comparaison.

Une nette diminution de la conductivité qui passe de 710 à 400 mS/m entre E3 et E3b est observée. Les valeurs réduisant de moitié entre E3 et E3b indiquent une chute de salinité très sévère.

Pour le second transect, la décroissance de conductivité entre E1 et E6 est encore plus marquée puisqu'elle passe de 1080 à 380 mS/m. Ce transect d'orientation NE/SW est bien plus long que le premier et par conséquent plus fiable même si les quantités de sels en solution sont faibles et les écarts de température de l'ordre de 10 ° C. Sachant que l'augmentation de cette dernière provoque une croissance de la conductivité, la différence de conductivité entre E1 et E6 devrait être encore plus accusée à température égale. Donc le gradient E1-E6 qui se traduit par le passage d'une conductivité de 1080 mS/m à 360 mS/m est, en réalité, encore plus creusé.

Puisqu'un gradient de salinité décroissante existe en s'éloignant du littoral, alors l'influence océanique peut être confirmée. Ces résultats s'accorderaient avec ceux de CHAHBOUN (1988) et GENTILE (1997) qui ont montré que la houle d'une énergie assez élevée dans cette région est de direction NW/SE induisant une dérive littorale NE/SW. Ainsi lorsque les niveaux des nappes sont au plus bas l'énergie de la houle peut aider à une pénétration plus profonde des eaux marines suivant une direction perpendiculaire au trait de côte.

Le transect NE/SW marque un gradient de salinité décroissante plus accusé, ce qui pourrait signifier que la dérive littorale a plus d'influence sur la pénétration des eaux marines que la houle de secteur NW. Mais, considérant la dérive littorale et la houle comme deux éléments différents, la complexité d'éventuels phénomènes synergiques et la difficulté à les quantifier séparément nous poussent à la prudence en l'absence d'analyses plus complètes.

Cependant, MOUSANNIF (1976) qui a réalisé une série de mesures hydrochimiques dans le synclinal d'Essaouira-Chichaoua sur des puits équipés, des forages de reconnaissance, des sources et des stations de jaugeage, relève, entre le 20 Mars et le 30 Mai 1974, une

conductivité de 2331 $\mu\text{mhos/cm}$ ou $\mu\text{S/cm}$ sur le puits équipé n° 88/51 situé à la limite du quartier industriel au Nord de la ville à 200 m environ du trait de côte (cf. fig. 30).

Par comparaison avec nos valeurs, 2331 $\mu\text{S/cm}$ équivalent à 233,1 mS/m ce qui est inférieur à chacune de nos valeurs. Aussi, sur le diagramme de Schoeller et Berkloff, l'auteur porte Cl^- en valeur maximale pour le même puits et $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ en seconde position avec une valeur légèrement inférieure par rapport à Ca^{++} , Mg^{++} et SO_4^- , ce qui est très compatible avec la proximité de l'océan.

Cependant, une conductivité de 233 mS/m semble aberrante au regard de nos relevés dont la plus petite valeur est 350 mS/m puisque le puits n° 88/51 est plus proche de l'océan et que l'eau qu'il contient devrait avoir une concentration en sels bien supérieure à celle des dépressions interdunaires. Mais les dates de relevés effectués par MOUSANNIF (1976) sont comprises entre le 20 Mars et le 30 Mai 1974 et le puits n° 88/51 a pu être mesuré fin Mars. Or, en cette période les pluies sont encore relativement abondantes (cf. fig. 5) permettant à l'inféoflux d'abaisser la salinité.

De plus, MOUSANNIF (1976) démontre par des mesures réalisées le long de deux transects perpendiculaires au trait de côte que la conductivité chute nettement en s'en éloignant dans un cas, alors que dans l'autre la diminution est plus modérée. Le premier cas est fondé sur trois mesures en partant du puits n° 88/51 jusqu'au point de mesure n° 58/51 situé à 11 km du trait de côte et en passant par le point de mesure n° 41/51 (cf. tabl. XVI).

Tabl. XVI :

Mesures hydrochimiques le long d'un deuxième transect perpendiculaire au trait de côte, d'après Mousannif (1976), modifié.

Sites	Puits équipé n° 88/51 (trait de côte)	Point de mesure n° 41/51 (8 km du trait de côte)	Point de mesure n° 58/51 (11 km du trait de côte)
Conductivité en $\mu\text{S/cm}$	2331	731	603
Rés. Sec à 180° C en mg/l	1450	385	365

Le tableau ci-dessus indique une chute de la conductivité et du résidu sec qui sont quatre fois moins élevés à 11 km du trait de côte. L'influence de l'océan Atlantique devient ici évidente. Il est donc question d'eaux lagunaires dans les dépressions interdunaires puisque un lien avec l'océan est identifié.

Le second cas est un transect constitué de quatre mesures qui suit l'oued Ksob en s'éloignant aussi du trait de côte. La première est réalisée sur une source située à trois kilomètres de l'estran ; la deuxième est effectuée sur une source également ; la troisième sur « un point de mesure » et la quatrième sur un puits équipé distant du trait de côte de 15 km (cf. tabl. XVII). Pour le transect réalisé, l'oued Ksob s'écoule également suivant une direction perpendiculaire au trait de côte. MOUSANNIF (1976) constate aussi que « la chimie des eaux superficielles est analogue à celle des eaux souterraines captées ».

Tabl. XVII : Mesures hydrochimiques le long d'un troisième transect perpendiculaire au trait de côte, (basse vallée l'oued Ksob), d'après Mousannif (1976), modifié.

Sites	Source n° 6/51 (3 km du trait de côte)	Source n° 62/51 (3,5 km du trait de côte)	Point de mesure n° 100/51 (12 km du trait de côte)	Puits équipé n° 34/51 (15 km du trait de côte)
Conductivité en $\mu\text{S/cm}$	1801	2012	1894	1300
Rés. Sec à 180° C en mg/l	1400	1275	1530	926

Le tableau XVII indique une baisse de la conductivité et du résidu sec beaucoup plus modérée que dans le cas précédent et les valeurs bien plus élevées sont de l'ordre du double et du triple. Conductivité et résidu sec stagnent et même augmentent légèrement jusqu'à 12 km du trait de côte pour enfin baisser considérablement au puits n° 34/51. Un apport en sels autre que celui de l'océan est donc à rechercher.

Cet apport ne peut provenir que des nappes du Cénomano-Turonien et du Plio-Quaternaire qui alimentent l'écoulement du Ksob respectivement en amont et en aval bien que celui-ci soit pérenne sur les dix derniers kilomètres. En effet, le bassin versant de l'oued Ksob dont la superficie totale est de 1480 km² se compose de trois sous-bassins principaux :

- bassin versant de l'oued Igrounzar (superficie de 863 km²),
- bassin versant de l'oued Zeltène (superficie de 423 km²) et
- bassin versant de l'oued Ksob au sens strict (superficie de 194 km², MOUSANNIF, 1976).

Les oueds Zeltène et Igrounzar drainent les eaux qui prennent naissance dans le Jurassique et le Crétacé du piémont Nord du Haut Atlas occidental à 80 km environ de l'embouchure. Ces deux cours d'eau confluent au niveau du diapir de Taïtoust pour former le Ksob qui draine alors la zone diapirique constituée d'argiles rouges salifères et gypsifères du Permo-Trias (cf. chap. I2Ba) sur 15 km. Ce secteur constituant une partie du bassin versant du Ksob permet aux eaux tant superficielles que souterraines de se charger en sels, expliquant ainsi les valeurs mesurées par MOUSANNIF (1976) sur le transect de l'oued Ksob plus élevées que celles du transect 88/51-58/51 qui passe dans la partie Nord du géosystème dunaire. Ce dernier, situé entre les deux, bénéficierait donc à la fois de la proximité de l'océan et de l'inféoflux lorsque son niveau le permet ; le phénomène de salinisation des bas-fonds interdunaires étant mis en exergue par l'évaporation relativement importante mais cependant insuffisante pour aboutir à un stade de sebkhas telles qu'on peut les rencontrer au Sud de l'Anti-Atlas sur le littoral du Sahara occidental. Peut-être ce géofaciès est-il en train d'évoluer vers un système de sebkha ? Sur la « zone côtière de Mogador », AMBROGGI et THUILLE (1952) évaluent l'évaporation à 1500 mm/an à l'évaporomètre Piche, moyenne établie sur 20 ans d'observations. Alors que COCHET et COMBE (1975) notent suivant la même méthode 780 mm d'évaporation moyenne entre 1952 et 1961, soulignant ainsi la forte variabilité pluri-annuelle des éléments climatiques à Essaouira. Enfin, MOUSANNIF (1976) relève selon la méthode de Thornthwaite une ETP moyenne de 790 mm/an entre 1925 et 1949 et une ETR moyenne de 287 mm/an pour la même période, donnant un bilan climatique dont la déficience de 503 mm/an est relativement importante.

L'origine du gypse indiqué sur la figure 22 pourrait alors s'expliquer par le drainage des affleurements permo-triasiques qui libèreraient des sels s'évacuant en solution dans les eaux phréatiques et recristalliseraient sous l'effet de l'évaporation.

La figure 31 synthétise les données issues du géosystème dunaire et celles relevées par MOUSANNIF (1976) soulignant les écarts de salinité entre les eaux superficielles des lagunes et celle des nappes. D'une part les transects « interdunaires » enregistrent une conductivité trois fois plus élevée que ceux des nappes phréatiques mettant en valeur la concentration en sels dans les lagunes. Et d'autre part, que trois courbes indiquent une conductivité décroissante lorsqu'on s'éloigne de l'océan alors que la quatrième (E1-E6) observe la même tendance suivant une direction NE/SW parallèle au littoral. Aussi, la différence de conductivité entre le premier point et le dernier est plus accusée sur les transects E1-E6 et E3-E3b (eaux superficielles) que sur les transects 88-58 et 6-34 (eaux souterraines) signifiant, peut-être, un rôle « d'effet tampon » joué par les eaux douces phréatiques qui réduisent la chute de salinité.

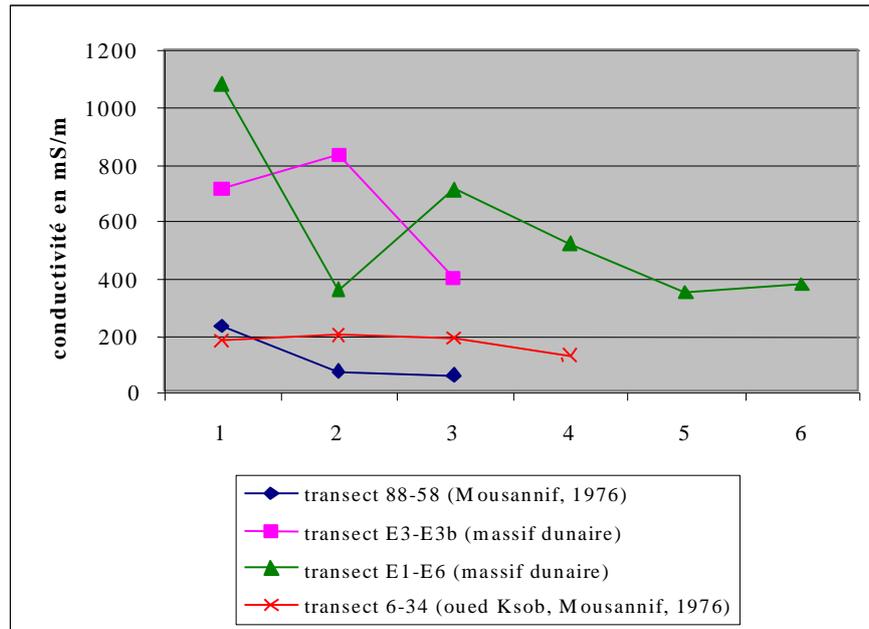


Fig. n° 31 : Comparaison de la conductivité entre transects.

Aussi et surtout, le niveau élevé des valeurs relatives aux eaux lagunaires (transects E3-E3b et E1-E6) peut s'expliquer par un apport abondant en carbonates issus des sables dunaires assez chargés (plus de 40 % en moyenne, cf. tabl. XIV) par infiltration des eaux de pluies entraînant une migration en profondeur des ions.

De plus, JALAL et al. (1996) montrent à partir « d'un ensemble de sources essentiellement céno-mano-turonien » à l'origine de la naissance de l'oued Igrounzar donc avant son entrée dans les terrains triasiques du diapir de Tidzi-Taïtoust, que sa caractérisation hydrochimique et isotopique permet de dégager un hydrofaciès bicarbonaté calcique en amont qui devient bicarbonaté magnésien en aval et un taux de sulfates qui augmente de l'amont vers l'aval. Alors qu'à l'échelle plus large du bassin synclinal d'Essaouira, MENNANI et al. (1996) distinguent un hydrofaciès chloruro-sodique vers la partie amont qui a une tendance calcique à carbonatée dans la zone centrale et redevient chloruro-sodique vers la partie aval pour l'aquifère plio-quadernaire « constitué essentiellement de grès » ; et un hydrofaciès chloruro-carbonaté caractérisant l'aquifère turonien « calcaro-dolomitique fracturé ». Le front d'intrusion du biseau salé pourrait donc s'avancer au moins jusqu'à la limite orientale des couches plio-quadernaires (amont), c'est à dire jusqu'à une vingtaine de kilomètres du littoral au droit d'Essaouira puisqu'un faciès chloruro-sodique y est détecté. Mais ce faciès peut être influencé par le diapir de Tidzi-Taïtoust situé en amont de ce secteur et inclus dans l'aquifère céno-mano-turonien.

Les relations océan-aquifères qui constituent l'hydrodynamisme souterrain sont difficiles à définir et leurs liens avec les eaux superficielles pour le moins complexes. La communication entre les deux est difficile à démontrer en l'absence d'analyses plus poussées car la formation limono-argileuse du substratum peut constituer une séquence imperméable. Le rôle de l'océan est donc double : d'une part celui-ci entretient une humidité variable dans les bas-fonds après des périodes plus ou moins longues d'assèchement des lagunes dont le remplissage est principalement assuré par les eaux précipitées ; et d'autre part il apporte une quantité d'halite importante qui cristallise lors de maxima arides prolongés. Cette halite provient aussi, dans une moindre mesure, des terrains salifères du Permo-Trias (diapir de Tidzi-Taïtoust) drainés

par la nappe céno-mano-turonienne qui transporte également du gypse en plus faible teneur.

Au total, Les éléments abiotiques du géosystème dunaire d'Essaouira-Est, lithomasse, aéromasse et hydromasse ont la particularité d'exprimer une certaine fluidité qui donne au paysage un caractère instable. Le réseau d'interactions entre ces éléments est complexe. Les liaisons internes et interdépendances sont soulignées par les processus d'accumulation, de déflation et de corrasion, d'infiltration, de ruissellement, de remplissage et d'intrusion hydrique, enfin d'évaporation et de cristallisation.

La stratigraphie indique que le massif dunaire s'est formé sur une substratum préexistant constituée d'une formation limono-argileuse. Les sables qui l'alimentent sont issus du cordon dunaire et de l'estran situés en amont-vent.

Le vent remanie ces dépôts et exerce une corrasion importante sur le matériel du soubassement indiquant une forte dynamique éolienne. De fait, l'évolution de la forme du massif et la répartition des types de dunes entre 1953 et 1984 montrent une grande mobilité sur la partie occidentale notamment malgré une tendance à la stabilisation ; l'urbanisation modifie l'orientation de la dynamique dunaire.

Dans la partie paralique du géosystème l'hydrodynamisme a deux niveaux d'action : il est superficiel et souterrain. S'agissant de la surface, les eaux météoriques d'une part, remplissent les dépressions interdunaires et d'autre part, transportent les particules les plus fines par ruissellement à partir des plateaux intérieurs vers la plaine côtière pour les déposer sur le substratum limono-argileux entre les dunes. Lors du remplissage des dépressions, les ions calcium issus des carbonates par hydrolyse sont entraînés en profondeur par infiltration. L'océan et les nappes phréatiques contrôlent les réserves souterraines et apportent des sels dissous (halite et gypse, au moins) qui ont pu cristalliser lors de phases d'évaporation prolongées au sein de la formation limono-argileuse.

L'humidité saline des bas-fonds a permis l'installation d'un tapis de salicornes et autres espèces halophiles (cf. chap. III2). Mais l'halite comme les sables vifs soulignent un équilibre précaire que la population souirrie se doit de maintenir.

Les phytolithes forment un élément abiotique tenant une place particulière car ils sont intimement liés à certains éléments biotiques (les végétaux) et constituent des traceurs de leur dynamique.