

Transports éoliens réels et théoriques en haut de plage et  
sommet de dune (Wissant, Pas-de-Calais, France) / Observed  
and predicted rates of aeolian sand transport on the upper  
beach and dune top, Wissant beach, Northern France

In: Géomorphologie : relief, processus, environnement. Octobre-décembre, vol. 8, n°4. pp. 321-334.

---

Citer ce document / Cite this document :

Meur-Férec Catherine, Ruz Marie-Hélène. Transports éoliens réels et théoriques en haut de plage et sommet de dune (Wissant, Pas-de-Calais, France) / Observed and predicted rates of aeolian sand transport on the upper beach and dune top, Wissant beach, Northern France. In: Géomorphologie : relief, processus, environnement. Octobre-décembre, vol. 8, n°4. pp. 321-334.

doi : 10.3406/morfo.2002.1155

[http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo\\_1266-5304\\_2002\\_num\\_8\\_4\\_1155](http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/morfo_1266-5304_2002_num_8_4_1155)

---

## Résumé

Résumé Les processus éoliens sont des mécanismes essentiels dans la dynamique des côtes sableuses, notamment pour comprendre les bilans sédimentaires des plages et des dunes. Le but de cette étude est de comparer les flux éoliens théoriques, tirés des modèles, et les flux réels mesurés sur le terrain avec des pièges à sédiments sur deux sites de mesures localisés sur une même plage macrotidale, en climat tempéré océanique. Ces deux sites possèdent des caractéristiques communes, notamment l'exposition au vent, mais correspondent à des morphologies différentes puisque l'un est en haut de plage et l'autre en sommet de dune. Les résultats obtenus confirment que les modèles de transport éolien fournissent des ordres de grandeur utiles, mais qui s'éloignent d'autant plus de la réalité que les conditions environnementales deviennent hétérogènes. De façon générale, en sommet de dune, les résultats théoriques sont sensiblement plus proches de la réalité qu'en haut de plage. Ceci est dû au fait que les micro-conditions environnementales limitant le transport y sont moins influentes. Le fetch y est moins souvent réduit par des obstacles, la surface de déflation est plus régulière, le sable y est plus sec et moins tassé ; la situation se rapproche des conditions optimales de laboratoire. Les mesures effectuées in situ fournissent des résultats ponctuels reflétant difficilement la grande variabilité spatiale et temporelle des transports éoliens. Malgré ces limites, les modèles théoriques et les mesures de flux éolien permettent de mieux comprendre la dynamique éolienne. Pour connaître l'impact des transports éoliens sur la morphologie et l'évolution des côtes sableuses, il reste cependant indispensable de coupler ces techniques avec des levés topographiques de grande précision permettant d'estimer les volumes de sable déposés ou érodés.

## Abstract

Abstract The aim of this study is to compare predicted rates of aeolian transport calculated from five theoretical models and observed transport rates obtained from field experiments on two sites located on a macrotidal beach (Wissant beach, France). Although both experimental sites are exposed to the same wind conditions, they are characterised by a distinct morphology, as one site is located on the upper beach ("dune basse"), while the other is on a dune top ("dune haute"). Results show that the discrepancy between measured and predicted rates becomes particularly high when the effects of environmental limiting factors increase. Despite these limits, transport rates models as well as measured sand fluxes allow a better understanding of aeolian processes. To improve our knowledge on the influence of aeolian sand transport on the morphology and the evolution of beach-dune systems it is necessary, however, to combine aeolian sand transport studies with detailed topographic surveys allowing volumetric change analysis of eroded and deposited sand.

# Transports éoliens réels et théoriques en haut de plage et sommet de dune (Wissant, Pas-de-Calais, France)

## *Observed and predicted rates of aeolian sand transport on the upper beach and dune top, Wissant beach, Northern France*

Catherine Meur-Férec\* et Marie-Hélène Ruz\*

### Résumé

Les processus éoliens sont des mécanismes essentiels dans la dynamique des côtes sableuses, notamment pour comprendre les bilans sédimentaires des plages et des dunes. Le but de cette étude est de comparer les flux éoliens théoriques, tirés des modèles, et les flux réels mesurés sur le terrain avec des pièges à sédiments sur deux sites de mesures localisés sur une même plage macrotidale, en climat tempéré océanique. Ces deux sites possèdent des caractéristiques communes, notamment l'exposition au vent, mais correspondent à des morphologies différentes puisque l'un est en haut de plage et l'autre en sommet de dune. Les résultats obtenus confirment que les modèles de transport éolien fournissent des ordres de grandeur utiles, mais qui s'éloignent d'autant plus de la réalité que les conditions environnementales deviennent hétérogènes. De façon générale, en sommet de dune, les résultats théoriques sont sensiblement plus proches de la réalité qu'en haut de plage. Ceci est dû au fait que les micro-conditions environnementales limitant le transport y sont moins influentes. Le fetch y est moins souvent réduit par des obstacles, la surface de déflation est plus régulière, le sable y est plus sec et moins tassé ; la situation se rapproche des conditions optimales de laboratoire. Les mesures effectuées *in situ* fournissent des résultats ponctuels reflétant difficilement la grande variabilité spatiale et temporelle des transports éoliens. Malgré ces limites, les modèles théoriques et les mesures de flux éolien permettent de mieux comprendre la dynamique éolienne. Pour connaître l'impact des transports éoliens sur la morphologie et l'évolution des côtes sableuses, il reste cependant indispensable de coupler ces techniques avec des levés topographiques de grande précision permettant d'estimer les volumes de sable déposés ou érodés.

**Mots clés :** transport éolien, modélisation, piège à sédiments, dune littorale, plage, climat tempéré océanique, Pas-de-Calais, France.

### Abstract

*The aim of this study is to compare predicted rates of aeolian transport calculated from five theoretical models and observed transport rates obtained from field experiments on two sites located on a macrotidal beach (Wissant beach, France). Although both experimental sites are exposed to the same wind conditions, they are characterised by a distinct morphology, as one site is located on the upper beach ("dune basse"), while the other is on a dune top ("dune haute"). Results show that the discrepancy between measured and predicted rates becomes particularly high when the effects of environmental limiting factors increase. Despite these limits, transport rates models as well as measured sand fluxes allow a better understanding of aeolian processes. To improve our knowledge on the influence of aeolian sand transport on the morphology and the evolution of beach-dune systems it is necessary, however, to combine aeolian sand transport studies with detailed topographic surveys allowing volumetric change analysis of eroded and deposited sand.*

**Key words:** aeolian sand transport, predictive models, aeolian sand traps, coastal dune, beach, temperate humid climate, Pas-de-Calais, France.

### Abridged English Version

*An understanding of aeolian processes is of vital importance in the study of sandy shorelines dynamics, particularly in beach-dune sediment budget analysis. A number of models have been developed for predicting rates of aeolian*

*sand transport (Bagnold, 1941; Hsu, 1973; Sarre, 1987), most of these models being based on wind tunnel experimentations or field studies carried out in desert environments. On beaches of temperate humid climate, such models often overestimate aeolian sediment flux as aeolian transport is limited by several factors such as rainfall, moisture*

\* Université du littoral, département de géographie, 2 chaussée des Darses, 59140 Dunkerque. E-mail : meur@univ-littoral.fr ; ruz@univ-littoral.fr

effects, surface roughness (Arens, 1996a; Arens, 1997; Bauer et al., 1996; Gares et al., 1996; Sherman et al., 1998; Van der Wal, 1999).

The aim of this study is to compare predicted rates of aeolian transport calculated from five theoretical models and observed transport rates obtained from field experiments on two sites located on a macrotidal beach (Wissant beach, in France). Wissant beach is a 5.5 km long sandy beach located in a bay widely open to the northwest, limited by Cape Gris-Nez to the southwest and by Cape Blanc-Nez to the northeast (fig. 1). At low tide, the beach is up to 400-500 m wide and has a very gentle gradient (0.6 to 1%). The beach face consists of fine homogeneous well-sorted sands (mean grain size of 0.233 mm). The beach is characterised by an irregular ridge and runnel morphology, typical of the beach morphology of this area (Sipka and Anthony, 1999). This beach is backed by coastal dunes 100 m to 350 m wide (fig. 2) and 6 m to 22 m high above Hydrographic Datum (the French Hydrographic Datum corresponds to the lowest astronomical tide level). Both experimental sites are located in the central part of the beach, which experiences rapid coastal retreat (Marquet, 2000). Both sites are exposed to south-westerly dominant winds (fig. 1). One site, the "dune basse", is located on the upper-beach, fronted by a 2 m high dune scarp (fig. 3). The other study site, the "dune haute", is located on the top of a 19 m high coastal dune.

Potential aeolian sand transport was estimated using semi-empirical equations developed by R.A. Bagnold (1936), R. Kawamura (1964) and K. Lettau and H. Lettau (1978). These models, predicting the quantity of sand transported by wind per hour and metre of beach (Kg/h/m), are based on the determination of the shear velocity. The shear velocity ( $u_*$ ) was calculated from the equation proposed by S.A. Hsu (1974). The threshold shear velocity ( $u_{*c}$ ) was estimated from the equation developed by R.A. Bagnold (1941). Sand fluxes measurements were carried out from July 1998 to May 1999. Vertical modified Leatherman sand traps (Goldsmith et al., 1988) and horizontal ones, designed by J.S. Owens (1927), were deployed in the field (fig. 4). These measurements, 30 minutes long, were coupled with the record of wind intensity and direction.

On the upper beach ("dune basse" site), measured sand fluxes were usually low (tab. 1), especially when the moisture content was high and the mean wind speed was moderate. Calculated potential sand transport overestimated measured ones (tab. 2), in an order of 33 times (tab. 3). On the top of the dune ("dune haute" site), maximum measured sand fluxes were in the order of 50 Kg/m/h under moderate wind speed conditions (tab. 4). Modified Leatherman sand traps were the most efficient ones, capturing 40% of sand more than the horizontal sand traps, indicating that the saltation layer was high, over 17 cm. These differences are explained by the dune morphology, the steep slope of the "dune haute", inducing an acceleration of the wind velocity. The discrepancy between calculated sand fluxes and measured ones were not so huge than on the upper-beach site (tab. 5).

These results show that aeolian sand transport models are useful tools, giving quantitative estimations of aeolian sand

fluxes. However the discrepancy between measured and predicted rates becomes particularly high when the effects of environmental limiting factors increase. Predicted rates are in better agreement with the observed rates obtained on the dune top site compared with the upper beach site. At the top of the dune, a more even deflation surface, less cohesive and dryer sand favour aeolian sand transport.

Sand fluxes obtained from field experiments are based on quasi-instantaneous and site specific measurements; therefore, they do not reflect the great spatial and temporal variability of aeolian sand transport. Despite these limits, transport rates models as well as measured sand fluxes allow a better understanding of aeolian processes. To improve our knowledge on the influence of aeolian sand transport on the morphology and the evolution of beach-dune systems it is necessary, however, to combine aeolian sand transport studies with detailed topographic surveys allowing volumetric change analysis of eroded and deposited sand.

## Introduction

Les processus éoliens sont fondamentaux dans la dynamique des côtes sableuses. À partir des sables de l'estran, le vent crée, modèle et déplace les dunes côtières. Les interactions entre dune et plage confèrent au système sableux souplesse et capacité de réponse aux événements hydrométéorologiques. Ainsi, on peut considérer les accumulations dunaires comme des réservoirs ou des secteurs-tampons dans lesquels les sables sont stockés, puis, éventuellement restitués à la plage lors d'une crise érosive (Short et Hesp, 1982 ; Psuty, 1988 ; Paskoff, 1993 ; Carter, 1995). La dynamique des dunes littorales et l'évolution des rivages sableux sont donc étroitement liées.

Le long des plages, plusieurs conditions doivent être réunies pour qu'il y ait mise en mouvement du sable par le vent, transport puis dépôt et, éventuellement, formation de dunes. Tout d'abord, le vent doit souffler à une vitesse suffisamment élevée pour que les sédiments soient mobilisés. Une autre condition essentielle est la disponibilité d'un stock sédimentaire suffisant. La mobilisation du sable est elle-même dépendante de la cohésion du matériel, de son degré d'humidité et de son diamètre. La largeur de la surface de déflation sur laquelle le vent souffle, prend de l'élan et dessèche le sédiment est également un paramètre essentiel : c'est le fetch éolien. La végétation, les irrégularités topographiques sur le haut de plage ou toutes autres rugosités diminuant la compétence du vent favorisent ensuite le dépôt des sédiments transportés.

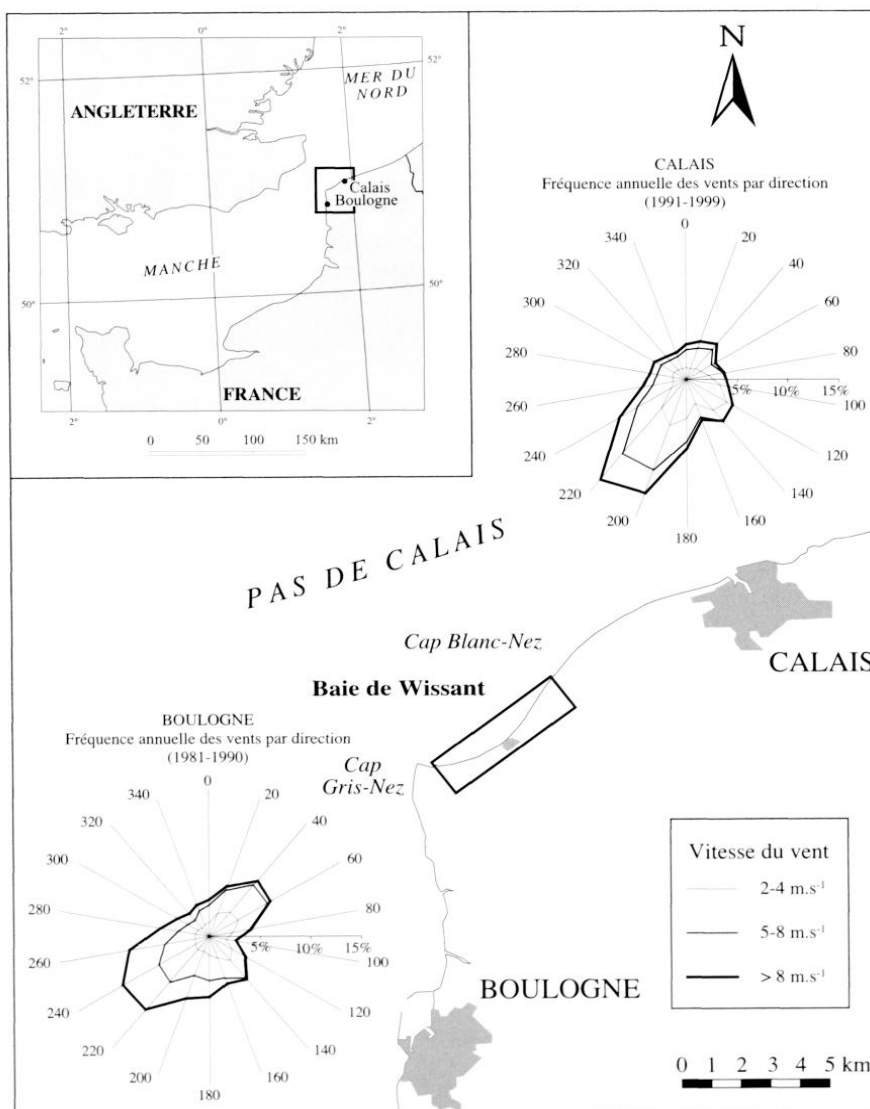
En raison de l'importance de ces processus éoliens dans la dynamique des déserts et des côtes sableuses, de nombreux travaux ont été menés depuis les années 1940 pour quantifier les transports de sable par le vent (Bagnold, 1941). Cependant, plusieurs études récentes ont montré la faible fiabilité des formules théoriques, particulièrement pour estimer les transports sur les plages en zone tempérée (Arens, 1996a ; Arens, 1997 ; Bauer et al., 1996 ; Gares et al., 1996 ; Sherman et al., 1998 ; Van der Wal, 1999). Ainsi, les transports mesurés *in situ* sont souvent fort éloignés des trans-

ports potentiels obtenus à partir d'équations, la plupart des calculs théoriques surestimant les flux réels.

Le but de cette étude est de comparer les flux éoliens réels et théoriques sur deux sites dunaires localisés le long d'une même plage macrotidale, sous climat tempéré océanique. Ces deux secteurs, très proches (fig. 1), correspondent à des morphologies différentes puisque l'un est en haut de plage et l'autre en sommet de dune. La plage de Wissant dans le Pas-de-Calais, choisie pour réaliser ces expérimentations, présente des caractéristiques potentiellement favorables au transport éolien : sables fins, large exposition aux vents marins, régime macrotidal et plage à faible pente dégageant à basse mer une large surface de déflation. Ces conditions ont permis la formation de dunes actuelles et fini-holocènes. Cependant, le centre de la baie (dune d'Aval) subit actuellement une érosion chronique, essentiellement d'origine marine.

Fig. 1 – Localisation de la région étudiée et caractéristiques des vents des stations météorologiques les plus proches.

Fig. 1 – Location map of the study area and wind roses for the nearest meteorological stations.



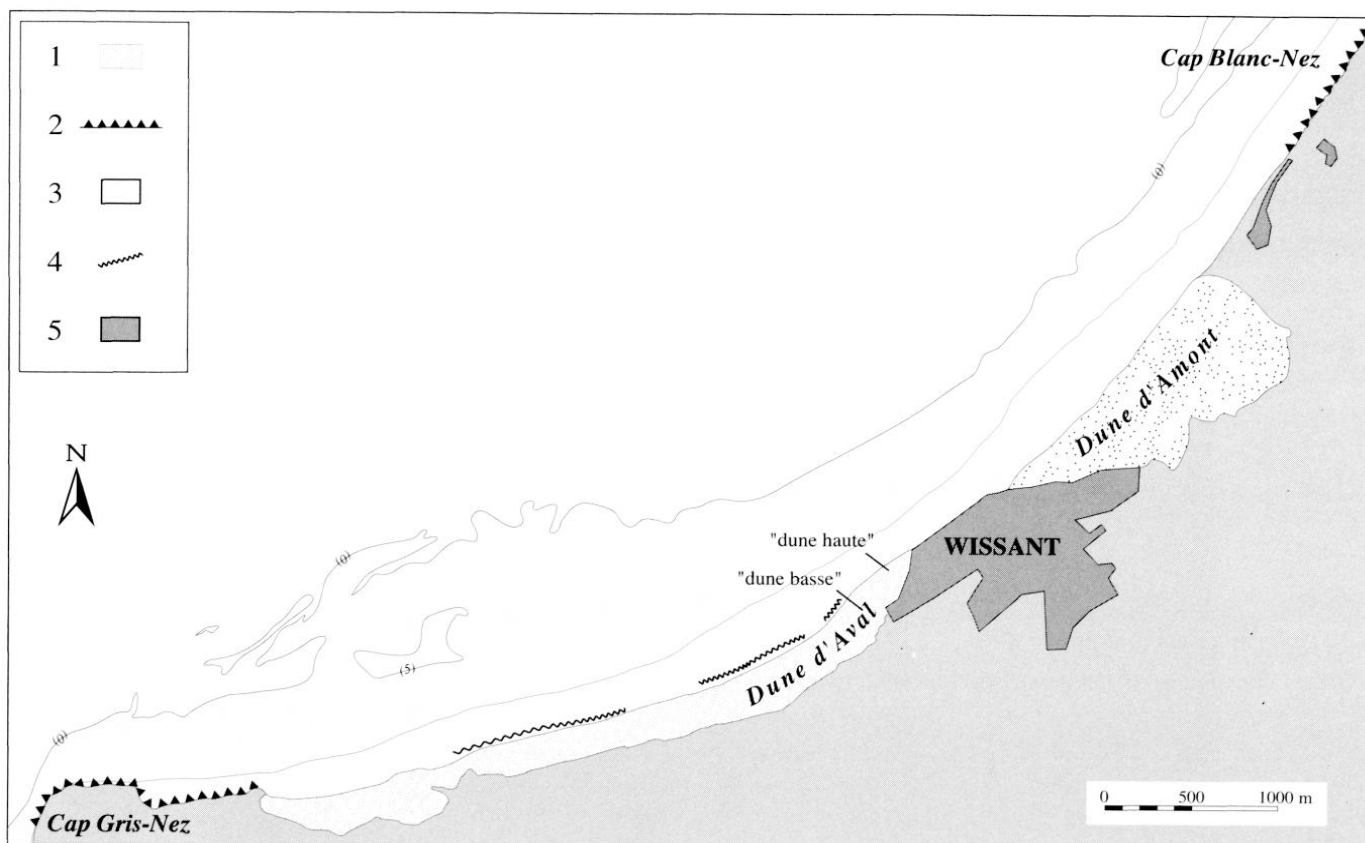
## Présentation du site étudié

### Morphologie

La baie de Wissant, longue de 6 km, est largement ouverte vers le nord-ouest. Elle est encadrée par le cap Blanc-Nez au nord-est et le cap Gris-Nez au sud-ouest (fig. 1). La plage est caractérisée par une morphologie générale de plage dissipatrice à barres et à bâches, typique dans le Nord-Pas-de-Calais (Sipka et Anthony, 1998). À basse mer, l'estran en faible pente (0,6 à 1 %) est dégagé sur 400 à 500 m. Le sable est fin (diamètre du grain moyen de 0,233 mm) et bien trié (indice de tri moyen de Folk et Ward, 1954, de 0,247  $\phi$ ).

La petite station balnéaire de Wissant, située dans la partie centrale de la baie, s'est développée sur les dunes. De part et d'autre de la station, s'étendent deux ensembles dunaires de 100 à 350 m de large : la dune d'Amont au nord-est et la dune d'Aval au sud-ouest (fig. 2). Ces dunes sont des sites classés et protégés au titre d'espaces naturels ; 42 ha de la dune d'Aval appartiennent au Conservatoire de l'Espace Littoral et des Rivages Lacustres et sont gérés par le syndicat mixte EDEN 62. Les deux massifs dunaires connaissent des évolutions contrastées. Alors que la dune d'Amont est actuellement en cours d'accumulation, la dune d'Aval est soumise à une intense érosion depuis au moins le milieu du vingtième siècle. On a mesuré un recul de 250 m de 1949 à 1997 (Marquet, 2000), soit en moyenne 5 m par an dans le secteur le plus touché au centre de la baie. Pendant la même période, le trait de côte de la dune d'Amont au nord-est a progressé jusqu'à 90 m, mais ces moyennes ne reflètent pas les événements épisodiques. Ainsi, en 1983 par exemple, la dune d'Aval a reculé de 10 m pendant l'hiver (Clabaut, 1984).

La dune d'Aval, qui fait l'objet de cette étude, comporte deux secteurs qui s'individualisent par leur morphologie et leur évolution. À l'ouest, un secteur de dunes basses, ne dépassant pas 12 mètres CM (Cote Marine), s'étend sur une longueur de 1 km environ. La mer y taille la dune en falaise vive d'une hauteur moyenne de 2 m et la végétation à fourrés (*Hippophaë rhamnoides*, *Ligustrum vulgare*, *Sambucus nigra*) se trouve par conséquent en position avancée au niveau du trait de côte. Sur l'estran, à une quinzaine de mètres du pied de la dune, affleure un niveau de tourbe mis à jour par l'érosion marine. Pendant l'été, la base du versant dunaire est partiellement fossilisée par des dépôts de pente et précédée par un



bourrelet d'accumulation éolienne, parfois favorisée par la pose de fascines au printemps. Bien qu'il s'agisse d'une formation sableuse éolienne, la morphologie et la dynamique de cette dune s'apparentent davantage à celles d'une falaise meuble qu'à celles d'une dune bordière. Le pied de la dune et le haut de plage de ce secteur, que nous appellerons "dune basse", constituent l'une des deux aires de piégeage éolien (fig. 2 et 3). Plus à l'est, au contact de la station de Wissant, la dune est haute. Sur environ 400 m de long, elle s'élève à 19 mètres CM en moyenne et culmine à 22 mètres CM ; son front en pente raide (38 %) est fréquemment taillé en falaise par la mer dans sa partie inférieure. Le sommet dunaire, instable et peu végétalisé, est soumis à une intense dynamique éolienne qui tend à le faire migrer vers le nord-est sous l'action des vents dominants. La seconde aire de piégeage est située au sommet de cette dune, dite "dune haute" (fig. 2 et 3).

### Agents dynamiques

Les deux secteurs dunaires étudiés, "dune haute" et "dune basse", sont exposés aux mêmes conditions dynamiques. L'ensemble de la plage de Wissant est, en effet, soumis à un régime macrotidal dont le marnage est de 5,84 m en coefficient moyen et de 8,15 m en vive eau d'équinoxe (SHOM, 1997). Par temps de tempête associant basses pressions atmosphériques et forts vents venus de la mer, des surcotes peuvent surélever le niveau prédit de la mer de 0,5 m en moyenne (Clieq et Le Petit, 1986).

Les stations météorologiques de référence pour Wissant sont Boulogne au sud-ouest et Calais au nord-est (fig. 1).

Fig. 2 – Croquis géomorphologique simplifié de la baie de Wissant. 1 : dune littorale ; 2 : falaise rocheuse ; 3 : estran ; 4 : affleurement de tourbe ; 5 : secteur urbanisé.

Fig. 2 – *Geomorphological sketch of the bay of Wissant. 1: coastal dune; 2: rocky cliff; 3: foreshore; 4: peat outcropping; 5: urban sector.*

Les vents dominants à Boulogne et Calais sont de secteur sud-ouest (200 à 260°). Cette direction représente plus de 35 % des vents à Calais et 32 % à Boulogne. C'est aussi du secteur sud-ouest que viennent la plupart des vents forts (supérieur à 8 m/s), 52 % à Calais et 60 % à Boulogne. La baie de Wissant étant exposée au nord-ouest, ces vents dominants de sud-ouest, parallèles au rivage, sont susceptibles de favoriser un transport éolien vers le nord-est. Pour l'analyse des piégeages effectués sur le terrain, nous avons choisi Calais comme station de référence car l'orientation de la côte et sa configuration y sont plus proches du site d'étude qu'à Boulogne où la station est installée à 73 m d'altitude, sur une falaise faisant face à l'ouest.

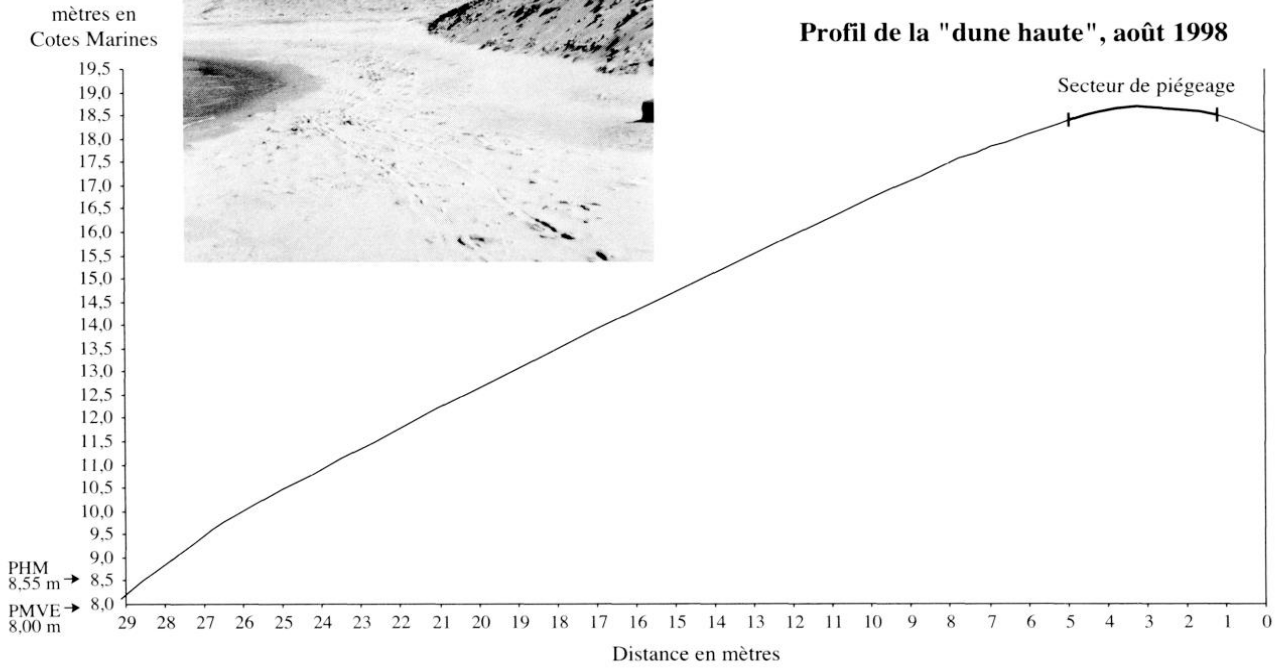
Les houles dominantes viennent également du sud-ouest. En eau profonde, la plupart des vagues ont une hauteur significative de moins de 1,25 m et une période de 5 à 7 s. Cependant des houles longues peuvent atteindre des périodes de 12 s et dépasser des hauteurs de 5 m (Météo France). Sous l'influence de ces houles dominantes, la résultante de la dérive littorale est orientée vers le nord-est.

Fig. 3 – Profils topographiques des deux sites d'études : "dune haute" et "dune basse".

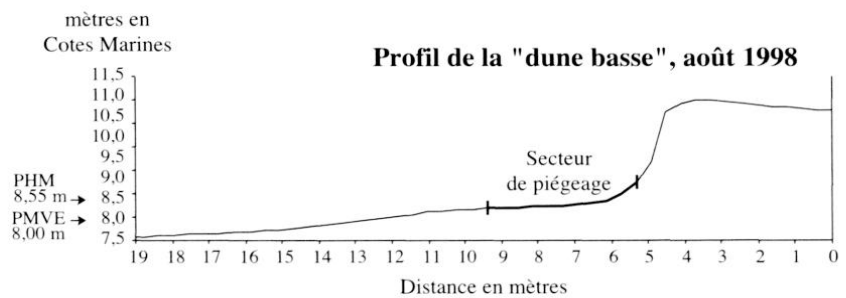
Fig. 3 – *Topographic profiles of the two study sites: "dune haute" and "dune basse".*



Profil de la "dune haute", août 1998



Profil de la "dune basse", août 1998



## Méthodologie

Le volume des transports éoliens est évalué sur deux secteurs distincts, par deux approches différentes. D'une part, des mesures *in situ* sont réalisées au moyen de pièges à sédiments ; d'autre part, les transports éoliens potentiels sont calculés à l'aide des équations les plus fréquemment utilisées. Les résultats obtenus à partir des formules sont ensuite comparés aux flux réels mesurés sur le terrain afin d'estimer l'efficacité des modèles dans les différentes conditions d'expérimentation.

## Mesures *in situ*

Afin d'estimer le volume du transport éolien en saltation basse et haute, deux types de pièges sont utilisés : des pièges verticaux de type Leatherman modifié (d'après Goldsmith *et al.*, 1988) qui captent le sable jusqu'à 46 cm de hauteur et des pièges horizontaux de type Owens (1927) qui ne piègent les sédiments que jusqu'à 17 cm du sol (fig. 4). Ces deux modèles

de pièges sont les plus couramment utilisés, malgré les perturbations des filets d'air et les affouillements qu'ils peuvent induire (Pye et Tsoar, 1990). À la fin de la période de piégeage de 30 mn, le sable est récupéré dans le collecteur, séché, pesé puis soumis à une analyse granulométrique afin de déterminer la taille moyenne du sédiment et un indice de tri (Folk et Ward, 1957). Des échantillons complémentaires sont prélevés devant les pièges pour comparer les caractéristiques granulométriques à l'extérieur et à l'intérieur des pièges.

Pour la "dune basse", les pièges sont installés en haut de plage, au pied de la falaise dunaire. Pour la "dune haute", l'aire de piégeage se situe au sommet du front dunaire, à environ 19 mètres CM d'altitude et donc dans un secteur totalement hors de portée des flots, mais fortement exposé au vent en raison de la position élevée de la dune et de son front abrupt (fig. 3).

Pendant le piégeage, une station météorologique (*Davis Weather Monitor II*) enregistre en continu la vitesse et la direction du vent, avec un pas de restitution de 1 mn (pour chaque minute, l'appareil fournit la vitesse moyenne et la vitesse maximum). L'anémomètre est installé à 2 m au-dessus du sol, au centre du secteur où sont implantés les pièges, à moins de 10 m de distance de chacun d'eux.

La teneur en eau du sable étant reconnue comme un facteur limitant en matière de transport éolien (Belly, 1964 ; Logie, 1982), des mesures d'humidité du sédiment sont également effectuées devant les pièges sur une surface de 10 cm sur 10 cm et une profondeur de 2 à 3 mm. Après prélèvement dans des sacs étanches, les échantillons sont rapidement pesés, puis séchés à l'étuve et repesés afin de calculer les pourcentages d'humidité (W).

Vingt-huit piégeages ont été réalisés dans les deux secteurs de la dune d'Aval, au cours d'une année, pour des conditions de vent variées.

## Équations choisies pour l'estimation des transports théoriques

Il existe de nombreux modèles d'estimation des flux éoliens pour des sédiments d'une taille donnée à partir de conditions de vent connues (Bagnold, 1941 ; Hsu, 1973 ; Sarre, 1987, par exemple). En raison des

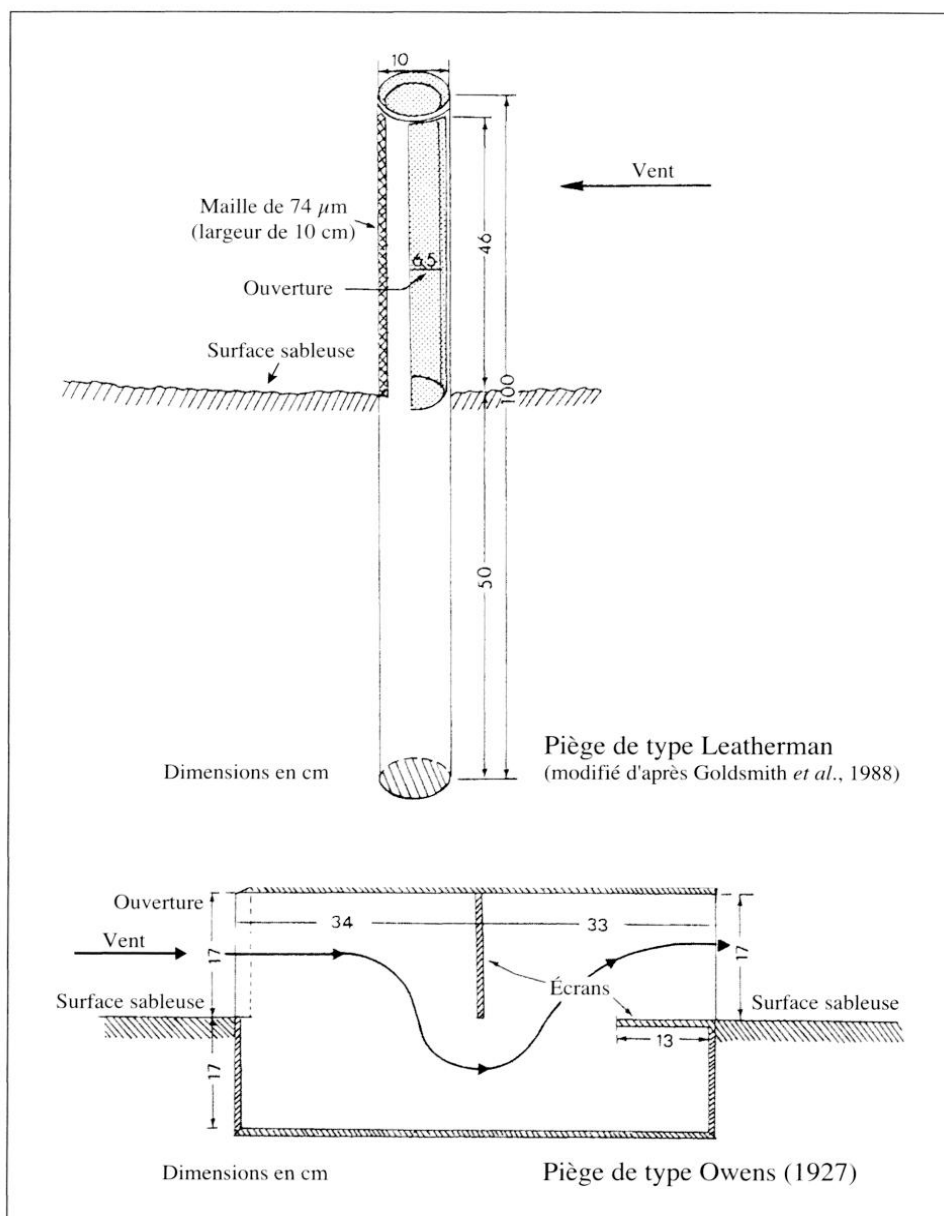


Fig. 4 – Croquis des pièges à sédiments utilisés.

Fig. 4 – Design of the aeolian sand traps used in this study.



écarts considérables pouvant exister entre les résultats obtenus par les différentes formules, nous avons choisi trois équations différentes parmi celles qui sont les plus couramment utilisées (Bauer *et al.*, 1996 ; Gares *et al.*, 1996 ; Sherman *et al.*, 1998). Nous retenons ainsi le modèle de R.A. Bagnold (1936, 1941), le modèle de transport total de R. Kawamura (1964) et celui de K. Lettau et H. Lettau (1978). Ces modèles et les paramètres auxquels ils font référence sont brièvement présentés avant d'être appliqués aux conditions des sites expérimentaux. La majeure partie de la littérature relative à ces modèles étant anglo-saxonne, nous indiquons pour chaque paramètre sa correspondance en anglais, de façon à éviter toute confusion.

#### *Vitesse de cisaillement (shear velocity)*

La vitesse de cisaillement ( $u_*$ ) est une mesure de la contrainte de cisaillement exercée par le vent dans la couche limite. Il est possible d'utiliser dans les secteurs sableux sans végétation l'équation dérivée par S.A. Hsu (1974) à partir de mesures effectuées sur le terrain pendant des conditions de transport éolien. Lors de telles conditions, l'auteur a montré que le profil logarithmique de vitesse du vent était modifié de telle sorte que la relation entre la vitesse de cisaillement et la vitesse du vent enregistrée à 2 m au-dessus du sol ( $U_{2m}$ ) pouvait se réduire à :

$$u_* = 0,044 U_{2m} \quad (1)$$

où  $U_{2m}$  est la vitesse horaire moyenne enregistrée à 2 m au-dessus du sol.

#### *Vitesse limite de mise en mouvement (threshold shear velocity)*

Le transport des sables par le vent débute lorsque la vitesse de cisaillement dépasse la vitesse limite de mise en mouvement ( $u_{*c}$ ). En effet, en deçà d'une certaine vitesse, la force du vent n'est pas suffisante pour mobiliser le sédiment. Cette limite varie entre autres avec la taille du sédiment à déplacer. Il est possible d'évaluer  $u_{*c}$  en utilisant la formule de R.A. Bagnold (1941) :

$$u_{*c} = A [gd (\rho_s - \rho)/\rho]^{1/2} \quad (2)$$

où A est une constante égale à 0,1 (Sarre, 1987), g représente l'accélération due à la gravité, d le diamètre du grain moyen,  $\rho_s$  la densité du sédiment et  $\rho$  la densité de l'air.

#### *Flux potentiel de sédiments éoliens (potential or theoretical transport rate)*

Les flux potentiels de sédiments transportés par le vent, pour des sables dont le diamètre est compris entre 0,1 et 1 mm, peuvent être estimés à partir de l'équation proposée par R.A. Bagnold (1941) :

$$q = C(d/D)^{1/2} (\rho/g)u_*^3 \quad (3)$$

où q représente la quantité de sable potentiellement transporté par unité de temps et par unité de largeur (généralement exprimé en kg/m/h), d est la taille moyenne du sédiment (en mm), D correspond à un grain moyen standard d'un diamètre de 0,250 mm, et C est une constante semi-empirique qui varie en fonction de la granulométrie et du tri du sédiment (1,5 pour un sable presque homogène, 1,8 pour un sable dunaire typique bien trié, 2,8 pour un matériel mal trié,

jusqu'à un maximum de 3,5 pour une surface de déflation composée d'un pavage de galets). Cette constante C sera donc de 1,5 pour le secteur de la "dune basse" où les piègeages ont été effectués en pied de la dune et de 1,8 pour la "dune haute" où les expérimentations concernent le sommet de dune.

D'autres équations ont par la suite été développées en incorporant la vitesse limite ( $u_{*c}$ ) de mise en mouvement du sédiment. Ainsi, l'équation de R. Kawamura (1964) :

$$q = K(\rho/g)(u_* - u_{*c})(u_* + u_{*c})^2 \quad (4)$$

où K est une constante d'environ 2,7 pour des sables de plage de diamètre compris entre 0,1 et 0,8 mm.

Les flux de transport éolien peuvent également être évalués en utilisant l'équation de K. Lettau et H. Lettau (1978) qui résulte d'une modification de l'équation (3) de R.A. Bagnold (1941) pour y ajouter aussi la vitesse limite de mise en mouvement ( $u_{*c}$ ) :

$$q = C'(d/D)^{1/2} (\rho/g) u_*^2 (u_* - u_{*c}) \quad (5)$$

où C' est une constante d'une valeur de 4,2.

#### *Prise en compte de l'humidité*

Plusieurs paramètres ont été mis au point pour tenir compte de conditions non optimales de transport éolien. L'humidité du sédiment, en particulier, influe sur la vitesse limite de cisaillement  $u_{*c}$ . Plus le sable est humide et donc difficile à mobiliser, plus la vitesse limite de cisaillement est grande. Le coefficient le plus fréquemment utilisé pour corriger  $u_{*c}$  en tenant compte de l'humidité est celui de P.Y. Belly (1964) :

$$u_{*cW} = u_{*c} (1,8 + 0,6 \log_{10} W) \quad (6)$$

où W est le pourcentage d'humidité par rapport au poids du sédiment. D'après D.J. Sherman *et al.* (1998), ce coefficient ne donnerait de résultats satisfaisants que lorsque que W est inférieur à 4 %. Cette limite ne semble pas gênante car, dans la très grande majorité de nos expérimentations, l'humidité du sable en haut de plage ne dépasse pas ce taux.

## **Flux réels et théoriques : la "dune basse"**

Dans le secteur de la "dune basse", les transits éoliens sont étudiés au pied de la dune taillée en falaise et sur le haut estran. Le potentiel d'accumulation éolienne sur ce type de secteur soumis à l'érosion est un facteur décisif de la dynamique dunaire et de l'évolution du trait de côte. En effet, comme dans tous les systèmes dune-plage, les quantités de sable accumulées en haut de plage et à la base de la dune par le vent peuvent constituer un bourrelet protecteur qui évite ou retarde l'attaque du front dunaire par les vagues.

### **Transport réel**

Dix-sept piègeages ont été effectués en "dune basse" lors de cinq séances de mesures sur le terrain. Les deux types de pièges ont été utilisés dans des conditions météorologiques variables (tab. 1)

Les quantités piégées lors de ces dix-sept mesures sont de 14,86 kg/m/h en moyenne, les flux maxima ne dépassant pas

Conditions au moment des mesures	Pièges*	Direction du vent	Vitesse vent** en m/s	Position des pièges	Quantités piégées en kg/m/h
Expérimentation 21/08/98 matin 1 heure avant la pleine mer, coef. 86. 40 cm de surcote liée à des vents du sud-ouest	PV0	SO	7,89	Sommet de falaise dunaire	0,00
	PV1	SO	7,89	Base de la falaise dunaire, en arrière de l'écran de fascines	0,71
	PV2	SO	7,89	Haut de plage, devant l'écran de fascines	6,11
Expérimentation 21/08/98 après-midi 3h30 après la pleine mer, coef. 86.	PV1	SO	10,05	Base de la falaise dunaire, en arrière des fascines	3,69
	PV2	SO	10,05	Haut de plage, à 5 m de la base de la falaise dunaire, devant les fascines	40,71
	PH2	SO	10,04	Haut de plage, au même niveau que PV2	32,55
	PV3	SO	10,00	Haut de plage à 8 m de la base de la falaise dunaire	11,47
	PH4	SO	10,01	Haut estran, à 11 m de la base de la falaise dunaire	8,30
Expérimentation 06/01/1999 matin 3h30 avant la pleine mer, coef. 83. affleurement de la nappe à 20 m de la dune.	PV1	SO	4,67	Haut de plage, à 3 m de la base de la falaise dunaire.	0,00
	PV2	SO	4,67	Haut de plage, à 4,50 m de la base de la falaise dunaire.	0,00
	PV3	S	8,20	Estran, barre à 150 m de la base de la falaise dunaire	0,11
Expérimentation 08/06/99 (haut de plage) 4h30 avant la pleine mer, coef. 51	PVA	SO	8,78	Base de la falaise dunaire	2,36
	PVB	SO	8,82	Haut de plage, à 5 m de la base de la dune	7,76
	PVC	SO	8,82	Haut de plage, à 10 m de la base de la dune	15,81
Expérimentation 08/06/99 (banc de tourbe) 4h00 avant la pleine mer, coef. 51	PV1	OSO	8,63	Estran, à 31 m de la base de la dune (au niveau bancs de tourbe)	20,72
	PV2	OSO	8,64	Estran, à 36 m de la base de la dune (au niveau bancs de tourbe)	28,76
	PV3	OSO	8,63	Estran, à 41 m de la base de la dune (au niveau bancs de tourbe)	29,04

\* Les pièges verticaux de type Leatherman sont notés PV et les pièges horizontaux de type Owens PH.

\*\* Ces vitesses sont des moyennes sur 30 minutes, obtenues à partir des valeurs fournies par l'anémomètre.

41 kg/m/h. On est loin des débits obtenus par M. Borowka et K. Rotnicki (2001) qui atteignent 1500 kg/m/h, pour des vents extrêmement forts de 20 m/s, le long de la côte polonaise. Les flux modestes observés ici s'expliquent par les vents modérés enregistrés pendant les relevés ; leur vitesse est de 9,03 m/s en moyenne et de 10,05 m/s au maximum. Ces vents sont caractéristiques des conditions habituelles sur cette côte où les vents inférieurs à 8 m/s représentent

la falaise n'ont piégé aucun sédiment (tab. 1). La vitesse limite du vent pour déplacer un sable quartzueux de 0,233 mm de diamètre moyen avec un taux d'humidité de 4 % est donc supérieure à 4,7 m/s, à 2 m de hauteur. Cette valeur est cohérente avec les résultats obtenus dans d'autres travaux (Bauer *et al.*, 1996b et Gares *et al.*, 1996).

L'analyse granulométrique révèle que le sable est fin et bien trié dans ce secteur. La dimension moyenne des sables

Tableau 1 – Mesure des transports de sable sur le site de la "dune basse".

Table 1 – Measured sand fluxes on the upper-beach ("dune basse").

plus de 76 % des vents annuels. Les vents de mer (secteur 240° à 60°) supérieurs à 8 m/s sont par contre relativement rares ne représentant que 8 % des vents annuels. La grande majorité des vents enregistrés lors de ces piégeages étaient de secteur sud-ouest (220°-240°). Ce secteur représente 18,4 % des vents annuels moyens pour la période 1991-1999.

L'utilisation conjointe de pièges verticaux et horizontaux a permis d'estimer la part respective de la saltation basse et haute lors de l'expérimentation du 21/08/98 après-midi. Alors que les deux pièges étaient installés au même niveau et que l'expérimentation a été faite au même moment, le piège vertical a récolté 25 % de sable en plus que le piège horizontal (tab. 1). La quantité de sable qui a échappé au piège horizontal peut donc être considérée comme transitant en saltation haute, au-dessus de 17 cm de hauteur.

Les mesures du 06/01/99 ont permis de cerner la vitesse limite de transport du sable dans ces conditions de piégeage. En effet, PV1 et PV2 situés en haut de plage et installés sur un sable humide (4%) en raison d'un ensoleillement insuffisant pour le faire sécher depuis la dernière pleine mer (ombre de

Expérimentation	Piège	Q. réel kg/m/h	Vent m/s	Q. Bagnold kg/m/h	Q. Kawa. kg/m/h	Q. Lettau kg/m/h	W %	Q.W Kawa.	Q.W Lettau
21/8/98 matin	PV0	0,00	7,89	26,51	56,25	35,14			
	PV1	0,71	7,89	26,51	56,25	35,14	1,88	0,00	0,00
	PV2	6,11	7,89	27,47	55,35	34,95	0,38	26,99	11,96
21/8/98 après-midi	PV1	3,69	10,05	54,79	123,49	89,99	0,25	108,59	62,16
	PV2	40,71	10,05	56,76	122,90	90,86	0,25	50,60	22,02
	PH2	32,55	10,04	56,59	122,52	90,52	2,25	50,18	21,82
	PV3	11,47	10,00	55,68	121,07	89,08	4,77	21,24	8,43
6/1/99 matin	PH4	8,30	10,01	57,38	120,92	89,99	15,76	0,00	0,00
	PV1	0,00	4,67	5,85	2,13	0,87	4,26	0,00	0,00
	PV2	0,00	4,67	5,85	2,13	0,87	4,26	0,00	0,00
8/6/99 haut plage	PV3	0,11	8,20	32,62	61,57	40,61	4,35	0,00	0,00
	PVA	2,36	8,78	37,03	80,05	53,95			
	PVB	7,76	8,82	37,54	81,25	54,92			
8/6/99 banc tourbe	PVC	15,81	8,82	37,54	81,25	54,92			
	PV1	20,72	8,63	38,24	73,37	50,25			
	PV2	28,76	8,64	38,37	73,67	50,49			
	PV3	29,04	8,63	38,24	73,37	50,25			

Tableau 2 – Comparaison des transports de sable mesurés et estimés sur le site de la "dune basse".

Table 2 – Comparison between measured and predicted sand fluxes on the upper-beach.

Tableau 3 – Écarts-types entre les résultats réels et les résultats théoriques selon les différents modèles.

Table 3 – Standard deviation between measured sand fluxes and the theoretical models used in this study.

échantillonnés sur la "dune basse" est de 0,244 mm, avec un indice de tri de 0,248  $\phi$ . Sur l'estran, le sable est légèrement plus grossier et moins bien trié qu'en haut de plage et au pied de la dune. Ainsi le 06/01/99, la taille moyenne de l'échantillon de PV3 (barre) est de 0,263 mm et son Si de 0,335  $\phi$ , alors que ces indices sont respectivement de 0,248 mm et 0,239  $\phi$  pour PVI (base de la dune). Ces variations granulométriques sont classiques (Cailleux *et al.*, 1963 ; Friedman, 1961) et s'expliquent par le fait que le sable du milieu de l'estran est soumis non seulement à l'action éolienne mais aussi fréquemment à l'action marine. Une gradation se retrouve généralement depuis le bas estran, où prédomine l'influence marine, jusqu'à la dune édifée par le vent, les sédiments ayant subi un tri tout au long de leur transport.

Par ailleurs, des analyses granulométriques réalisées à la fois sur des échantillons prélevés devant les pièges et à l'intérieur révèlent qu'à l'extérieur des pièges les sables sont légèrement plus grossiers (taille moyenne 0,233 mm à l'intérieur et 0,244 mm devant) et moins bien triés (Si = 0,229 dedans et 0,237 devant). Mais ces différences granulométriques restent minimales, tout particulièrement en pied de dune où le sable du substrat est fin et déjà bien trié.

### Comparaison des transports *in situ* et des flux théoriques pour la "dune basse"

Les valeurs les moins éloignées de la réalité (tab. 2) sont obtenues par le modèle de K. Lettau et H. Lettau pondéré par l'humidité, puis par ceux de R.A. Bagnold et de R. Kawamura corrigé par W (il n'a malheureusement pas été possible d'utiliser les valeurs d'humidité pour les échantillons du 08/06/99 car ceux-ci ont fait l'objet d'une erreur de mesure et n'ont pu être utilisés). Les modèles de K. Lettau et H. Lettau et R. Kawamura n'intégrant pas l'humidité don-

Modèle	Écart-type / modèle
Lettau avec prise en compte de W	19,99
Bagnold	28,50
Kawamura avec prise en compte de W	34,66
Lettau	47,97
Kawamura	72,29

nent ici les plus mauvais résultats en surestimant fortement les flux, particulièrement celui de R. Kawamura. Dans l'ensemble, les résultats sont médiocres et les écarts entre flux réels et théoriques sont élevés. Les transports théoriques peuvent dépasser la réalité de plus de 33 fois (PV1 du 21/08/98), et même de plusieurs centaines de fois dans le cas de PV3 du 06/01/99 situé sur la barre en milieu d'estran. La plupart des résultats sont si éloignés de la réalité qu'ils sont peu significatifs (tab. 3).

### Flux réels et théoriques : la "dune haute"

#### Transport réel

Onze piégeages ont été effectués au sommet de la "dune haute" lors de quatre séances de mesures. Les deux types de pièges ont à nouveau été utilisés dans des conditions météorologiques variables (tab. 4).

Les quantités piégées lors de ces onze expérimentations sont de 20,42 kg/m/h en moyenne. Les flux maxima mesurés en "dune haute" ne dépassent pas 50 kg/m/h, ce qui s'explique à nouveau par les vents modérés enregistrés pendant les expérimentations ; leur vitesse est de 7,31 m/s en moyenne et de 8,33 m/s au maximum, ce qui reste habituel sur cette côte. Lors de ces mesures, les secteurs de provenance des vents étaient plus variés avec une majorité de

Tableau 4 – Transports de sable mesurés au sommet de la "dune haute".

Table 4 – Measured sand fluxes on the top of the "dune haute".

vents de secteur NNE (20°) et NNO (340°) qui représentent 8,3 % des vents annuels.

Des pièges verticaux et horizontaux ont à nouveau été utilisés simultanément pour comparer leur efficacité. La différence entre les deux types de pièges est ici encore plus marquée qu'en "dune basse". Ainsi, le 27/08/98 après-midi, les deux pièges verticaux ont capté une quantité de sable entre 44 % et 54 % supérieure à celle des deux pièges horizontaux. Près de la moitié du sable piégé en sommet de dune serait donc transportée entre 17 et 46 cm de hauteur. Afin d'expliquer ces résultats, il faut considérer la morphologie de la "dune haute". Le front dunaire a une forte déclivité et il existe au sommet une rupture de pente. Les sables transportés par le vent remontent progressivement le front et lorsqu'ils atteignent le sommet de la dune, ils sont propulsés par leur élan, comme sur une rampe, ce qui favorise un transport en saltation haute. Lors de l'expérimentation du matin, par contre, les deux types de pièges ont récolté sensiblement la même quantité de sable. La présence de plaques humides sur le versant dunaire, n'ayant pas encore séché depuis la nuit pluvieuse, pourrait expliquer une saltation haute moindre dans ce cas précis.

Les sables des secteurs étudiés sont dans l'ensemble fins (taille moyenne 0,217 mm) et bien triés (Si moyen de 0,246  $\phi$ ). On retrouve une légère gradation entre le pied de la dune et le sommet, liée au tri des sédiments tout au long du transport. Ainsi, le sable est plus fin et mieux trié au haut de la dune (0,219 mm et Si de 0,241  $\phi$ ) qu'à sa base (0,248 mm et Si de 0,291  $\phi$ ).

Comme en "dune basse" et pour les mêmes raisons, les analyses granulométriques réalisées à la fois sur des échantillons prélevés devant les pièges et à l'intérieur révèlent une taille sensiblement plus fine à l'intérieur (0,209 mm) qu'à l'extérieur (0,220 mm) des pièges. Les indices de tri ne montrent pas ici de différence sensible.

Conditions au moment des mesures	Piège	Direction du vent	Vitesse du vent Moyenne m/s	Position des pièges	Quantités piégée kg/m/h
Expérimentation 03/07/98 beau temps sec	PVA	NNE	7,80	Sommet de dune	16,55
	PVB	NNE	7,70	Sommet de dune, 18 m au SO de PVA	43,64
Expérimentation 27/08/98 matin Nuit et matinée pluvieuses : plaques humides sur le haut du front de la dune	PH4	NNE	8,33	Sommet de dune	48,63
	PV5	NNE	8,33	Sommet de dune, même niveau que PH4	47,68
Expérimentation 27/08/98 après-midi Beau temps sec	PHA	NNO	7,07	Sommet de dune	7,46
	PVB	NNO	7,04	Sommet de dune	16,85
	PHC	NNO	7,06	Sommet de dune	10,43
	PVD	NNO	7,08	Sommet de dune	19,44
Expérimentation 06/01/99 après-midi Beau temps sec	PVA	SO	6,70	Sommet de dune, 14 m en arrière de la bordure du front dunaire	7,66
	PVB	SO	6,69	Sommet de dune, à 7 m en arrière de la bordure du front dunaire	3,42
	PVC	SO	6,65	Sommet de dune, au niveau de la bordure du front dunaire	2,88

### Comparaison des transports *in situ* et des flux théoriques en "dune haute"

Les modèles théoriques donnent des résultats bien meilleurs pour la "dune haute" que pour la "dune basse" (tab. 5). Les valeurs théoriques peuvent cependant atteindre plus de dix fois la valeur réelle.

La meilleure approximation de la réalité est obtenue ici par le modèle de K. Lettau et H. Lettau, bien qu'il tende à surestimer légèrement les flux. Vient ensuite le modèle de R. Kawamura corrigé par l'humidité, qui a tendance, quant à lui, à sous-estimer les quantités réellement piégées. Le modèle de R.A. Bagnold, qui est le plus ancien et le plus simple, fournit également des résultats assez satisfaisants. De moins bons résultats sont fournis par le modèle de K. Lettau et H. Lettau pondéré par l'humidité qui tend à sous-estimer les flux réels. Le modèle de Kawamura, par contre, surestime assez fortement les débits et donne globalement les moins bons résultats. Cependant, les plus mauvaises approximations obtenues pour la "dune haute" sont proches des meilleurs résultats obtenus pour la "dune basse". Contrairement à ce qui est observé en "dune basse", tous les modèles obtiennent ici des valeurs relativement proches de la réalité (tab. 6).

Expérimentation	Piège	Q. réel kg/m/h	Vent m/s	Q. Bagnold kg/m/h	Q. Kawa. kg/m/h	Q. Lettau kg/m/h	W %	Q.W Kawa.	Q. W Lettau
3/7/98	PVA	16,55	7,80	30,32	54,41	33,57	0,50	25,18	10,56
	PVB	43,64	7,70	29,16	52,05	31,83	0,50	22,70	9,40
27/8/98 matin	PH4	48,63	8,33	37,27	67,66	43,78	0,40	42,51	19,55
	PV5	47,68	8,33	37,27	67,66	43,78	0,60	34,54	14,99
27/8/98 après-midi	PHA	7,46	7,07	22,20	38,88	22,28	0,50	10,44	3,99
	PVB	16,85	7,04	21,92	38,29	21,87	0,50	9,82	3,73
	PHC	10,43	7,06	22,11	38,69	22,14	0,50	10,23	3,90
	PVD	19,44	7,08	22,30	39,08	22,41	0,50	10,65	4,07
6/1/99	PVA	7,66	6,70	19,39	31,25	17,32	0,08	26,78	13,35
	PVB	3,42	6,69	18,99	31,50	17,36	0,13	22,29	10,13
	PVC	2,88	6,65	18,20	31,37	17,11	2,72	0,00	0,00

Tableau 5 – Comparaison des transports de sable mesurés et estimés sur le site de la "dune haute".

Table 5 – Comparison between predicted and measured sand fluxes on the top of the dune.

un fetch suffisant pour mobiliser du sable. Ainsi, pour des vitesses de vent très proches, nous avons mesuré des charges dix fois supérieures à 40 m du pied de dune qu'à la base de la falaise dunaire (PVA et

## Discussion

Le principal constat qui émane de ces piégeages est la très grande variabilité spatiale et temporelle des résultats. Même lorsque des pièges sont installés à quelques mètres de distance, dans les mêmes conditions de vent et de granulométrie, les résultats peuvent être sensiblement différents (PVA et PVB du 03/07/1998 ; PV2 et PH4 du 21/08/98 matin, etc.). De telles variations rendent difficiles les extrapolations, les comparaisons et les bilans fondés sur des moyennes. Elles confirment que les débits éoliens ne sont pas uniquement proportionnels à la vitesse du vent et à la taille des grains, mais sont très fortement influencés par les micro-conditions environnementales (Kroon et Hoekstra, 1990). Les facteurs déterminant les quantités réellement piégées peuvent se répartir en deux catégories : ceux qui influencent la force de transport (le vent) et ceux qui concernent la charge transportée (le sable).

## Force de transport

### Vitesse et direction du vent

Les différences de vitesse de vent sont bien sûr un facteur essentiel de la variabilité du transport. Ainsi, une différence de 1 m/s peut, par exemple, diviser par 3,5 les quantités transportées (27/08/1998 matin et après-midi). Tous les éléments environnementaux qui tendent à freiner la vitesse du vent, et qui sont particulièrement nombreux sur les plages de la zone tempérée (rugosité, végétation, topographie) diminuent sa compétence au transport.

La direction du vent est également à prendre en compte puisqu'elle détermine aussi la longueur du fetch et la nature de la plage d'envol. En "dune basse", les vents de sud-ouest, et les vents de terre en général, soufflent sur une surface fixée par la végétation dunaire avant d'atteindre la plage, ce qui limite leur capacité de transport en haut de plage. Par contre, sur l'estran, ils parcourent

PV3 du 08/06/99) (tab. 1). De plus, comme l'a mis en évidence R.W.G. Carter (1995), les vents subparallèles à la côte sont généralement modifiés en vitesse et en direction par la présence d'une falaise dunaire. Ainsi, en haut de plage, la dune joue un rôle d'abri, ce qui diminue la vitesse du vent. En outre, la falaise a tendance à dévier les filets d'air parallèlement à elle-même. Lors de l'expérience du 06/01/99 matin (tab. 1), le vent était de secteur sud-ouest avec une vitesse de 4,7 m/s en haut de plage, alors qu'il soufflait du sud à 8,2 m/s 150 m plus bas sur l'estran. Cette même tendance à la déviation du vent par la topographie dunaire a aussi été observée le 08/06/99 entre le haut de plage et l'estran (tab. 1). De plus, en "dune haute", un vent de nord-nord-est aborde la côte de façon oblique, alors qu'un vent de nord-nord-ouest est perpendiculaire au front dunaire, ce qui tend à limiter le transport par effet de pente (27/08/98 matin et après-midi) (tab. 4).

### Fetch éolien

L'orientation du vent conditionne un élément fondamental pour le transport éolien, le fetch. Celui-ci peut être réduit par toutes sortes d'obstacles au transit.

Plusieurs études récentes sur les estrans sableux ont mis en évidence l'importance de la longueur de la surface de déflation sur les quantités de sédiments transportés par le vent (Davidson-Arnott et Law, 1990 ; Pye et Tsoar, 1990 ; Nordstrom et Jackson, 1992 ; Cloutier et Héquette, 1998 ; Jackson et Cooper, 1999 ; Borowka et Rotnicki, 2001). Plus la plage d'envol est longue, plus le vent a le temps de se saturer en sable et d'atteindre sa capacité de charge maximum. Tout obstacle infranchissable pour le sable qui interrompt le fetch réduit ou annule les flux éoliens.

Les nappes d'eau constituent des obstacles fréquents sur les plages. En "dune basse" particulièrement, elles contribuent

Tableau 6 – Écart-types entre les résultats réels et les résultats théoriques selon les différents modèles.

Table 6 – Standard deviation between measured sand fluxes and the theoretical models used in this study.

Modèle	Écart-type / modèle
Lettau	11,07
Kawamura avec prise en compte de W	12,02
Bagnold	12,21
Lettau avec prise en compte de W	18,27
Kawamura	25,32

à limiter les flux éoliens. Par ailleurs, le fetch varie continuellement en fonction du va-et-vient de la marée sur plusieurs centaines de mètres en régime macrotidal. Sur un estran démaigri par l'érosion marine comme à Wissant, lorsque les coefficients de marée sont forts et que les vents marins se conjuguent à de basses pressions atmosphériques pour créer des surcotes, la haute mer atteint le pied de la dune et annule toute possibilité de transport éolien sur la plage. Même en conditions moyennes, la laisse de pleine mer (7,25 m CM) étant située à une quinzaine de mètres du pied de la dune, les transports éoliens potentiels sont limités à marée haute à une étroite bande de sable sec en haut d'estran. En outre, à basse mer, la topographie des plages du Nord-Pas-de-Calais favorise, dans les bâches, l'accumulation temporaire de l'eau de mer apportée par le flot et des eaux de résurgence de la nappe phréatique. Ces bâches remplies ou saturées en eau interrompent la continuité de la plage d'envol et piègent tout ou partie du sable transporté (Vanhee *et al.*, 2002).

Les affleurements de la nappe phréatique sur l'estran créent eux aussi des obstacles au transit. Après les périodes pluvieuses de l'automne (moyenne de 75 mm/mois en automne à Calais), la nappe affleure généralement sur l'estran à une vingtaine de mètres du pied de la "dune basse" (06/01/99) (tab. 1). Ces résurgences sont, en outre, favorisées dans ce secteur par la présence d'un banc tourbeux semi-imperméable qui limite l'infiltration de l'eau de pluie dans la nappe.

Hormis les surfaces d'eau libre, le fetch peut également être interrompu par des secteurs non sableux comme les affleurements tourbeux que l'on rencontre par exemple en "dune basse". De plus, des obstacles topographiques peuvent venir réduire ou annuler le transit. Ainsi, toujours en "dune basse", la falaise dunaire de 2 m de haut est infranchissable pour la quasi-totalité des sables en saltation (PV0 21/08/98 matin) (tab. 1). Les brise-vent artificiels constituent aussi un écran efficace puisque, le 21/08/98, la quantité de sable piégé sous le vent des fascines est onze fois moins élevé qu'en avant (PV1 et PV2) (tab. 1).

En "dune haute", le transit est limité par l'effet de pente alors que la continuité du fetch est perturbée par la rupture topographique entre le haut de plage et le versant. La partie sommitale de la dune est donc principalement alimentée par le sable provenant du versant dunaire lui-même.

## Charge sédimentaire

### Granulométrie

La taille des grains de sable est naturellement un facteur déterminant pour les flux éoliens. Le sable des secteurs étudiés est dans l'ensemble fin (taille moyenne 0,233 mm) et bien trié (Si moyen de 0,247  $\phi$ ) ce qui favorise sa capacité à être transporté par le vent.

### Cohésion du sédiment

L'humidité, le tassement et la concentration en sel dans le sédiment sont des facteurs limitant la prise en charge éolienne parce qu'ils augmentent la cohésion des grains de

sable (Nickling, Davidson-Arnott, 1990). Sur l'estran, la submersion marine bi-quotidienne des sables provoque ces trois phénomènes. Non seulement le transport éolien est annulé lors de la submersion de l'estran, mais, en plus il ne reprend pas instantanément lorsque la mer commence à descendre. Lors de l'expérience du 21/08/98 (tab. 1), nous avons observé une légère reprise du transport environ 1h 30 après la pleine mer, mais il a fallu attendre plus de 3 heures après la pleine mer pour réaliser le piégeage afin que la surface de déflation soit assez large et le sable de l'estran assez sec pour être mobilisé. Le 06/01/99 (tab. 2) l'humidité (4,5%) et le tassement du substrat expliquent encore en partie la faible quantité de sable piégé dans PV3, malgré un vent assez fort (8,2 m/s) (tab. 1). Ces facteurs limitants sont d'autant plus déterminants que l'on se rapproche du bas de plage submergé en permanence. Par ailleurs, l'évaporation tend à concentrer le sel dans la partie superficielle du sédiment jusqu'à former une fine pellicule qui augmente la résistance de sable à la déflation éolienne (Nickling, Davidson-Arnott, 1990). Ces facteurs limitants dus à la montée de la mer sur l'estran n'interviennent pas en "dune haute" dont le sommet est toujours hors de portée des flots et où le sable ne peut être mouillé que superficiellement par la pluie. Ceci contribue à expliquer les plus grandes quantités piégées en "dune haute" et le meilleur ajustement des modèles à la réalité.

## Conclusion

Vitesse et direction du vent, longueur du fetch, régularité et continuité de la surface de déflation, taille et cohésion des sédiments sont autant de facteurs déterminant les débits éoliens. Les forts écarts obtenus entre débits théoriques et quantités réellement piégées s'expliquent principalement par l'impossibilité des modèles à rendre compte de toutes les micro-conditions environnementales qui agissent sur le débit éolien (Callot et Oulheri, 1996). Plus ces conditions jouent (PV1, PV3, PH4 du 21/08/98, PV3 du 06/01/99, etc.) (tab. 1), plus les écarts entre modèle et réalité sont importants. Les résultats sensiblement meilleurs obtenus en "dune haute" sont liés au fait qu'à cet endroit les facteurs qui limitent le transport sont moins influents. Le fetch y est moins souvent réduit par des obstacles, la surface de déflation plus régulière, le sable y est plus sec, moins tassé et moins salé ; la situation est donc plus proche des conditions optimales de laboratoire ou de celles des déserts. Il faut également garder à l'esprit que les modèles visent à estimer les débits potentiels, donc maximaux en l'absence de perturbations extérieures. Il est donc logique qu'ils tendent d'autant plus à surestimer la réalité que les micro-conditions environnementales limitent les flux réels.

Les modèles de transport éolien fournissent des ordres de grandeur utiles, mais ils s'éloignent d'autant plus de la réalité que les conditions environnementales deviennent hétérogènes, ce qui est se vérifie sur les littoraux tempérés. Dans bien des cas, il faut donc admettre que l'utilisation des modèles conduit à l'indétermination (Bauer, 1996). Par ailleurs, les pièges à sédiments, s'ils ont l'avantage de récolter des quantités de sable réellement transportées, ont l'in-

convénient d'être des indicateurs très ponctuels dans l'espace et dans le temps. Or, nous avons constaté la très grande variabilité spatiale et temporelle des transports éoliens.

Malgré toutes ces difficultés, la compréhension de la dynamique éolienne est essentielle à celle de l'évolution morphologique des littoraux sableux. Sur le site de la dune d'Aval, l'action du vent se traduit notamment par la formation, en période de beau temps, d'accumulations protectrices au pied de la "dune basse" et par la tendance à la migration vers l'est du sommet de la "dune haute". Les modèles théoriques et les mesures de flux éoliens permettent de mieux comprendre cette dynamique et d'obtenir des estimations quantitatives. Mais pour connaître l'impact de ces flux sur la morphologie et l'évolution des côtes sableuses, il reste utile de coupler ces techniques avec des levés topographiques de grande précision permettant des calculs de volumes de sable déposé ou érodé par le vent (Arens, 1997).

### Remerciements

Cette étude a fait l'objet d'un financement par un contrat de recherche avec l'Espace Naturel Régional du Nord-Pas-de-Calais (Environnement Littoral et Marin). Nous souhaitons remercier D. Marin pour l'élaboration des figures. Merci à Arnaud Héquette pour les précieux commentaires qu'il nous a apportés au cours de la rédaction de cet article.

### Références

- Arens S.M. (1996a)** – Rates of aeolian transport on a beach in a temperate humid climate. *Geomorphology*, 17, 3-18.
- Arens S.M. (1996b)** – Patterns of sand transport on vegetated foredunes. *Geomorphology*, 17, 339-350.
- Arens S.M. (1997)** – Transport rates and volume changes in a coastal foredune on a Dutch Wadden island. *Journal of Coastal Conservation*, 3, 49-56.
- Bagnold R.A. (1936)** – The movement of desert sand. *Proceedings of the Royal Society*. London, Seria A 163, 250-264.
- Bagnold R.A. (1941)** – *The physics of wind blown sands and desert dunes*. Methuen, London, 265 p.
- Bauer B.O., Davidson-Arnott R.G.D., Nordstrom K.F., Ollethead J., Jackson N.L. (1996)** – Indeterminacy in aeolian sediment transport across beaches. *Journal of Coastal Research*, 12, 641-653.
- Belly P.Y. (1964)** – *Sand movement by wind*. US Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Tech. Memo, 1, Washington D.C., 38 p.
- Borowka M., Rotnicki K. (2001)** – Budget of the eolian sand transport on the sandy barrier beach (a case study of the Leba Barrier southern Baltic coast, Poland). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 45, 55-79.
- Cailleux A., Tricart J. (1963)** – *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Centre de documentation universitaire, Paris, 369 p.
- Callot Y., Oulheri T. (1996)** – Géodynamique des sables éoliens dans le Nord-Ouest Saharien : relation entre aérologie et géomorphologie. *Geodynamica Acta*, 9, 1, 1-12.
- Carter R.W.G. (1995)** – *Coastal environments: an introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, London, 617 p.
- Clabaut P. (1984)** – *Dynamique sédimentaire du littoral de Wis-sant et de ses abords*. Diplôme d'Études Approfondies de géologie, Université de Lille, 51 p.
- Clieue P.M., Lepetit J.-P. (1986)** – *Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Mer du Nord et de la Manche. De la Frontière belge à la Baie de Somme*. EDF, Laboratoire National d'Hydraulique, Laboratoire Central d'Hydraulique de France, Chatou 133 p.
- Cloutier M., Héquette A. (1998)** – Aeolian and overwash sediment transport across a low barrier-spit, southeastern Canadian Beaufort Sea. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 42, 349-365.
- Davidson-Arnott R.G.D., Law M.N. (1990)** – Seasonal patterns and controls on sediment supply to coastal foredunes, Long Point, Lake Erie. In Nordstrom F.K., Psuty N.P., Carter RWG (Ed.): *Coastal dunes, form and process*. Wiley, New York, 177-200.
- Folk R.L., Ward W.C. (1957)** – Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Friedman G. M. (1961)** – Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 514-529.
- Gares P.A., Davidson-Arnott R.G.D., Bauer B.O., Sherman D.J., Carter R.W.G., Jackson N.L., Nordstrom K.F. (1996)** – Alongshore variations in aeolian sediment transport: Carrick Finn Strand, Ireland. *Journal of Coastal Research*, 12, 673-682.
- Goldsmith V., Rosen P., Gertner Y. (1988)** – *Eolian sediments transport on the Israeli coast*. Final report, US-Israël, BSF Haifa, National Oceanographic Institute.
- Hsu S.A. (1973)** – Computing aeolian sand transport from shear velocity measurements. *Journal of Geology*, 81, 739-743.
- Hsu S.A. (1974)** – Computing aeolian sand transport from routine weather measurements. *Proceedings 14<sup>th</sup> Coastal Engineering Conference*, Copenhagen, vol. II, 1619-1626.
- Jackson D.W.T., Cooper J.A.G. (1999)** – Beach fetch distance and aeolian sediment transport. *Sedimentology*, 46, 517-522.
- Kawamura R. (1964)** – *Study of sand movement by wind*. Hydraulic Eng. Lab. Technical Report HEL-28, Berkeley University, California, 99-108.
- Kroon A., Hoekstra P. (1990)** – Eolian sediment transport on a natural beach. *Journal of Coastal Research*, 6, 367-379.
- Lettau K., Lettau H. (Ed.) (1978)** – Experimental and micrometeorological field studies of dune migration. In H. Lettau, K. Lettau (Eds.): *Exploring the world's driest climate*. Center for climatic Research, Univ. Wisconsin, 110-147.
- Logie M. (1982)** – Influence of roughness elements and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion. *Catena Supplement*, 1, 161-173.
- Marquet A. (2000)** – *Étude sur la variabilité spatio-temporelle du trait de côte et sur les conditions météo-marines en baie de Wis-sant*. Mémoire de maîtrise de géographie, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque, 142 p.
- Nickling W.G., Davidson-Arnott R.G.D. (1990)** – Aeolian sediment transport on beaches and coastal sand dunes. *Proceedings Canadian symposium on coastal sand dunes*. National Research Council of Canada, Ottawa, 1-36.
- Nordstrom K. F., Jackson N. (1992)** – Effect of source width and tidal elevation changes on aeolian transport on an estuarine beach. *Sedimentology*, 39, 769-779.

- Owens J.S. (1927)** – The movement of sand by wind. *Engineer*, 143, 37 p.
- Paskoff R. (1993)** – *Les littoraux, impact des aménagements sur leur évolution*. 2<sup>e</sup> édition, Masson, coll. Géographie, 256 p.
- Psuty N.P. (Ed) (1988)** – Dune/beach interaction. *Journal of Coastal Research*, special publication 3, 1-136.
- Pye K., Tsoar H. (1990)** – *Aeolian sand and sand dunes*. Unwin Hyman, London, 396 p.
- Sarre R.D. (1987)** – Aeolian sand transport. *Progress in Physical Geography*, 11, 157-182.
- Sherman D.J., Jackson D. W. T., Namikas S. L., Wang J. (1998)** – Wind-blown sand on beaches: an evaluation of models. *Geomorphology*, 22, 113-133.
- SHOM (1997)** – *Annuaire des marées, tome 1 - Ports de France*. Imprimerie de l'Établissement Principal du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, Brest, 192 p.
- Short A.D., Hesp P.A. (1982)** – Wave, beach and dune interactions in southeast Australia. *Marine Geology*, 48, 258-284.
- Sipka V., Anthony E. (1998)** – Les plages macrotidales du Nord-Pas-de-Calais : esquisse d'un schéma de dynamique morphosédimentaire. *Actes du colloque de la Commission de Géographie de la Mer et du Littoral*, Caen, mai 1997, Presses Universitaires de Caen, 17-25.
- Van der Wal D. (1999)** – *Aeolian transport of nourishment sand in beach-dune environments*. Thèse de Doctorat, Université d'Amsterdam, Pays-Bas, 157 p.
- Vanhee S., Anthony E., Ruz M.-H. (2002)** – Aeolian sand transport on a ridge et runnel beach: preliminary results from Lef-frinckoucke Beach, Northern France. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 36, 732-740.

Article reçu le 3 avril 2002, accepté le 25 novembre 2002