

Dünenentwicklung im Raume des Bottsandes-Kieler Außenförde

Von Ekko SCHRADER, Kiel

1. Problemstellung

Der deutschen Ostseeküste sind als Ausgleichsküste viele Bereiche mit sandigem Detritus vorgelagert. Die morphologische und sedimentologische Struktur des Küstenraumes spiegelt das Wirken der verschiedenen Naturkräfte in diesem Grenzraum zwischen Atmosphäre, Lithosphäre und Hydrosphäre wider. Resultat der wirkenden Kräfte sind unter anderem Akkumulationskörper sandiger Struktur, zum Beispiel die Dünen.

Die Entwicklung von Dünen basiert auf komplexem Zusammenwirken aeroströmungsphysikalischer Prozesse unter Einflußnahme der o. g. Sphären. Außerdem sind die submarinen Prozesse im Vorstrandbereich in das dynamische Wirkungsgefüge einzubeziehen.

Das Ziel einer in den Jahren 1988 – 1990 vorgenommenen Untersuchung war es, anhand eines ausgewählten Untersuchungsgebietes über die rein deskriptive Ebene hinaus Einblick in die Entwicklung von Küstendünen unter Berücksichtigung der, den äolischen Prozeß steuernden Faktoren, zu erhalten und über den Transfer punktuell gewonnener Daten durch Anwendung über die Korngrößenhäufigkeitsverteilung der Sedimente von Flächen auf die, diese Sedimente aktivierenden und strukturierenden, Strömungsgeschwindigkeiten des Windes schließen zu können.

2. Das Untersuchungsgebiet

2.1. Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet, der Nehrungshaken Bottsand, liegt im östlichen Küstenraum der Kieler Außenförde und bildet den nordwestlichen Saum der Probsteiküste. Der westliche Küstenbereich des Bottsandes ist seit 1958 ein abgeschlossenes Naturschutzgebiet. Hier konnten sich Dünen natürlich und ohne anthropogenen Einfluß entwickeln. Der östliche Küstensaum unterliegt starker anthropogener Nutzung (Badetourismus), sowie weiter östlich, in Richtung Kalifornien, Deichbaumaßnahmen seit dem Jahre 1977 den Strand- und Dünengürtel erheblich veränderten. Der Raum des Bottsandes wird in der Deutschen Grundkarte Blatt Wendtorf-Große Schleuse und Blatt Stein jeweils im Maßstab 1:5000 kartographisch erfaßt.

2.2. Geologische und morphologische Entwicklung des Untersuchungsraumes

Der Bottsand bildet als System kombinierter Einzelnehrungshaken mit westlicher Richtungskomponente ein morphologisches Indiz für die sandige Ausgleichsküste. Nehrungen sind in Ausprägung und Art an eine generell progressive Strandverschiebung mit positiver Sandbilanz im Strand-Vorstrandraum gebunden und sind von der morphologischen und geologischen Ausbildung der Küste abhängig.

Der Küstenraum der östlichen Kieler Außenförde ist eine Grundmoränen-Landschaft des späten Weichselglazials (DIETHELM & PITZKA 1985). Die Morphologie dieses Raumes wurde vom zeitlichen Verlauf des postglazialen Meeresspiegelanstieges bestimmt. Die Topographie der Probstei zeigt eine nach Norden leicht abfallende Landoberfläche. Der Untergrund im Hinterland der Küste wird aus Geschiebemergel mit Schmelzwasserablagerungen des späten Weichselglazials aufgebaut. Seine jüngsten Eisrandlagen werden durch die Stauchendmoränenkomplexe der Linie Holm-Wisch und Wendtorf, Barsbek-Wisch dokumentiert (GUENTHER et al. 1952). Seewärts taucht der Geschiebemergel im größten Teil des Gebietes unter Salzwiesen, Mooren und Strandwällen ab (KÖSTER 1979a).

Die Entwicklung des Nehrungshakens Bottsand beruht auf dem küstenparallelen Versatz von Sedimenten. Gebunden an jene Stellen, an denen die Küste stark zurückspringt, bilden sich Sandhaken. Den Sandhaken sitzen durch Sturmflut gebildete Strandwälle auf (KÖSTER 1954). Das Nährgebiet des Bottsandes befindet sich im Seegebiet nordöstlich von Heidkate. Die Änderung der Winkel der Strandwälle entlang des Strandwallsystems im Küstenraum von Stein bis Kalifornien, sowie große Restsedimentzonen weisen als Aufhängepunkt der Strandwallbildung die Kolberger Heide aus (vgl. KLUG 1969, KÖSTER 1979a, WERNER 1979, KACHHOLZ 1982).

Der Sedimenthaushalt der Riffsysteme vor der Küste der Probstei sowie des Nehrungshaken „Bottsand“ wird hauptsächlich durch die Entwicklung und Zehrung der östlichen Strandwallsysteme gedeckt (KLUG 1969). Es ist jedoch zusätzlich die marine Erosion an der anstehenden weichseleiszeitlich geprägten Geschiebemergeloberfläche in dem submarinen Hochgebiet nordöstlich der „Großen Schleuse“ zu berücksichtigen (vgl. BRESSAU & SCHMIDT 1977).

3. Entwicklung von Küstendünen

Küstendünen sind genetisch an komplexe Wechselwirkungen der, die Küstenlinie begrenzenden, Sphären gebunden. Voraussetzung für die Entwicklung äolischer Sedimentationsräume ist eine positive Sandbilanz des Strandes und „ausreichend“ starke auflandige Winde (KING 1972). Mesoklimatische Variationen haben keine Wirkung auf die Entstehung von Dünen, beeinflussen jedoch die Ausprägung des Formentypus der Akkumulationskörper. Niederschlag und hohe Sedimentfeuchte fördern die Verbreitung der Vegetation, die ihrerseits die Migration der Düne einschränkt (GOLDSMITH 1978). Die Stadien

der Entwicklung von Küstendünen, die Beziehung zwischen dem Salzgehalt und der Primärvegetation, sowie die Sukzession der Vegetation und der Änderung des Dünentypus werden bei ZENKOVICH (1967), BIRD (1969), KING (1972), GOLDSMITH (1978) hinreichend geklärt.

Der Schwerpunkt der vorliegenden Untersuchung lag auf der Korngrößenverteilung des Strandes als Deflationsfläche und der strömungsspezifischen Änderung des Sedimentes sowohl im Erosionsraum, als auch im Akkumulationsgebiet, den Dünen.

Dem Strand werden bei entsprechenden hydrodynamischen Bedingungen durch Translationswellen Sedimente zugeführt. Bei normalen Wasserständen beschränkt sich der Materialtransport auf die Auslaufzone der Brandung. Hochwässer führen jedoch auch dem hohen Strand Sedimente zu. In Abhängigkeit von der Periodizität der Hochwasserstände weist die Sedimentoberfläche des Strandes eine unterschiedliche Zusammensetzung des Kornspektrums auf, welches äolisch aktiviert werden kann. Die Ausbildung einer Deflationsfläche erfolgt durch den korngrößen-separierenden äolischen Transportes der Strandsedimente (WARREN 1972). Mit zunehmendem Grad der Deflation der Strandfläche reichern sich Sedimente mit Korngrößen im Wirkungsbereich der Reptation bis zur äolischen Aktivierungsgrenze an der Oberfläche des Sedimentes an. Sie bilden ein Schutzsystem für die unterlagernden Sande und die, in „Zwickeln“ zwischen größerem Kornmaterial akkumulierten, Korngrößen der Feinsandfraktion. So werden die Feinsande aufgrund ihrer geringen Korngröße in diesen Zwischenräumen vor der Deflation geschützt. Durch die WARREN'sche „Protektions-Theorie“ läßt sich das Vorkommen von Feinsanden im Grobsandspektrum erklären.

Der Dünenkörper verändert aufgrund seiner morphologischen Form das Windfeld und bewirkt die Konvergenz der Linien gleicher Strömungsgeschwindigkeit. Durch diese Konvergenz erhöht sich die Schubspannungs-Geschwindigkeit auf das Oberflächensediment. Im zentralen Bereich des Dünenrückens teilt sich am höchsten Punkt der Gleitfläche (slipface) der Windstrom. Die Strömungsdivergenz vermindert die Transportkapazität der Windströmung über dem Kamm der Düne. Die Divergenzzone wird zum Fällungsgebiet des äolischen Sedimentes. ALLEN (1982) und TSOAR (1985) definieren über der Gleitfläche entlang einer Diskontinuitätsfläche einen zwei- bzw. dreidimensionalen, separierten Strömungsfluß, dessen jeweilige Ausprägung als „roller“ und „vortice“ in Abhängigkeit zum Einfallswinkel des Windvektors steht.

Erosion und Sedimentation bilden sowohl prozeßorientiert als auch auf räumlicher Ebene fließende Übergänge. Geringe Windgeschwindigkeiten wirken erodierend und verflachend auf den Dünenkörper, während hohe Windgeschwindigkeiten die Sedimentationskörper aufbauen (GOLDSMITH 1978). Überschreitet die Windgeschwindigkeit eines höheren Strömungsniveaus auf dem luvseitigen Hang der Düne die kritische Windgeschwindigkeit (U^*c) während das bodennahe Strömungsniveau auf dem Strand U^*c unterschreitet, so wird luvseitiges Hangsediment leeseitig transportiert. Diese Umlagerungsprozesse wirken einebnend auf den Dünenkörper. Bei höheren Windgeschwindig-

keiten wird die kritische Grenzgeschwindigkeit in der vertikalen Verteilung der Strömung in einer geringen Höhe erreicht, d.h. der Ansatz des transportaktiven Windprofils wandert hangabwärts auf den Strand und führt der Düne neues Sediment zu. In Abhängigkeit von der Ausdehnung der vorgeschalteten Deflationsfläche und dem Nachschub von Sanden aus dem Vorstrand variiert die Höhe der Primärdüne, sowie deren Entwicklungsgeschwindigkeit.

Staffeln sich aufgrund progressiver Strandverschiebung mehrere Vordünen und Dünenkomplexe, so wird mit zunehmender Mächtigkeit der luvseitigen Düne die leeseitige von dem Nährgebiet der Deflationsfläche abgeschnitten. Vegetationsphysiologische Konsequenz der Verarmung an frischem, Nährstoff zuführenden Sediment ist die Sukzession über den Prozeß der Alterung der Primärdünenvegetation und somit die Destabilisierung der Sedimentoberfläche. Durch starke faunistische und anthropogene Aktivitäten kann es zur Bildung von „blow outs“ kommen.

4. Äolischer Sedimenttransport

Eine Sedimentoberfläche wird durch lose oder kohäsiv verkittete Einzelkörner oder Kornlagen gebildet. Als Kittmittel können CaCO_2 , KCL , H_2O und organische Substanzen fungieren. Wird der Schwellenwert der kritischen Geschwindigkeit (U^*c) während eines Windereignisses überschritten, setzen sich einzelne Körner oder Korngruppen in Bewegung. Je nach Kornform, Korndichte und Korngröße variiert das Verhalten der Partikel im Luftstrom sowohl in der Bewegungsart, als auch in Sprunghöhe, Einfallswinkel und Richtung (vgl. SÖRENSEN 1985, WILLETTS 1985).

5. Untersuchungs- und Arbeitsmethoden

5.1. Geschiebe- und Suspensionsfalle

Zur Bestimmung der Dynamik des äolischen Sedimenttransportes – der Ermittlung der die Sedimentcharakteristika signifikant prägenden Determinanten war es notwendig, Sedimentproben während des Bewegungsprozesses zu fixieren. Für die Versuche wurde die Suspensions- und Geschiebefallen von HORIKAWA & SHEN (1960) nach aerodynamischen Versuchen im Windkanal mit geringfügigen Konstruktionsänderungen eingesetzt (vgl. SCHRADER 1990).

5.2. Windmessung

Zur Analyse des Einflusses der sedimentstrukturierenden Variablen „Windströmung“ wurden die Datensätze der Wetterstation des Leuchtturmes Kiel herangezogen. Die Entfernung der Meßstation von den Versuchsfeld (ca. 5000 m) stellt jedoch die Frage nach einem möglichen Transfer des meteorologischen Spektrums. Aufgrund der freien Wasserfläche, die sowohl die Versuchsfäche als auch die Meßeinheit des Leuchtturms Kiel umgeben, war für die Hauptwindrichtungen (Nordwest bis Nordost) eine Übertragung der meteorologischen Verhältnisse auf die Strandfläche unproblematisch.

5.3. Probennahme

Die Bestimmung der einzelnen, die äolische Mobilität von Sanden signifikant prägenden, Parameter und der, während des Bewegungsvorganges diesen Parametern zuzuordnenden, typischen Sedimentstrukturen sowie zur Rekonstruktion der Strömungsverhältnisse auf großflächige Einheiten erforderte sowohl ein engmaschiges Probenraster der Flächenbeprobung, als auch die Einzelbeprobung durch Geschiebe- und Suspensionsfallen und Sonderproben zur Sedimentfeuchte (vgl. SCHRADER 1990).

5.4. Laborarbeiten

Die Laborarbeiten beinhalteten die Bestimmung der Sedimentfeuchte, Salzgehaltmessungen sowie die Siebanalyse im Trockensiebverfahren nach ASTM-Stufung in $1/4 \Phi$ Klassen.

6. Berechnungs- und Analyseverfahren

6.1. Logarithmisches Windprofil

Die Variation der Windgeschwindigkeit in verschiedenen Höhen (y) über der Sedimentoberfläche wird durch ein logarithmisches Profil nach PRANDTL (1935) und PRANDTL et al (1969) definiert. Erste detaillierte Anwendungen des PRANDTL'schen Windprofils auf den äolischen Windtransport finden sich bei BAGNOLD (1954). Er modifiziert das PRANDTL'sche Rauigkeitsgesetz.

Die vertikale Distanz des BAGNOLD'schen Konstanzniveaus (K-Punkt) wurde durch die Kartierung des Kleinreliefs der Sedimentoberfläche Rippelkamm-Tal-Differenz erfaßt, so daß zur Differenzierung der Windgeschwindigkeiten über der Sedimentoberfläche das Berechnungsniveau des logarithmischen Windprofils $y = 3 \text{ cm}$ festgelegt wurde. Außerdem berücksichtigt die Berechnungshöhe die von GERETY (1985) bestimmte saltationsbeeinflusste Bodenzone im logarithmischen Windprofil durch Ausschluß. Auf die Flexibilisierung des Konstanzniveaus wurde aufgrund der kurzen Zeitabstände der Probenentnahme mit den Geschiebe- und Suspensionsfallen verzichtet.

Berechnung des logarithmischen Windprofils nach BAGNOLD (1954):

1. $U(y) = 2,5 \times U^* \times (\ln x y/k') + U_t$
2. $U_t = 295 \times d^{1/2} \times \ln 30/d$
3. $U^* = T/\rho^{1/2}$

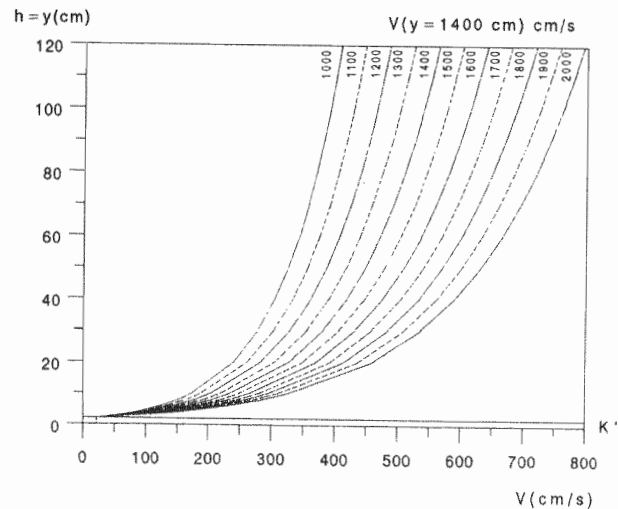


Abb. 1: Logarithmisches Windprofil – berechnet nach BAGNOLD (1954) für Windgeschwindigkeiten von 1000 cm/s bis 2000 cm/s für Niveauhöhen von 2 cm (Rippelhöhe \$K'\$) bis 120 cm. Bezugshöhe : 1400 cm = Höhe Meßeinrichtung Leuchtturm Kiel Bezugswerte: Geschwindigkeitsspektrum während der Meßtakte mit den Sedimentfallen.

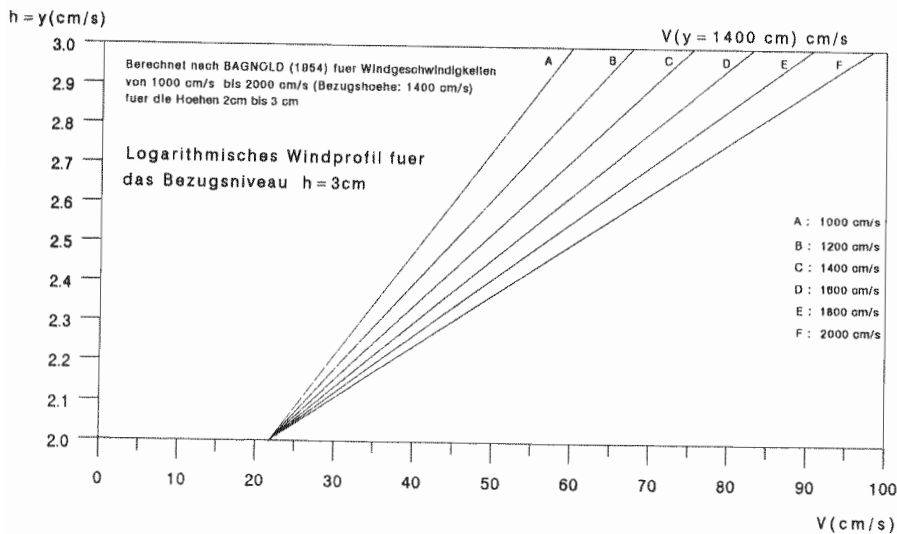


Abb. 2: Logarithmisches Windprofil für das Bezugsniveau \$h=3\$ cm. Berechnet nach BAGNOLD (1954) Für Windgeschwindigkeiten von 1000 cm/s bis 2000 cm/s (Bezugshöhe: 1400 cm) für die Höhen von 2 cm (\$K\$-Punkt) bis 3 cm (Bezugsniveau).

6.2. Kritische Windgeschwindigkeit

Die kritische Windgeschwindigkeit definiert den Schwellenwert der Strömungsgeschwindigkeit, an dem ein inaktives Sediment durch die Schubspannung zur Bewegung angeregt wird. Der Schubspannungsgeschwindigkeit des Windes setzen sich bei einem vollkommen trockenen und kohäsionslosen Sediment Kräfte entgegen, die hauptsächlich aus der Erdanziehungskraft bestehen. Bei feuchtem Sediment wirken zusätzlich Kohäsions- und Adhäsionskräfte des Bodenwassers der Schubspannung des Windes entgegen (ZANKE 1982). Die Stärke der Adhäsionskräfte hängt entscheidend von dem Verhältnis Kornoberfläche zu Wasservolumen pro Maßeinheit im Sediment ab. Die Kohäsionskräfte bewirken eine „scheinbare“ Erhöhung der Korndichte gegenüber der vertikal wirkenden Kraft des Staudruckes. Die kritische Grenzgeschwindigkeit für feuchtes Sediment variiert mit dem Wassergehalt des Sedimentes, der Oberflächenbeschaffenheit und der Korngröße. Die Berechnung der kritischen Windgeschwindigkeit kann nach verschiedenen Verfahren erfolgen. BAGNOLD (1954) gibt zur Berechnung der kritischen Windgeschwindigkeit die folgende Näherungsfunktion an:

$$4. U^*c = A \left(\frac{(\rho' - \rho F) - \rho F}{\rho F} \right) \times g \times d \text{ }^{1/2}$$

ZANKE (1982) formuliert für den Übergangsbereich von hydraulisch glatter bis rauher Oberfläche, eine Situation wie sie im Untersuchungsgebiet im Übergangsbereich zwischen Strand- und Vorstrand existiert, folgende Näherungsfunktion:

$$5. Fr^*c = \frac{0,01}{(Re^*c)^2} + 0,01 \times \left(1 - \frac{1}{Re^*c} \right)$$

(Die Gleichung 5 ist für \$Re^*c > 1\$ gültig.)

\$U^*c\$ (cm/s) wird in der Gleichung 6 als Näherung berechnet und in die Gleichung 5 eingesetzt:

$$6. U^*c = \left(\frac{(\rho' \times g \times d (0,0025 - 0,5 D^{*-1,5} + 0,214 D^{*-2}))}{1/2 + (\rho' \times g \times d)^{1/2} \times 0,05} \right)^{1/2}$$

Die kritische Geschwindigkeit läßt sich nach 5 Iterationen der Gleichung 5 hinreichend genau berechnen. In Abbildung 3 wird die kritische Windgeschwindigkeit für feuchtes Sediment nach ZANKE (1982) und BAGNOLD (1954) berechnet und gegenübergestellt. Mit zunehmender Feuchte verlagert sich der „Biegepunkt“ der Graphen \$U^*c\$ aus dem Kornspektrum des Feinsandes (> 2,25 \$\Phi\$) in die Kornspektren des mittleren und groben Mittelsandes (2,25 \$\Phi\$). Die Kornspektren der Klassen 0,75 \$\Phi\$ bis -0,75 \$\Phi\$ weisen den geringsten Schwellenwert der Aktivierung zur Bewegung auf. Für diese Kornklassen wäre ein relatives Maximum in der Korngrößenhäufigkeitsverteilung von während des Bewegungsprozesses isolierten Sedimenten zu erwarten.

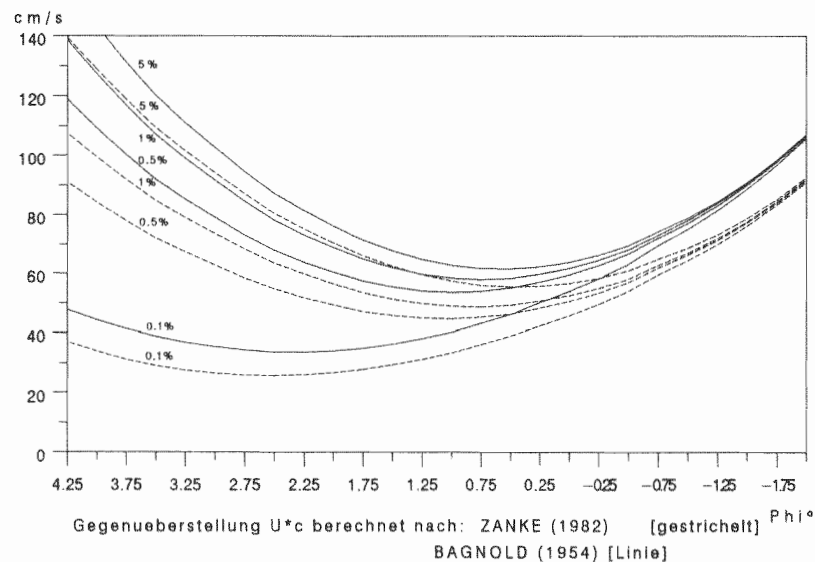


Abb. 3: kritische Grenzgeschwindigkeit U^*c als Vergleich zwischen der Berechnung nach BAGNOLD (1954) und ZANKE (1982); Ziffer = Wassergehalt des Sandes in Prozent.

6.3. Elektronische Datenverarbeitung

Die Berechnung und statistische Aufarbeitung der Korngrößenverteilungsparameter erfolgte mit dem Programmpaket VAVOK (KACHHOLZ 1981) an der Großrechenanlage PDP 10 des Rechenzentrums der Universität Kiel. Das Programm PARDIS (WALGER 1971, KACHHOLZ 1981) berechnet aus den Stützwerten der Siebanalyse und durch Interpolation und Extrapolation zwischen diesen Stützwerten (3 Zwischenwerte) die Summenkurve. Die Interpolation erfolgt durch das gewichtete Mittel kubischer Splines, sowie der Extrapolation durch Anpassung eines Polynoms auf der Grundlage der Berechnung der letzten 3 Stützwerte der Verteilung (KACHHOLZ 1982).

Als problematisch sind Sedimente mit bi- bis polymodalen Häufigkeitsverteilungen bezüglich der Auswertung anzusehen. Der Aussagewert des Mittelwertes, im allgemeinen wichtigster statistischer Parameter, kann bei bi- bis polymodalen Häufigkeitsverteilungen stark eingeschränkt sein. Bei starker Ausprägung der Bi- bis Polymodalität wird der Mittelwert gänzlich unbrauchbar. Gleiches gilt für jene Parameter, in der die Berechnung des Mittelwertes eingeht. Zur Charakterisierung der Häufigkeitsverteilung zeigte sich lediglich die Verwendung der Perzentile 1-99 in der Abstufung Pz5, Pz16, Pz25, Pz50, Pz75, Pz84, Pz95, Pz99 als geeignet. Die teilweise sehr geringen Unterschiede der Korngrößen im Sediment bei differierenden Windgeschwindigkeiten

ließen sich auch bei sehr ausgeprägter Bi- bis Polymodalität durch die einzelnen Perzentile ermitteln. Die verschiedenen Berechnungssysteme und Parameter sowie die Ursachen einer bi- bis polymodalen Häufigkeitsverteilung werden von TINIAKOS (1978), KACHHOLZ (1981 und 1982) und SCHWARZER (1983) ausführlich diskutiert.

6.4. Korrelation der Windgeschwindigkeit mit dem Sediment

Die Beziehungen zwischen der Windgeschwindigkeit und der Korngrößenverteilung im Sediment wird in den Graphiken 4-12 dargestellt. Der Einfluß der Sedimentfeuchte auf die kritische Grenzgeschwindigkeit und somit auf die generelle Strukturierung des feuchten Sedimentes, der nach den Berechnungen nach BAGNOLD (1954) und ZANKE (1982) zu erwarten wäre (vgl. Abb. 3), konnte für die eigenen Proben numerisch nicht nachgewiesen werden. Demnach wirkt die Feuchte lediglich verzögernd auf den Zeitpunkt der primären Aktivierung durch die kritische Grenzgeschwindigkeit.

Somit kann der Transport durch korngößen- und windstärken-spezifische Bewegungsabläufe als sedimentstrukturierend bestimmt und in seine Komponenten zerlegt werden. Die Erfassung einer geschwindigkeitsspezifischen Korngröße erfolgte über die minimale bzw. maximale Strömungsgeschwindigkeit. Lediglich die Extrema der Strömungsgeschwindigkeit ließen eine Zuordnung der geschwindigkeitsspezifischen Korngrößen zu. Während die minimale Geschwindigkeit durch die kritische Grenzgeschwindigkeit limitiert wird, markiert die maximale Geschwindigkeit den jeweils maximalen Korndurchmesser des äolischen Sedimentes auf ihrem Wertespektrum. In den Abbildungen 4 bis 12 werden die Perzentile der Geschiebe- und Suspensionsfallensedimente gegen die ermittelten maximalen Windgeschwindigkeiten in einem bivariaten Streudiagramm aufgetragen. Den jeweiligen Perzentilen der Summenkurve einer jeden Sedimentprobe kann nun durch die Regressionsgerade der konjugierende Wert der Transportgeschwindigkeit zugeordnet werden.

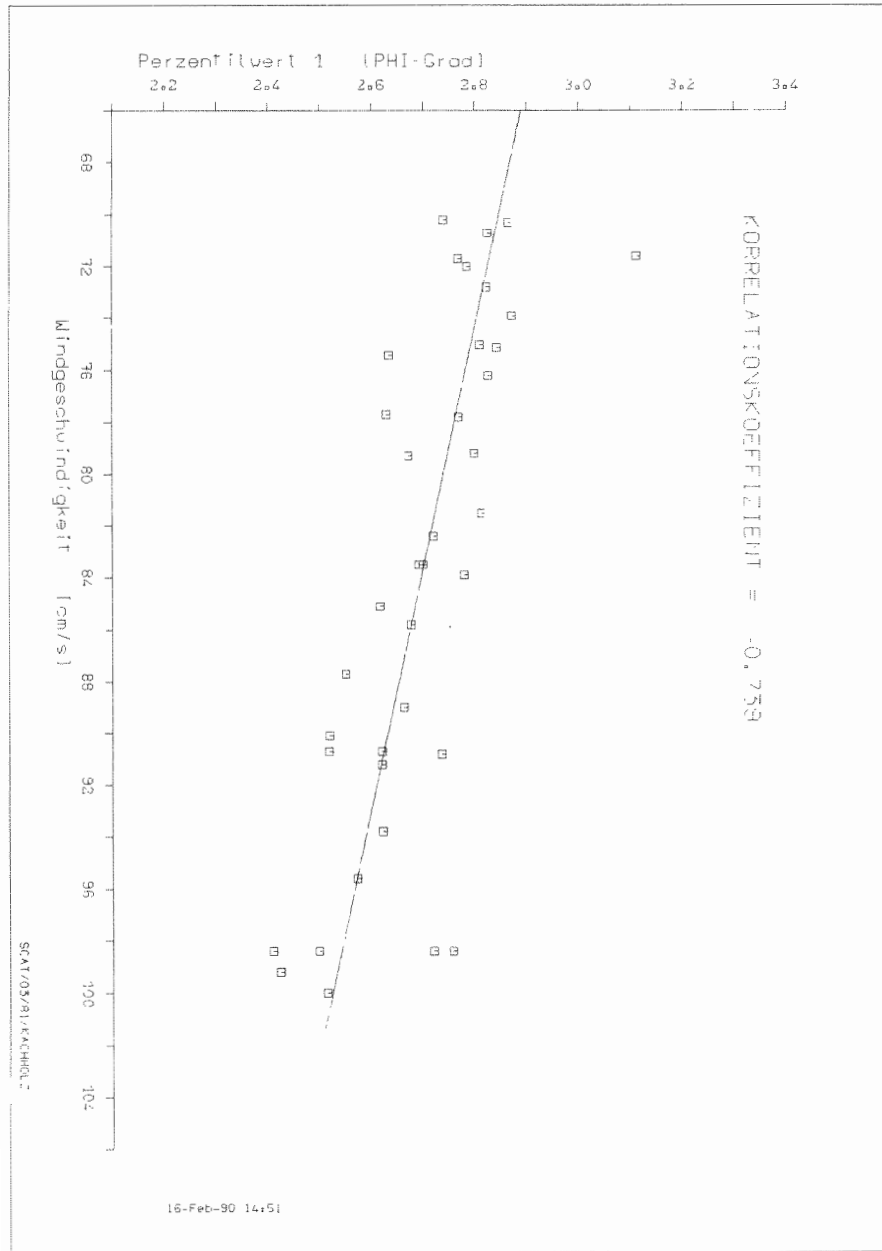


Abb. 4: Korrelation der Windgeschwindigkeiten mit dem Perzentilwert 1 der Geschiebe- und Suspensionsfallen Sedimente.

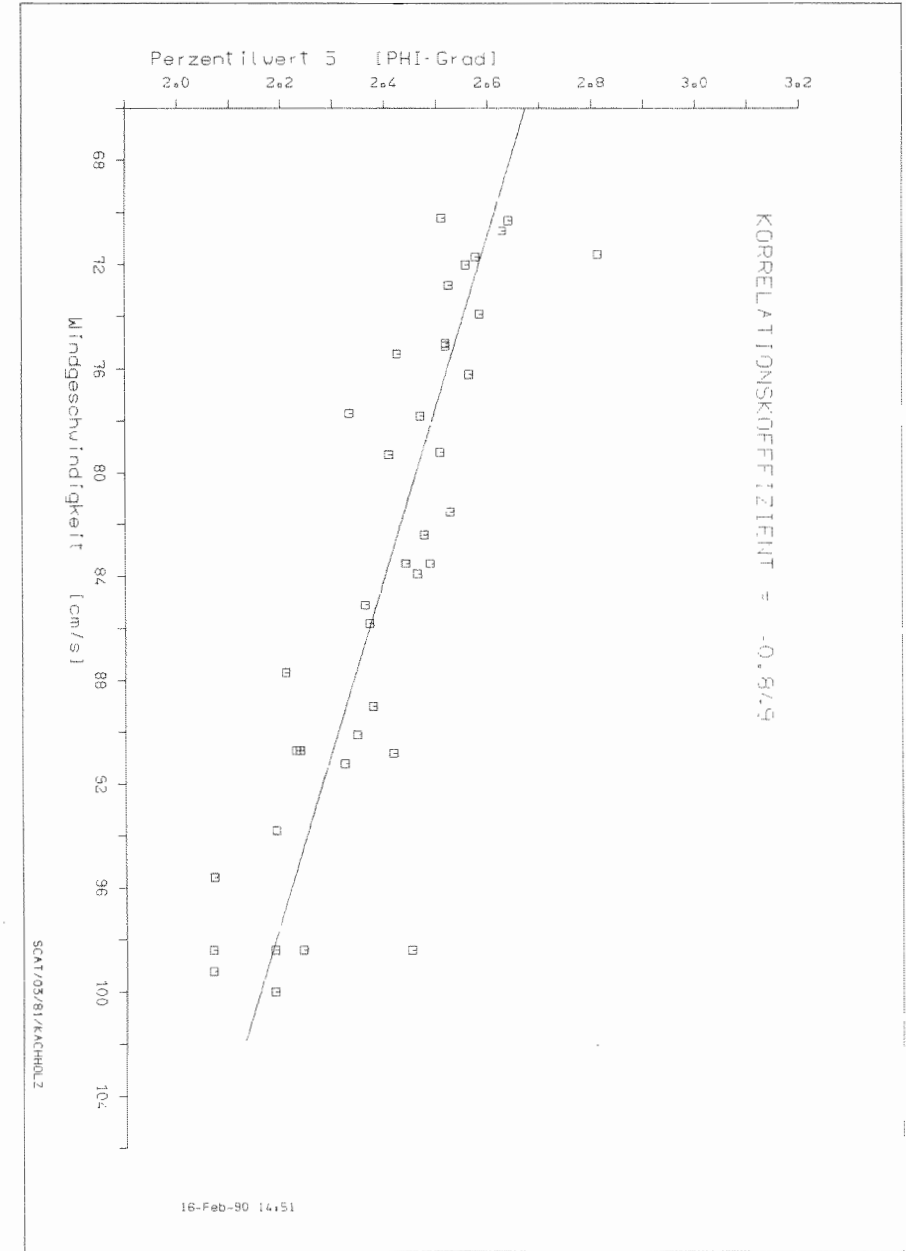


Abb. 5: Korrelation der Windgeschwindigkeiten mit dem Perzentilwert 5 der Geschiebe- und Suspensionsfallen Sedimente.

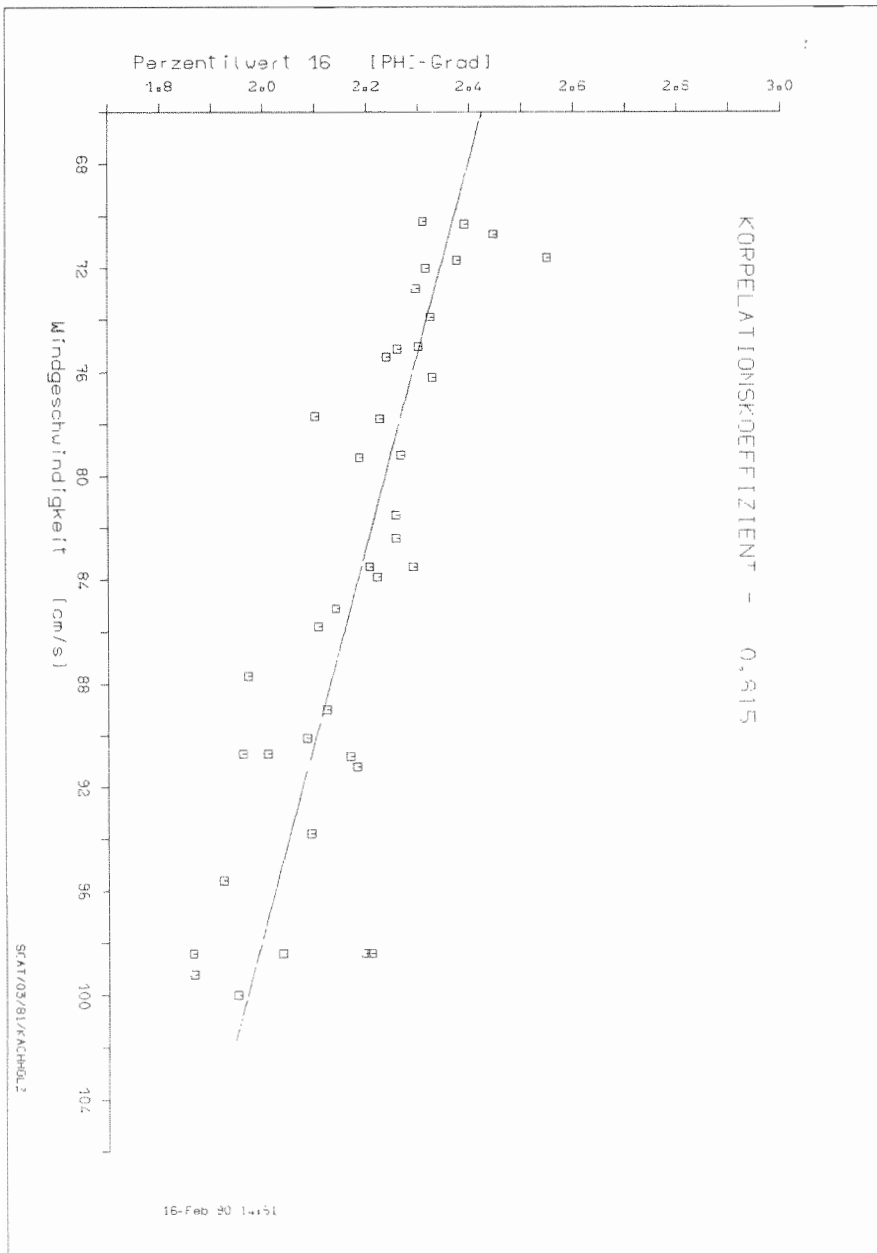


Abb. 6: Korrelation der Windgeschwindigkeiten mit dem Perzentilwert 16 der Geschiebe- und Suspensionsfallen Sedimente.

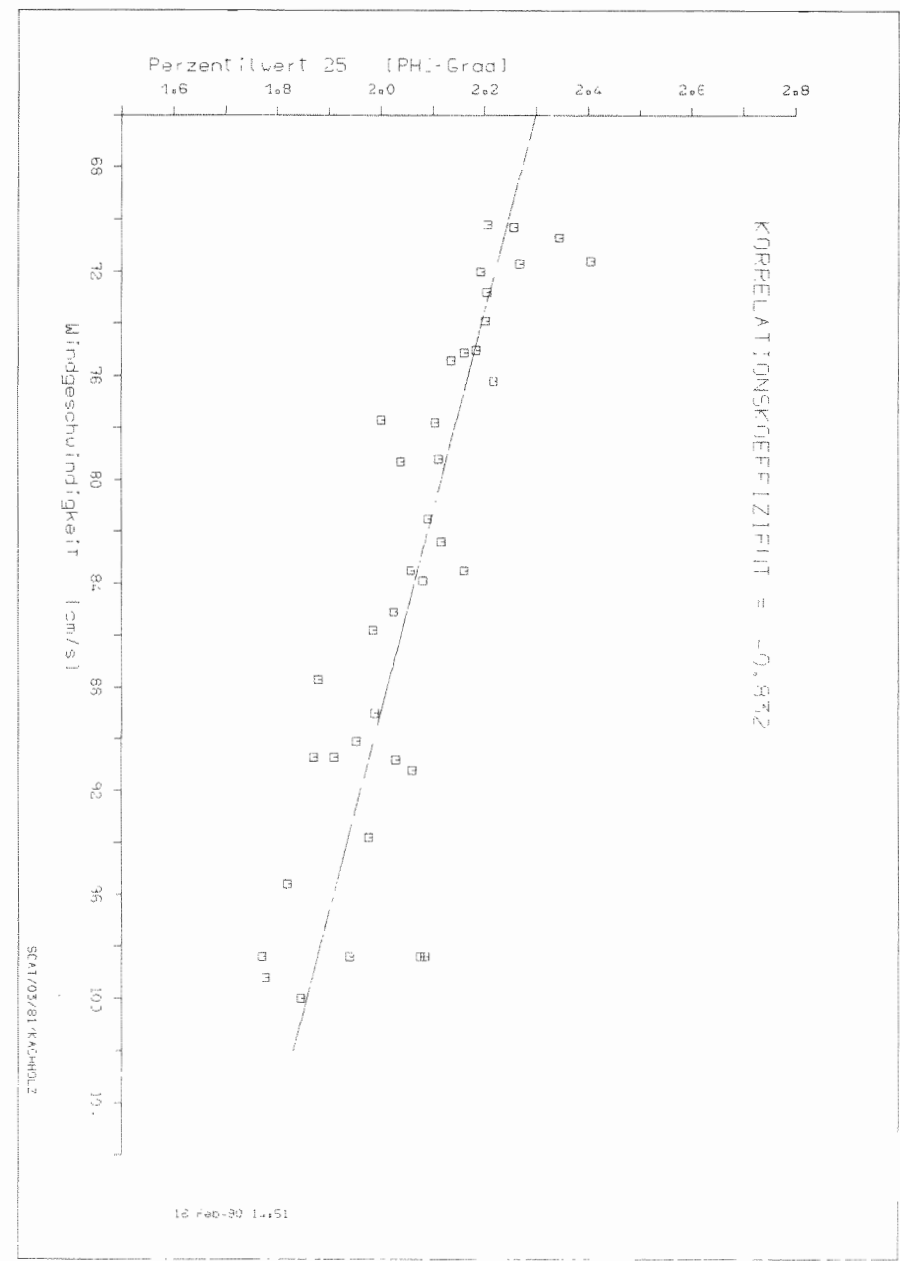


Abb. 7: Korrelation der Windgeschwindigkeiten mit dem Perzentilwert 25 der Geschiebe- und Suspensionsfallen Sedimente.

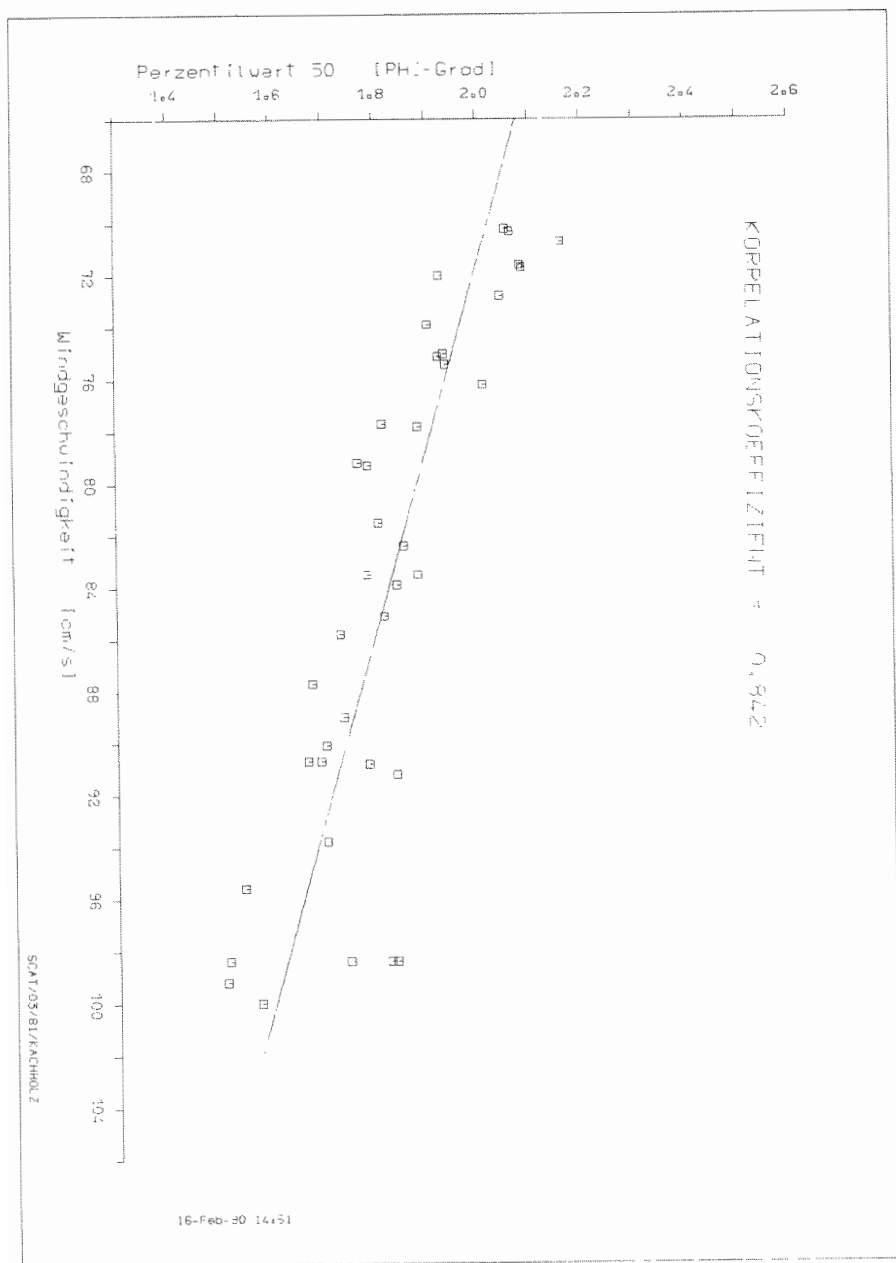


Abb. 8: Korrelation der Windgeschwindigkeiten mit dem Perzentilwert 50 der Geschiebe- und Suspensionsfallen Sedimente.

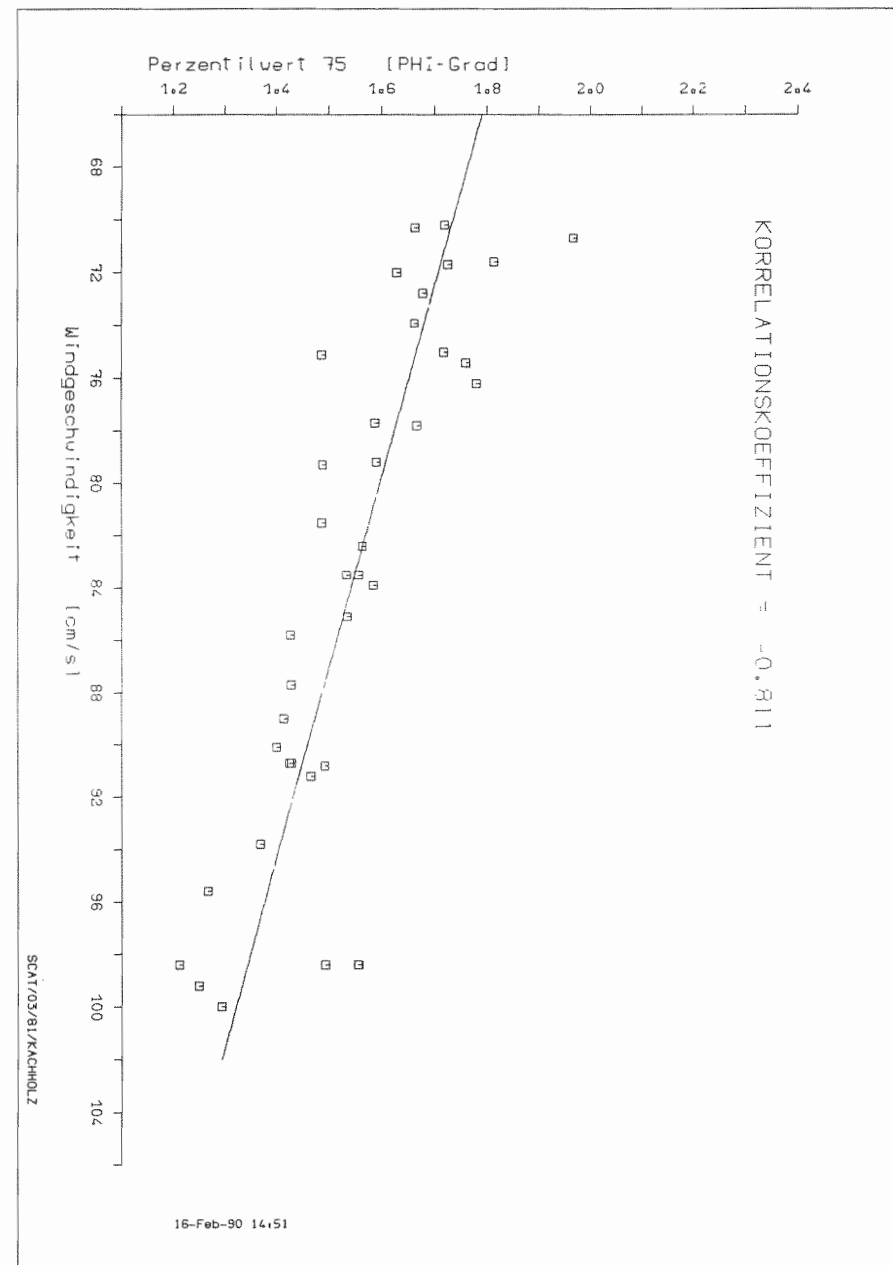


Abb. 9: Korrelation der Windgeschwindigkeiten mit dem Perzentilwert 75 der Geschiebe- und Suspensionsfallen Sedimente.

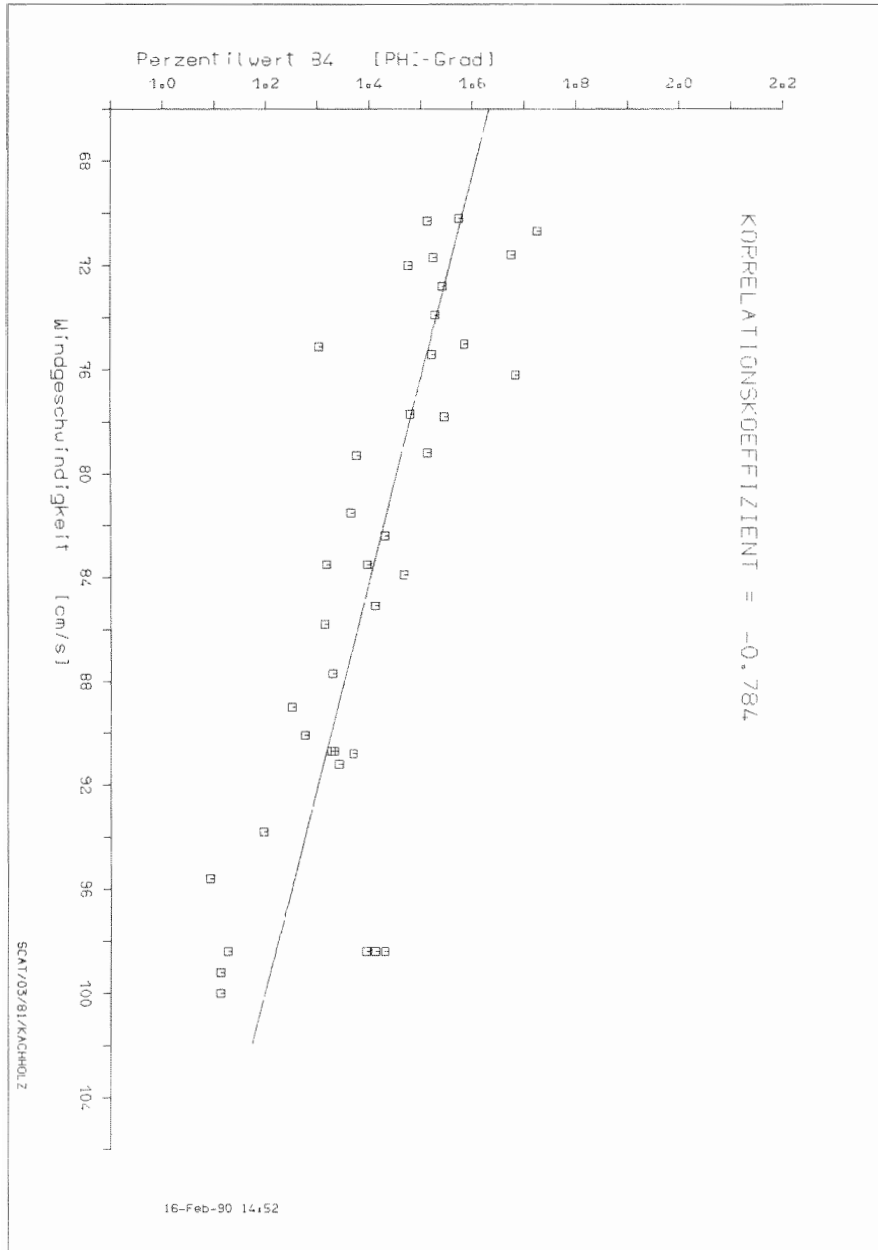


Abb. 10: Korrelation der Windgeschwindigkeiten mit dem Perzentilwert 84 der Geschiebe- und Suspensionsfallen Sedimente.

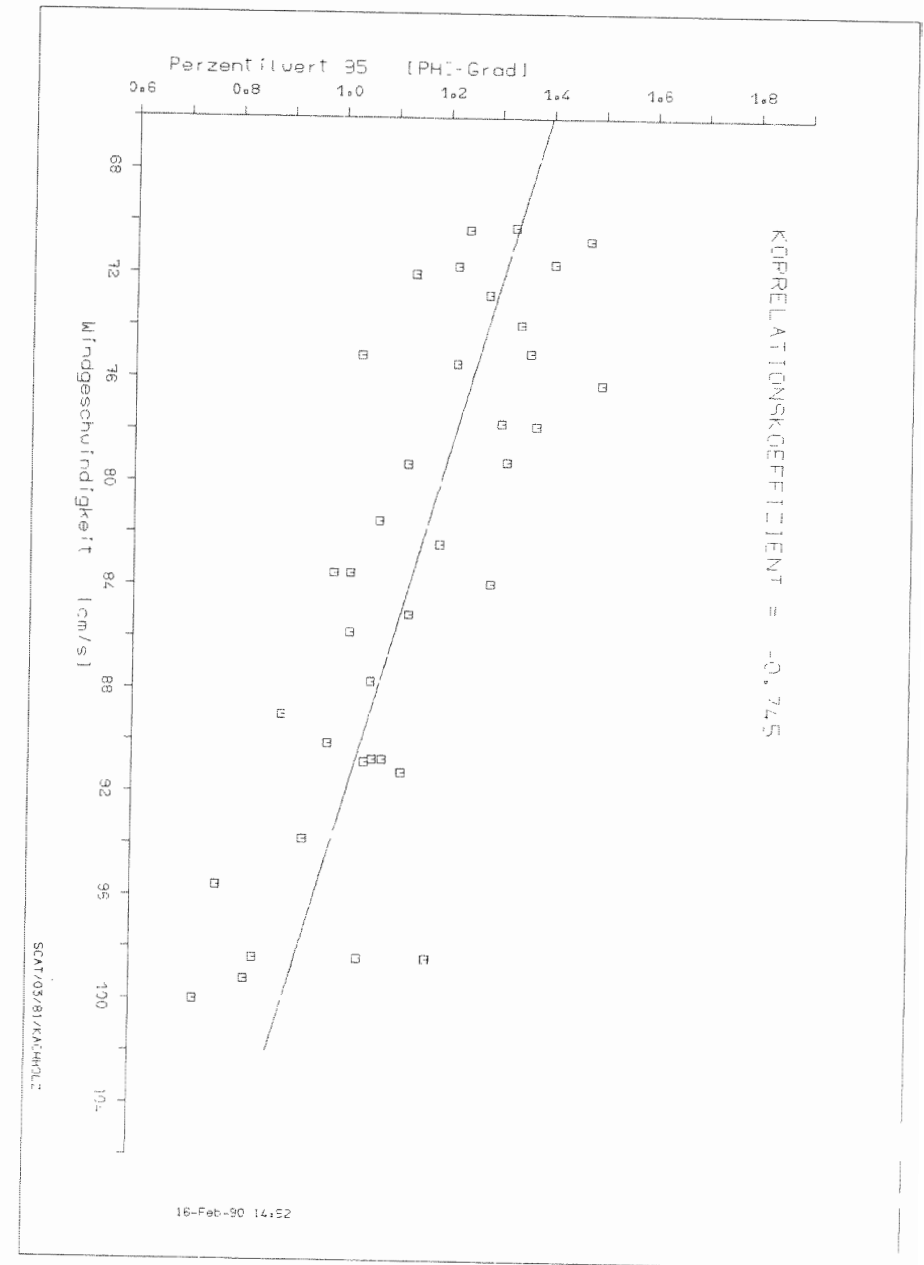


Abb. 11: Korrelation der Windgeschwindigkeiten mit dem Perzentilwert 95 der Geschiebe- und Suspensionsfallen Sedimente.

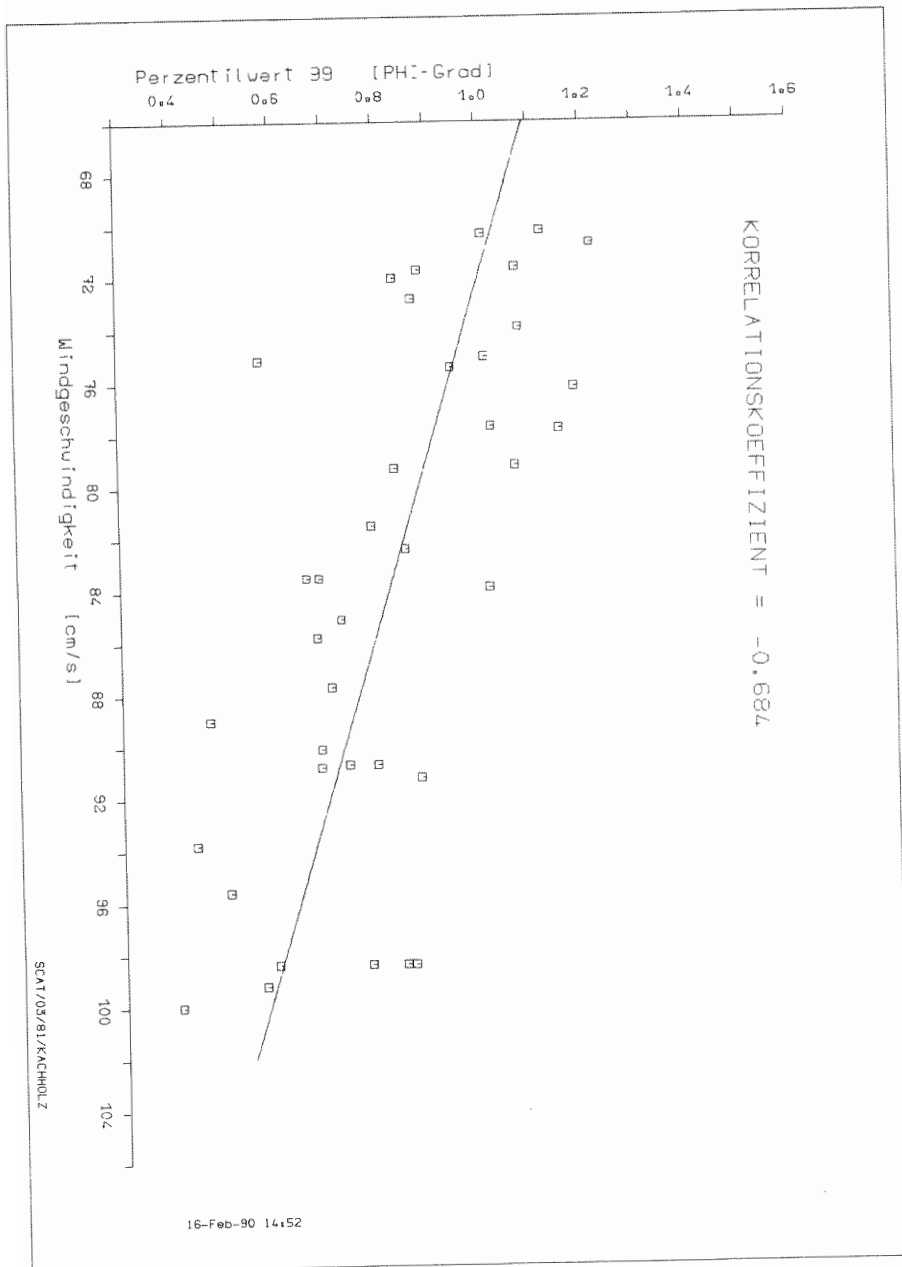


Abb. 12: Korrelation der Windgeschwindigkeiten mit dem Perzentilwert 99 der Geschiebe- und Suspensionsfallen Sedimente.

Im Bereich der auslaufenden Hyperbeln der Häufigkeitsverteilung verschlechtert sich der Korrelationskoeffizient und pendelt zwischen den Werten 0,68 und 0,78. Als Ursache für den, insbesondere im groben Bereich der Häufigkeitsverteilung, schlechteren Korrelationskoeffizient ist die Unstetigkeit und Zufälligkeit der sich durch die Reptation bewegten Korngrößen in der Bewegung und der Beprobung des äolischen Sedimentes über das Meßsystem mit den Suspensions- und Geschiebefallen anzusehen. Die Korrelation der Variablen „maximale Windgeschwindigkeit“ und der je Perzentil spezifizierten „Korngröße“ liefert einen Maßstab, mit dem für jedes beliebige äolisch bewegte Sediment eine Transportgeschwindigkeit bestimmt kann.

Da während des Sedimenttransportes das bewegte Material mit der im Transportmedium herrschenden Windgeschwindigkeit im Gleichgewicht steht, die Unterschreitung jener Transportgeschwindigkeit zur Akkumulation des Substrates führt, kann die Transportgeschwindigkeit als Grenzgeschwindigkeit definiert werden. Somit lassen sich Sedimente durch ihre Korngrößenhäufigkeitsverteilung jenen bestimmten Windgeschwindigkeit zuordnen, die diese Sedimente bewegten. Nachdem die Transportgrenzgeschwindigkeit für jedes Perzentils bestimmt wurde, lassen sich 98 % des Korngrößenspektrums des Sedimentes in einem Graphen darstellen (vgl. Abb. 13). Wird nun dieser „Maßstab“ auf bereits akkumuliertes Sediment angewendet, um dessen Endgeschwindigkeit des Sedimentes während des Akkumulationsprozesses zu analysieren, muß der Geschwindigkeitsgraph des Sedimentes bei signifikanter Zuordnung einem horizontalen Lauf entsprechen d.h. daß jedem Perzentil die gleichhohe Windgeschwindigkeit zugeordnet wurde. Eine Neigung des Graphen deutet an, daß das Sediment erneut erodiert. Die numerische Höhe des Mittelwertes sowie die Neigung des Windgeschwindigkeitsgraphen, die durch die Standardabweichung definiert wird, lassen Schlüsse auf den Grad der Deflation zu.

Obwohl die Transportgeschwindigkeit ein optimales Merkmal des Sedimentes ist, daß die Windgeschwindigkeit im Akkumulationraum, Korngrößenhäufigkeitsverteilung und den Zustand des Sedimentes in einem numerischen Wert kombiniert, geht die Vergleichbarkeit der Untersuchungsergebnisse zu anderen Sedimentanalysen im Bereich der Probstei (z. B. KÖSTER 1979a, SCHWARZER 1989) verloren. Aus diesem Grunde wurde zur weiteren Charakterisierung der Sedimente eine Komponentenzerlegung durchgeführt.

6.5. Einfluß des Ausgangsmaterials

Äolisch bewegte Sande lassen in ihrer Sortierung einen Einfluß der Struktur des Ausgangsmaterials vermuten. Eine Analyse der Häufigkeitskurven der Sedimente der Sedimentfallen und jener der Oberflächenausgangssedimente nach den Kriterien der Differenz der Gewichtsprozente, der Uniformität der Häufigkeitsverteilung durch die Flächendifferenz als Kennziffer von der Basis 100 Prozent, und der relativen Änderung der Fraktionen der Ausgangs- und Sedimentfallen zueinander schlossen eine Beeinflussung der Sortierung des äolisch bewegten Sandes durch die Korngrößenhäufigkeitsverteilung des Oberflächensedimentes größtenteils aus.

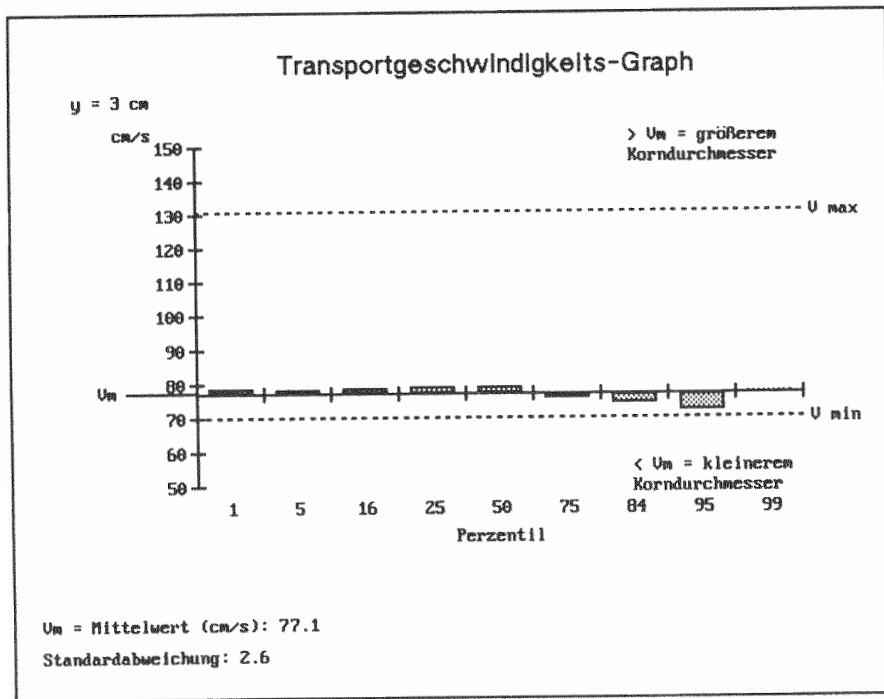


Abb. 13: Beispiel für eine Transportgeschwindigkeit bzw. Transportgrenzgeschwindigkeit eines Sedimentes mit sehr guter Zuordnung der Perzentilwerte 1, 5, 16, 25, 50, 75, 84, 95 und 99 zu den Repräsentanzproben der Geschiebe- und Suspensionsfallen (d. h. sehr gute Zuordnung = geringe Standardabweichung). Die den Perzentilen zuzuordnenden Korngrößen lassen sich mit Hilfe der Regressionsgeraden (vgl. Abb. 4-12) und unter Verwendung der durch den Transportgeschwindigkeits-Graphen (gestrichelt oder bei geringer Standardabweichung als Linie (= V_m)) angegebenen Windgeschwindigkeit (Mittelwert oder Einzelwert je Perzentilwert) auf den Abszissen der Abbildungen 4 bis 12 ablesen. V_{max} = maximale Windgeschwindigkeit (130 cm/s (12 Bft.)), V_m = mittlere Windgeschwindigkeit des Sedimentes, V_{min} = minimale Windgeschwindigkeit (= Kritische Grenzgeschwindigkeit berechnet mit Gleichung 5 – vgl. Kap. 6.2).

7. Die morphologische Situation

7.1. Die natürlichen Dünen in dem Naturschutzgebiet des Bottsandes

Der Hauptdünenzug des Bottsandes streicht von Ost nach West und nimmt westlich der Begrenzung zum Schutzgebiet an Höhe von 3 m über NN zum südwestlichen Ende des Nehrungshakens auf 2 m über NN ab. Dieser Hauptzug trennt die einzelnen Dünenbereiche des Bottsandes nach Norden von der Strandfläche. Der Dünenzug hat eine geschlossene Luv-Stirn-Fläche und weist keine Deflationswannen oder Windrisse in seinem Akkumulationskörper auf. Dem jeweiligen Entwicklungsstand des Nehrungshakens zuzuordnende Nebenzüge zweigen vom dem Hauptwall ab. Ihr Alter nimmt in westlicher Richtung ab. Diese Nebenzüge verlaufen in konvexer Form mit süd-südwestlicher Richtung. Die Nebenzüge haben keine einheitliche Kammlinie. Sie bauen sich aus geradlinigen bis leicht gekrümmten Akkumulationselementen auf. Je nach der Breite des Nehrungshakens staffeln sich 1–4 Nebenzüge.

Die Strandbreite des Bottsandes variiert entlang des Hauptzuges zwischen 10 m und 20 m. In Höhe der Hakenbildung 1960 verbreitert sich der Strand bis zum Westkopf des Bottsandes kontinuierlich auf bis zu 60 m. Während in der 10-20 m breiten Strandzone keine Ansätze zur Primärdünenbildung zu kartieren waren, weist der Strandbereich am westlichen Ende des Bottsandes mit einer von 30 m auf 60 m zunehmenden Strandfläche entlang des Hochwasser- bzw. Winterstrandwalles erste, sich westlich fortsetzende, zonale Embryonaldünenstrukturen mit einzelnen Primärdünen auf.

7.2. Die anthropogen überprägten Dünen im östlichen Bereich des Bottsandes.

Der Düngürtel östlich des Naturschutzgebietes besteht aus einem Einzelzug mit mehreren, küstenparallel gestaffelten Kammlinien. Der nördliche Kamm bildet den Hauptwall. Die maximale Höhe der Kammregion nimmt in ostwestlicher Richtung von 5 m über NN auf 3 m, in Kuppenbereichen auf 4 m ab. Der Dünenzug wird im Kammbereich und im Querprofil durch Windgassen, Deflationsmulden und Fußpfade zergliedert. Der Strand vor dem Dünenkomplex hat eine wechselnde Breite von 10-30 m und wird durch Bühnen stabilisiert. Dem Strand sitzen einige, wenige Dezimeter hohe, Embryonal- und Primärdünen auf. Sie orientieren sich an dem dem Dünenfuß parallel verlaufenden Hochwasserstrandwall. Die Strukturen der Embryonal- und Primärdünen beschränken sich auf Bereiche mit Strandbreiten über 20 m.

7.3. Dünenentwicklung auf dem Bottsand und im Bereich Kalifornien

Die Dünenentwicklung auf dem Bottsand steht in direkter Abhängigkeit zu dem komplexen Wirkungsgefüge der marinen Prozesse im Küstenvorfeld der Probstei. Lage und Ausdehnung der Abrasionsfläche des Nährgebietes der

Riffkörper, sowie der Sedimenttransport durch Riffstrukturen beeinflussen die Sandbilanz des Strandes und die Bildung von Strandwallsystemen und Dünen. Postsedimentäre Einflüsse differenzieren die Dünen in der Ausprägung ihrer Form und den Oberflächensedimenten.

Der Dünenbildung auf der Fläche der Nehrung des Bottsandes liegt kein eigenständiger morphologischer Prozeß zugrunde, der Vorformen unabhängig die Dünenbildung über die, den Bildungsprozeß beeinflussende, Faktoren des Wind-Sediment Komplexes und der Vegetation steuert. Lage und Prägung der Dünen entsprechen dem Strandwallsystem und unterliegen somit in Breite und Höhe, sowie der Frequenz der küstenparallel verlaufenden Strandwallsysteme der Periodizität und Aperiodizität der Hochwässer, der Sedimentbilanz des Strandes und der Wirkungsdauer der dünenbildenden Prozesse. Die Dünen sind nach der CURRY'schen Klassifikation dem Typus der „beach-dune ridges“ bzw. nach der KING'schen Klassifikation dem Typus der „fore dune“ zuzuordnen.

Einzeldünen auf den Interdünenensenken haben Embryonal- bzw. Primärdünencharakter und müssen als Relikt-Embryonal- bzw. Primärdünen betrachtet werden. Ihre Entwicklungsphase wurde mit der Bildung eines neuen, luvseitigen Dünenwalles vorzeitig abgeschlossen. Typus und morphogenetische Prägung der Dünen lassen sich über das jüngste Entwicklungsstadium, dem Dünenwall der Fläche von 1984, bis zu den äolischen Akkumulationen des Nehrungshakens von 1870 durch stetige Wiederholung der Formensequenz für die Flächen der Nehrungshaken zurückverfolgen.

Im östlichen Raum des Bottsandes haben anthropogene Aktivitäten eine Degradierung der Vegetation und die Selektion des Dünenzuges in einzelne, durch Windrisse und Deflationsmulden zonierte Komplexe zur Folge. Je nach Intensität des anthropogenen Einflusses erfolgt in diesem Raum ein Formenwechsel der Dünen von dem Typus der „beach dune ridges“ zu jenem Typus der „parabolic type dune“ bzw. „blow out type“. Durch Vertritt wird das stabile, dem jeweiligen maximalen Deflationsprozeß angepaßte, Sedimentgefüge der Strandoberfläche zerstört. Hier kann sich kein „Schutzsystem“ entwickeln, das selbst den höchsten Windgeschwindigkeiten dieses Raumes trotz und eine Erosion auf dieser Flächen erst nach Zufuhr mariner Sande zuläßt. Langfristig wird somit das äolisch zur Verfügung stehende Substrat, aufgrund der verstärkten Deflation bei gleichbleibender Transportbilanz des Strand-Vorstrandsystems, durch die Abnahme der Strandhöhe verringert.

Ein weiteres Vorrücken der Wasserlinie (horizontale Komponente) auf dem degradierten Strand bei geringeren Wasserstandsschwankungen engt die Deflationsfläche ein, bzw. die Abnahme der Sandmächtigkeit des Strandes (vertikale Komponente) setzt bei fortschreitender Deflation die Oberfläche des Strandes zunehmend dem Einfluß des Grundwassers aus und reduziert die Erosionsanfälligkeit der Strandsedimente (vgl. ZENKOVICH 1967).

Östlich der Wendtorfer Schleuse (Große Schleuse) charakterisiert ein schmales, in östlicher Richtung an Höhe abnehmendes Band sandiger Akkumulationskörper die Düne dieses Raumes. Lassen sich für jene Dünen in dem

Abschnitt zwischen dem Auslauf der Großen Schleuse und der ersten T-Bühne aufgrund ihrer Morphologie gleiche genetische und postsedimentär beeinflussende Prozesse wie für die Komplexe westlich der Großen Schleuse annehmen, so ist für die östlich angrenzenden Dünen eine Rückkopplung über die Morphologie auf den Entwicklungsprozeß, sowie eine Klassifikation aufgrund des dominanten anthropogenen Einflusses auf die Formengenese, sowohl positiv (sediment-akkumulierend) als auch negativ (sediment-erodierend) nicht sinnvoll. Geringmächtige Ansätze einer Embryonaldünenentwicklung, die lediglich auf den Strandzwickeln am südlichen landseitigen Bühnenkopf kartiert wurden, konnten nur den touristisch extensiv genutzten Zeitraum dieses Strandbereichs von Oktober 1988 bis zum April 1989 überstehen. Der gleiche Zeitraum ist für die Regeneration des Dünenwalles parallel der Schwarzdecke anzunehmen. Sedimentationunterstützende Maßnahmen wie z.B. der Aufbau von Sandfangzäunen, Sandaufschüttungen und die Pflanzung von Strandhafer weisen nur temporäre Erfolge auf, da die touristische Nutzung dieses Raumes zu groß ist.

Der Strand und Vorstrandbereich von der Wendtorfer Schleuse bis Brasilien weist generell eine negative Sandbilanz auf (BRESSAU & SCHMIDT 1977). Ein großer Teil der Flächen im Küstenvorfeld besteht aus Reliktsedimente in der Vorstrandzone (WERNER 1979, KACHHOLZ 1982). Den Raum östlich des Bottsandes im Bereich Kalifornien bis Brasilien charakterisiert ein Vorrücken der Abrasionsfläche gegen die Deichlinie (KÖSTER & SCHWARZER 1988). Eine vergleichende Kartierung des Strandes von August 1988 bis September 1989 bestätigt die Zehrung des Strandes durch die Verringerung des Höheniveaus des Strandes und der Fläche. Hier scheinen natürliche und anthropogene Prozesse als Wirkungskomplex die Erosion der Strandfläche beschleunigend zu begünstigen. Als morphogenetische Folge ist die Stagnation und Deflation des Dünengürtels durch eine gleichbleibende bis negative Sedimentbilanz zu analysieren. Bilanzierend konnte für den Zeitraum von August 1988 bis zum September 1989 für den Küstenraum des Abschnittes östlich der Wendtorfer Schleuse bis zum Schöpfwerk Brasilien kein morphogenetischer Ansatz zur Entwicklung von Dünen analysiert werden. Vielmehr kennzeichnen Erosion (aero- und hydrodynamisch) und Degradierung sowohl den Strand als auch den Dünengürtel. So ist ohne die Änderung der Sandbilanz des Vorstrandes und Strandes keine positive Entwicklung der Dünen in diesem Raum zu erwarten.

7.4. Anthropogen stark überprägte Dünen östlich des Bottsandes bis nach Kalifornien

Der Küstenstreifen östlich der „Großen Schleuse“ wurde während der Erhöhung des Landesschutzdeiches 1975-1989 anthropogen erheblich überprägt. Heute wird die Dünenzone und Teile des Strandes von dem neu errichteten Landesschutzdeich, einem asphaltierten Dünenfuß (Schwarzdecke) und den Sicherungsbauwerken eingenommen. Reste der ehemaligen Dünenfelder zie-

hen sich als schmales Band in östliche Richtung mit einer Höhe von 3 m auf 1 m auslaufend nach Kalifornien. Die Strandbreite variiert zwischen 10 m und 30 m innerhalb eines Bühnenfeldes mit der Minimalbreite im Feldzentrum und verringert sich in im Raume Kalifornien. Hier wurden die geringsten Strandbreiten von wenigen Metern und ein schmaler der Schwarzdecke aufsitzender, wenige Meter breiter und 1 – 1.5 m hohen, Sedimentationsraum kartiert.

8. Sedimente im Raum Bottsand bis Kalifornien

8.1. Sedimente im westlichem Bereich des Bottsandes (Versuchsfeld: West)

Die Sedimente des westlichen Endes des Bottsandes dokumentieren mit ihrem Kornspektrum und den zuzuordnenden Transportgeschwindigkeiten die erosive bzw. sedimentäre Wirkung der Luftströmung unter der Einwirkung von morphologischen Strukturen und der Vegetation.

Im Küstennormalprofil zeichnen sich auf der Strandfläche und den Dünenkörpern zueinander parallel verlaufende Zonen differenter sedimentologischer Struktur ab, die in ihrer horizontalen Ausprägung in Abhängigkeit der Breite der Strandfläche sowie der Höhe der Akkumulationskörper stark variieren. Der Anteil der Fraktion des feinen Mittelsandes des hohen Strandes nimmt mit der Entfernung von dem frischen Strand (Schwallzone) von 70% auf 30 % ab. Dagegen bleibt der prozentuale Anteil des Feinsandes (0,200 mm) zwischen 10 % und 20 % generell stabil, da diese Fraktion durch Kies und Schotterlagen vor Deflation geschützt wird.

Im Schwallbereich weist die Verteilung der Fein- und Grobsande eine hohe Variabilität auf. Ausdruck dieser Variabilität sind die sehr unterschiedlich ausgeprägten bi- bis polymodalen Häufigkeitsverteilungen als Produkt der interaktiven Prozessen zwischen Vorstrand und der Brandung, als Variablen der marinen Sedimentation auf dem Strand, sowie den Variablen Wind und Sedimentfeuchte, die den Prozeß der äolischen Erosion steuern.

Die Sande des Hochwasserstrandwalles zeigen erste deutliche Deflationserscheinungen. Der Hauptmodus verschiebt sich von $1,9 \Phi^{\circ}$ (Sediment des Schwallbereiches) auf $1,8 \Phi^{\circ}$ und ein Nebenmodus prägt unter Abnahme des Feinsandgehalt unter 10 % und Abnahme der Fraktion des feinen Mittelsandes (0.200 mm – 0.350 mm) auf 50 % bei $1,2 \Phi^{\circ}$ aus. In den Winterstrandwallsedimenten verlagert sich der Hauptmodus der Häufigkeitsverteilung weiter auf größere Korndurchmesser bei $1,6 \Phi^{\circ}$. Der Nebenmodus bei $1,2 \Phi^{\circ}$ baut sich stärker auf. Werden die Sedimente im Küstennormalprofil der Zonen generell größer, deutet sich hier eine Polarisierung der Struktur des Sedimentes durch Zunahme des Feinsandanteiles auf 10 – 20 % und des Grobsandanteiles (40-50 %) auf Kosten der Mittelsandfraktionen an (WARREN'sche Protektionstheorie). Der feine Mittelsand ist somit nicht nur als dünenaufbauendes Hauptsediment anzusehen, sondern bildet gleichfalls jene Kornklasse, die im Bereich des Bottsandes am ehesten äolisch aktiviert und erodiert wird. Der Winterstrandwall ist auf hohem Niveau erodiert. Korngrößen mit einer Transportge-

schwindigkeit unter 110 cm/s lassen sich äolisch nicht mehr aktivieren. 5 % des Sedimentes des Winterstrandwalles erreichen mit Korngrößen zwischen 0,500-0,600 mm die Grenze des äolisch möglichen Transportes (Bezugswert: 12 Bft) und müssen als marin bewegt betrachtet werden (vgl. Abb. 14).

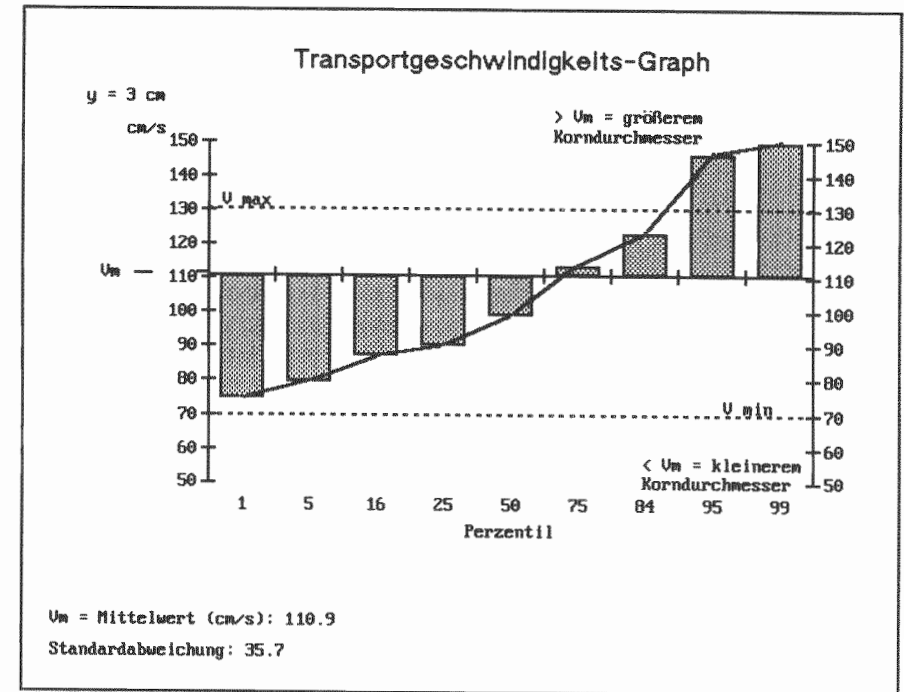


Abb. 14: Transportgeschwindigkeit der Winterstrandwallsande

In den Sedimenten des Hohen Strandes nimmt der Anteil der Fraktion des feinen Mittelsandes zugunsten des Grobsandes auf unter 40 % ab. 75 % des Sedimentes hat Korngrößen, deren Aktivierung oberhalb der maximalen Windgeschwindigkeit liegen. Die Fläche des Hohen Strandes ist auf hohem energetischen Niveau äolisch erodiert und scheidet als Nährgebiet der Dünen aus (vgl. Karte 1).

Die zonale Differenzierung des hohen Strandes ist jedoch nicht nur auf erosive Prozesse zurückzuführen, deren Wirkung für den gesamten Bereich des hohen Strandes gleich sind, sondern auch auf die Entfernung der Zonen von der Erosions-Deflationsbasis, dem frischen Strand. So akkumuliert das äolisch aktivierte Sediment zunächst auf den Zonen des hohen Strandes. Damit wird dieser gleichfalls zu einem Akkumulationsraum, wenn auch nur temporär. Das Sediment der kurzlebigen Sandfahnen beeinflusst in Abhängig-

keit von der Stärke und Dauer der Windereignisse die Korngrößenverteilung der Sedimente des hohen Strandes. Durch geringere Stabilisation der Sandfahnen entwickeln sich hier Embryonaldünen. Aufgrund der Korngrößenhäufigkeitsverteilung kann angenommen werden, daß auf der hochgradig erodierten Fläche des Hohen Strandes die Embryonaldünenstrukturen bis zu ihrer Stabilisierung nur von temporärer Natur sind und bei Strömungsgeschwindigkeiten über 75 cm/s erodiert werden (vgl. Abb. 15). Unter der Voraussetzung einer weiteren südwestlichen Entwicklung des Nehrungshakens des Bottsandes und der zunehmenden Entfernung der jungen Sedimentationszone der Embryonaldünen kann bei Stabilisation der Sande durch Vegetation (*Ammophila arenaria* und *Ammocalamagrostis baltica*) ein neuer Dünenwall entstehen. Ansätze dieser Entwicklung sind bereits entlang des nordwestlichen Strandsaumes zu analysieren.

Die Sedimente der Dünenkörper lassen sich in Luvseiten-, Kamm- und Leeseitensedimente aufschlüsseln. Die Variationen des Sedimentes im Querprofil des Dünenwalles sind auf die Wirkung der Vegetation auf die Luftströmung, sowie der Ausprägung eines rückwärtigen Gleithanges mit Strömungsdivergenz und Turbulenz zurückzuführen. Die Luvseitensande haben mit 30-40 % den höchsten Feinsandanteil der Sedimente des Dünenkörpers. Leeseiten- und Kammsedimente variieren jeweils um 10 % in der Fraktion des

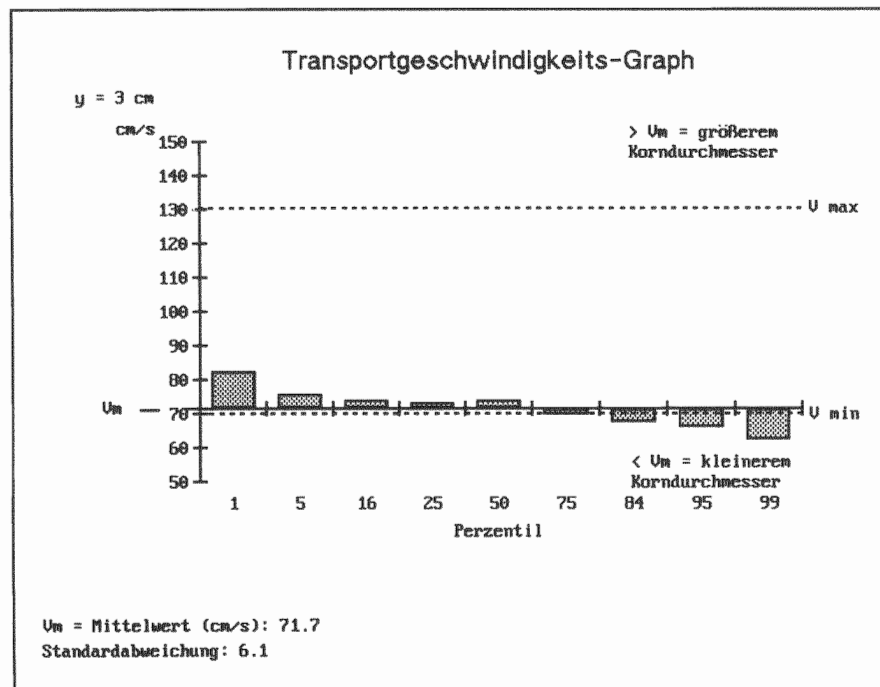


Abb. 15 : Transportgeschwindigkeit der Embryonaldünensedimente

Feinsandes und des feinen Mittelsandes. Die Transportgeschwindigkeit zur Bildung der Sedimentstruktur nimmt von Lee zum Kamm von 80 cm/s auf 70 cm/s ab. Die Standardabweichung liegt zwischen 6-9 cm/s und zeichnet das Sediment als Akkumulationsprodukt ohne erneute Deflation aus. Als Ursache für den hohen Feinsandgehalt der Luvseitensande sind Strömungsturbulenzen im ansteigenden Luftstrom anzunehmen. In einer „Zone of still air“ (vgl. PETHICK 1984) der dichten Hangvegetation akkumulieren aufgrund von Strömungsturbulenzen und der Stauwirkung des ansteigenden Luvhanges verstärkt feine Sedimente.

Diese feinen Sedimente werden in der Kammregion, trotz Abnahme der Windgeschwindigkeit im Akkumulationsmilieu in diesem Bereich, über den Kamm hinwegbewegt und leeseitig auf den flachen Dünen der Interdünen Senke der Strandfläche des Dünenzuges 1979 sedimentiert. Die Separation des Sedimentes der Kammregion ist an der Zunahme der Transportgeschwindigkeit für Korngrößen der Pz 1 – Pz 16 zu entnehmen. In der Kammregion des Dünenwalles divergiert der Strömungsfluß. Leeseitige Strömungsturbulenzen erodieren das Sediment des leeseitigen Rutschhanges, speziell in den Fraktionen des Feinsandes auf ein Transportgeschwindigkeitsniveau von 90-95 cm/s (vgl. Abb. Karte 1) Bereich: $r=83150$; $h=33200$). Die Höhe des Primärdünenwalles verhindert weitgehend ein Überwinden der äolisch transportierten Sedimente. Lediglich bei hohen Windstärken (85 – 90 cm/s) werden kleinräumige Dünen in Lee des Walls mit Sediment genährt. Die leeseitigen Dünenwalle erfahren daher kaum eine Zufuhr von „frischen“ Sedimenten und haben mit ihren vorgelagerten Interdünen Senken den ehemaligen Strandflächen vorerst ihr äolisch erosives Endstadium erreicht. Auch hier schützen auflagernde Kieslagen die Sande vor weiterer Deflation. Aufgrund abnehmender Sedimentzufuhr und damit Nährstoffzufuhr altert die Vegetation der leeseitigen Dünenkörper ermöglicht die Deflation des Wallsedimentes aus offen liegenden Flächen. Ein sekundäres Nährgebiet entsteht, von dem die jeweils leeseitigen Interdünenflächen und Dünenwalle profitieren.

8.2. Sedimente der anthropogen überprägten Dünen im östlichen Bereich des Bottsandes (Versuchsfeld: Mitte)

Die Sedimente des Strandes und der Dünen entsprechen in ihrer küstenparallel verlaufende, morphologisch orientierte Zonierung in der Korngrößenhäufigkeitsverteilung und den Transportgeschwindigkeiten mit geringen Variationen den Sedimente jener Zonierungen des westlichen Bereichs des Bottsandes. Jedoch deutet sich hier in den Kammregionen der Dünen über 3 m Höhe erstmals eine Selektion des Sedimentes an, die in Abhängigkeit zur morphologischen Höhe des Dünenzuges steht. Der Transportgeschwindigkeit entsprechend wären 16 % der Häufigkeitsverteilung den Korngrößen 1,5-0,95 Phi zuzuordnen. Das Kammsediment weist hier jedoch lediglich Korngrößen von 1,7-1,2 Phi auf. Das Sediment wird am „groben Schwanz“ der Häufigkeitsverteilung durch feinere Korngrößen vertreten als jenes Sediment, das dieser

Transportgeschwindigkeit zugeordnet wurde (vgl. Kap.6.4). So deutet die Korngröße $1,2 \Phi$ die vertikale Grenze des äolischen Transportes durch Saltation und Reptation in Abhängigkeit zur Höhe des Dünenkörpers an. Diese vertikale Selektion des äolischen Sedimentes wird gleichfalls durch die unimodale Häufigkeitsverteilung der Kammsedimente repräsentiert. Die Einengung des Kornspektrums des groben Mittelsandes und Grobsandes, sowie die „Gipfeligkeit“ der Häufigkeitsverteilung nimmt mit der morphologischen Höhe des Dünenkörpers zu.

Die Dünen des östlichen Bereiches des Bottsandes differenzieren von Jenen des westlichen Bottsandes (Naturschutzgebiet) durch die anthropogene Nutzung dieses Raumes. Morphologisch zeigt sich die Überprägung dieses Raumes durch Zerlegung der Dünenzüge in einzelne Komplexe, getrennt durch Windgassen, Pfade und Mulden. In den Sanden der Mulden sinkt der Feinanteil unter 10 %, jener der feinen Mittelsande auf 50-60 %. Je nach Größe und Vegetationsbedeckung der Mulden variieren die Mischungsverhältnisse der Sedimente in den Feinsanden und feinen Mittelsanden geringfügig voneinander. Die Transportgeschwindigkeit und die Standardabweichung markieren das Energieniveau der Deflation auf 90-110 cm/s. Variationen im Grad der Deflation der Mulden mit bzw. ohne Vegetation werden in den Abbildungen 16 und 17 dargestellt.

Das Sediment der Windgassen variiert mit der topographischen Höhe und der Intensität anthropogener Nutzung (vgl. Karte 2 z.B.: $r=83990$; $h=34010$ und $r=84110$; $h=34100$ bzw. $r=84300$; $h=34170$). Je nach der Höhe der Scheitelpunkte in den Windgassen ändern sich die Anteile marin-aktivierter Korngrößen zwischen 1 – 16 %, die Transportgeschwindigkeit während der Akkumulation der Sedimente und die Standardabweichung (vgl. Karte 2).

Eine systematische Abhängigkeit der Sedimentstruktur zu der Ausrichtung der Mittelachsen zur geschwindigkeitsdominanten Hauptwindrichtung und Breite der Windgassen existiert nicht. Vielmehr spiegelt die Korngrößenhäufigkeitsverteilung und die Transportgeschwindigkeit der Sande den Grad des anthropogenen Einflusses wider. Die östlichen Windgassen werden als allgemeiner Ausgang zum Strand genutzt (vgl. Karte 2: z.B. $r=84200$; $h=34110$). Ihre Sande weisen mit > 50 % einen hohen Anteil der Grobsandfraktion an der Korngrößenverteilung auf. Damit entsprechen hier die Sedimente und ihre

Transportgeschwindigkeit jenen Sedimenten auf dem hohen Strand und sind gleichen Deflationsprozessen unterworfen. Die westlichen Windgassen bilden keine offiziellen Aufgänge zum Strand. Sie werden gelegentlich zum Queren des Dünenwalles genutzt. Folglich sind diese Sedimente auf einem geringeren Niveau der Windgeschwindigkeit erodiert. Das „Schließen“ dieser Windgassen durch Sedimentation von Flugsanden in Lee der Gassen wird durch ständigen Vertritt der Vegetation und der Zerstörung der jungen Akkumulationskörper verhindert.

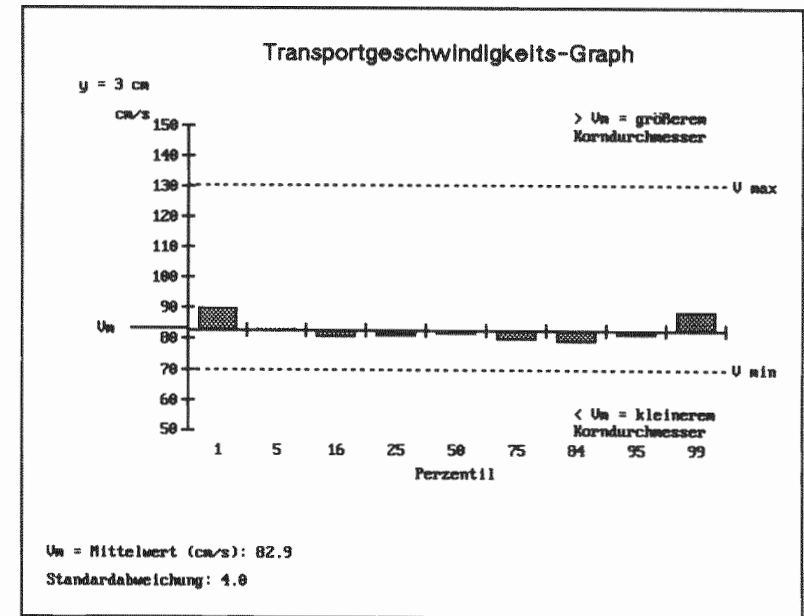


Abb. 16: Muldensedimente des Dünenzuges mit Vegetation

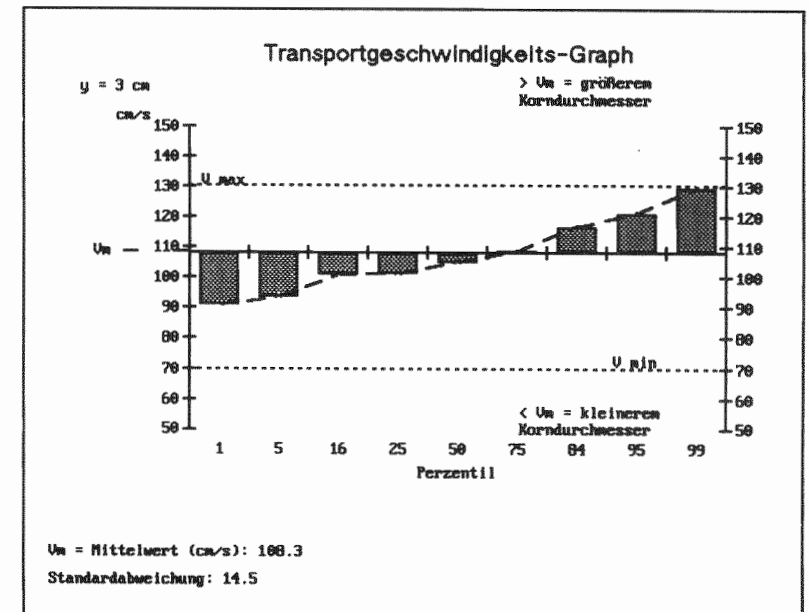


Abb. 17: Muldensedimente des Dünenzuges ohne Vegetation

8.3. Sedimente des anthropogen stark überprägten Raumes östlich des Bottsandes im Bereich Kalifornien (Versuchsfeld: Kalifornien)

Das Korngrößenspektrum der Sedimente im Bereich Kalifornien unterscheidet sich von jenen Sanden des Bottsandes durch ein generelles Feinsanddefizit. Die Zonen des Strandes weisen mit $> 5\%$ den geringsten Feinsandgehalt der analysierten Gebiete auf. Dieses Defizit setzt sich in den Sedimenten der Dünen fort, wird hier jedoch durch die Fraktion des feinen Mittelsandes mit 70-80 % aufgefangen, während auf der Strandfläche die Fraktion des Grobsandes zunimmt. So weisen die Sedimente im Küstennormal-Profil einen höheren prozentualen Anteil der Fraktionen des feinen Mittelsandes (0,200-0,350 mm) und des Grobsandes ($> 0,350$ mm) als jene Sande vergleichbarer Zonen des Bottsandes auf. Dementsprechend liegt die zugeordnete Transportgeschwindigkeit zur Bildung und Strukturierung der Sedimente in der horizontalen flächigen Zonierung um jeweils 1-2 Klassen über den Zonen der Sedimente des Bottsandes.

Das Sediment des hohen Strandes hat den äolisch-erosiven Endzustand erreicht. Lediglich Windgeschwindigkeiten über 120 cm/s (12 Bft auf $Y = 1400$ cm) können in dieser Zone Sedimente noch bewegen, so daß die Sande des hohen Strandes keine aktive Funktion zur Dünenbildung mehr haben.

Im Rahmen geologischer Untersuchungen zur Sandvorspülung vor der Probstei beschreiben KÖSTER & SCHWARZER (1988) für Strandsedimente im Mai 1988 für den Bereich Kalifornien Feinsandanteile von $< 20\%$ und Anteile der Grobsandfraktion von $< 10\%$. Hier zeichnet sich zwischen dem Mai-Sediment (1988) und den Proben der Sedimententnahme im September (1988) eine Vergröberung der Sande auf dem Strand ab. Diese Vergröberung war bereits im August (1988) tendenziell zu erkennen. Die Fraktion des Feinsandes variiert zugunsten des Grobsandes zwischen 10-15 % bei stabiler Mittelsandfraktion. Die Sande der feinen Fraktionen (bis $Pz 25$ mit $1,7 \Phi^*$) weisen eine Verschiebung in den jeweiligen Perzentilen um $0,25-0,3 \Phi^*$ zum Gröbereren im Vergleich zu den Septemberproben auf. Entgegen der Zunahme des Grobsandanteils nehmen die Korngrößen innerhalb der Grobsandfraktion ab. Die Sedimente der Perzentile 95 und 99 verschieben sich um $0,2-0,6 \Phi^*$ zum „Feineren“. Da für den Küstenabschnitt vor der Probstei in ihrer Wirkung auf den Strand gleichartige strömungsphysikalische Prozesse angenommen werden können, muß die Reduzierung des Feinsandanteils im Strandsediment auf Veränderungen im Küstenvorfeld zurückzuführen sein. KÖSTER & SCHWARZER (1988) und SCHWARZER (1989b) beschreiben für den Vorstrand eine generelle Verminderung des Feinsandanteils im Sediment und folgern ein Vorrücken der Abrasionsfläche gegen die Deichlinie im Bereich des Versuchsfeldes Kalifornien. So ist anzunehmen, daß die generelle Zehrung des Feinsandgehaltes im Vorstrandbereich aufgrund des Mangels bei einer möglichen Regeneration der Strandfläche durch Vorstrandsedimente für das Feinsanddefizit der Strandsedimente, die zusätzlich einer Selektion der Sande durch Auswaschung mittels Brandung unterworfen sind, verantwortlich ist.

Der geringere Feinsandanteil wirkt sich auf das äolische Transportverhalten der Sedimente aus. Zum Versatz des Sedimentes müssen höhere Windenergien aufgewendet werden als für die Sedimente gleicher Zonen in den übrigen Versuchsfeldern (vgl. Karte 3).

Die „gröbere“ Struktur des Sedimentes im August zu den Korngrößenhäufigkeitsverteilungen des Sedimentes im Mai und September deutet hingegen auf Deflationsprozesse, die erst durch die anthropogene Nutzung dieses Raumes ermöglicht wurden. Einerseits waren die touristischen Aktivitäten in Kalifornien im August am Höchsten, andererseits waren die Windgeschwindigkeiten mit 70-75 cm/s erheblich geringer als im Mai und September, so daß die auf einem höheren Strömungsniveau stabilisierte Oberfläche ohne die Zerstörung dieser Stabilität keine Deflation des Feinsandes ermöglicht hätte.

9. Zusammenfassung

Dem Bottsand sitzen auf den Flächen der jeweiligen Hakenenden von 1870 bis 1988 äolische Akkumulationskörper auf. Diese Sedimentationsformen haben sich nur in jenen Bereichen entwickeln können, in denen sich durch den Strandwall (Vorform) und dem Strandwall aufliegendes Schwemmaterial günstige Voraussetzungen zur Sedimentation und Stabilisierung der Sedimentationsformen bilden konnten. In direkter Abhängigkeit von der Vegetation sowohl der Spezies, als auch der Populationsdichte und der zur Verfügung stehenden äolisch aktivierbaren Sande der Deflationsfläche entwickelten sich über das Stadium der Embryonaldünen und einzelner Primärdünen die Primärdünenwälle als Weiße Dünen. Aufgrund des küstenparallelen marinen Sedimenttransportes und des durch marine Sedimentation in westliche Richtung fortschreitenden Ausdehnung des Bottsandes konnten sich Embryonal- und Primärdünen nur auf der breiten Strandfläche am westlichen Ende des Bottsandes entwickeln. Das dünenbildende Sediment wird hier von der Deflationsfläche – dem Strand – aufgrund des geringen Feinanteils im Strandsediment vorwiegend reptierend und saltierend äolisch bewegt. Als Sandliefergebiet konnte für Windgeschwindigkeiten unter 9 Bft der Schwallbereich bestimmt werden, während nur bei höheren Windgeschwindigkeiten (10 Bft) die Sedimente des Hochwasserstrandwalles ebenfalls am Aufbau von Dünenkörpern beteiligt sind. Der hohe Strand entfällt aufgrund seiner hochgradig äolisch erodierten Sedimentoberfläche (bis 12 Bft) als Liefergebiet und hat lediglich die Funktion der „Überbrückung“.

Der Entwicklungsprozeß von der Embryonaldüne zur Weißen Düne kann nicht nur morphologisch, sondern auch im Sediment durch die Veränderung der Korngrößenhäufigkeitsverteilung der Sande der differenten Entwicklungsstadien nachvollzogen werden. Die Bildung von Embryonaldünenstrukturen setzt geringe Windgeschwindigkeiten voraus, die durch einen erhöhten Feinsandgehalt im Sediment dokumentiert werden. Windgeschwindigkeiten über 7 Bft führen aufgrund der geringen Stabilisation der Sande durch Vegetation zur Ausräumung der Embryonaldünensedimente. Die Primärdünen und Primärdünenwälle sind durch Vegetation festgelegt.

Aufgrund der morphologischen Höhe der Primärdünenwälle bilden differente Strömungsgeschwindigkeiten und Strömungsformen jeweils eines Windfeldes Luv-, Kamm- und Leesedimente aus. Wirken die Faktoren „Menge des äolisch aktivierbaren Sedimentes (Breite und Zustand der Deflationsfläche)“ und „Vegetation“ positiv auf den Entwicklungsprozeß der Dünenwälle, so wirken sich die Faktoren „zunehmende morphologische Höhe der Dünen“ und „zunehmende, in Abhängigkeit zur Dünenhöhe stehende, Veränderung des Strömungsfeldes durch Verschiebungen im logarithmischen Windprofil“ negativ auf die weitere Entwicklung der Sedimentkörper aus.

Mit der Trennung eines Primärdünenwalles vom Nährgebiet durch den Aufbau eines neuen, luvseitigen Dünenwalles setzt die Sukzession der Primärdünenvegetation zur Sekundär- und Tertiärdünenvegetation ein. Diese Sukzession der Vegetation führt zu einer Vergrößerung der Kammsedimente der Dünen. Vornehmlich Feinsande und feine Mittelsande werden äolisch erodiert und akkumulieren auf den Interdünenflächen, den ehemaligen Deflationsflächen des Strandes.

Auf den Strandflächen des östlich des Bottsandes angrenzenden Raumes bis Kalifornien konnten keine Ansätze zur Entwicklung von Dünen analysiert werden. Als Ursache für das Fehlen von Embryonal- und Primärdünenstrukturen müssen einerseits die geringe Breite der Strandfläche, als auch der hohe Grad anthropogener Nutzung dieser Flächen angesehen werden. Der Grad der anthropogenen Nutzung spiegelt sich in der unterschiedlichen Anzahl und der morphologischen Prägung der Windgassen und Deflationsmulden wider. Die Stärke der Deflation kann über die Korngrößenhäufigkeitsverteilung und der Transportgrenzgeschwindigkeit des Sedimentes in bezug auf die Strömungsgeschwindigkeit des Windes numerisch festgestellt werden.

Bezogen auf die Mächtigkeit der Dünenkomplexe und der anthropogen bedingten Veränderungen der Dünen nimmt der Grad der Naturbelassenheit der Dünen in östlicher Richtung ab. Dies gilt insbesondere für den Dünenwall im östlich des Bottsandes angrenzenden Raum von Kalifornien.

Die südwestlich fortschreitende Erosionsfront im Vorstrandbereich im Raum Kalifornien wirkt sich auf das Korngrößenspektrum des Strandes und somit auf die Dünenentwicklung aus. Hier werden höhere Windgeschwindigkeiten zur Aktivierung des Strandsedimentes benötigt, als für die Strandsand westlich von Kalifornien. Weiterhin ist aufgrund des schmalen Strandstreifens (Deflationsfläche) und der hohe Grad anthropogener Nutzung dieser Fläche im Bereich Kalifornien ohne die Veränderung der sedimentologischen Situation im Vorstrand- und Strandbereich nach der vorliegenden Analyse keine Entwicklung von Dünen zu erwarten.

Seiten 61–66

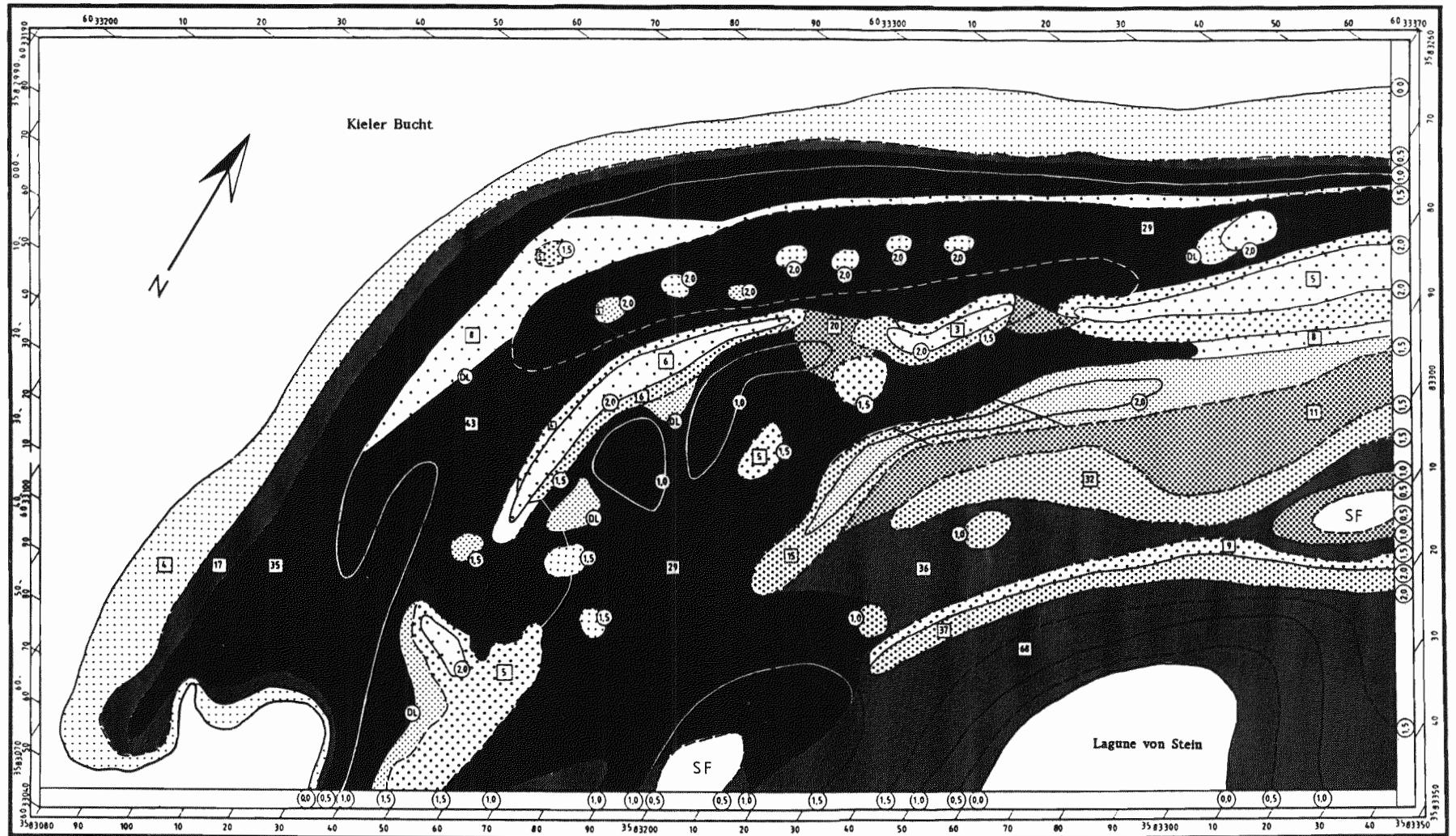
Karte 1: Transportgrenzgeschwindigkeit (West).

Karte 2: Transportgrenzgeschwindigkeit (Mitte).

Karte 3: Transportgrenzgeschwindigkeit (Kalifornien).

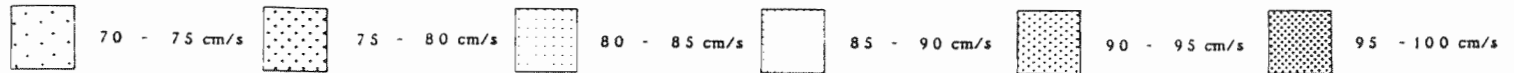
VERSUCHSFELD "WEST"

Karte: 1 **TRANSPORT-GRENZGESCHWINDIGKEIT**
des Oberflächensedimentes in Zentimeter pro Sekunde
(Definition vgl. Kap. 6)

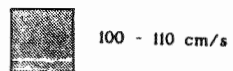


LEGENDE

TRANSPORT-GRENZGESCHWINDIGKEIT
des Oberflächensedimentes in Zentimeter pro Sekunde
(Definition vgl. Kap. 6.5)



SF Senken/
Feuchtgebiete



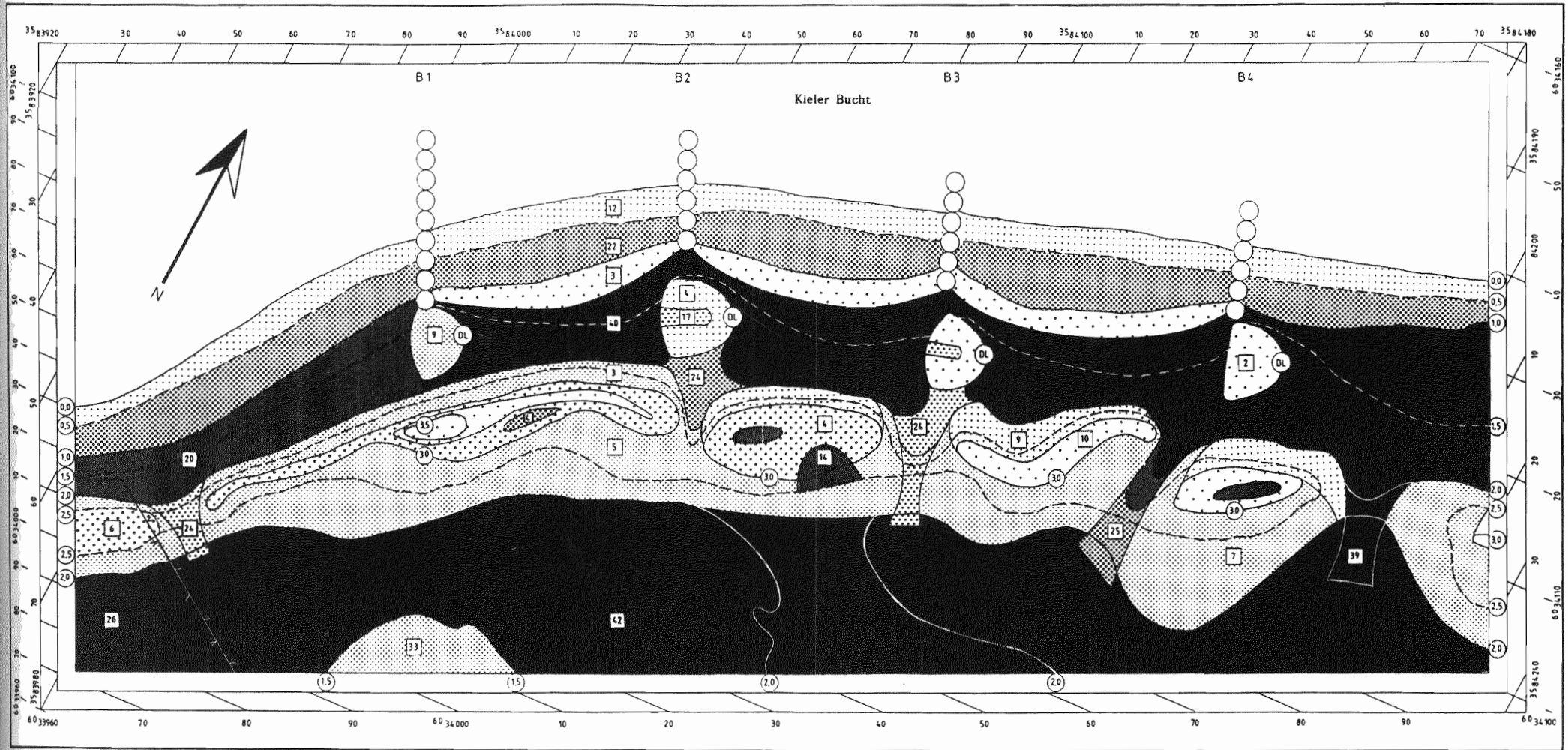
(2,0) Höhenlinie

(DL) Dünenkörperbegrenzungslinie

(5) Standardabweichung
(Def. vgl. Kap. 6)

VERSUCHSFELD "MITTE"

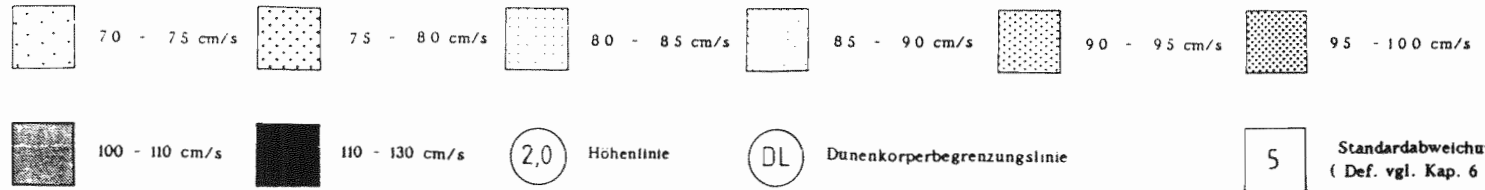
Karte: 2 **GRENZGESCHWINDIGKEIT
DES TRANSPORTES**



LEGENDE

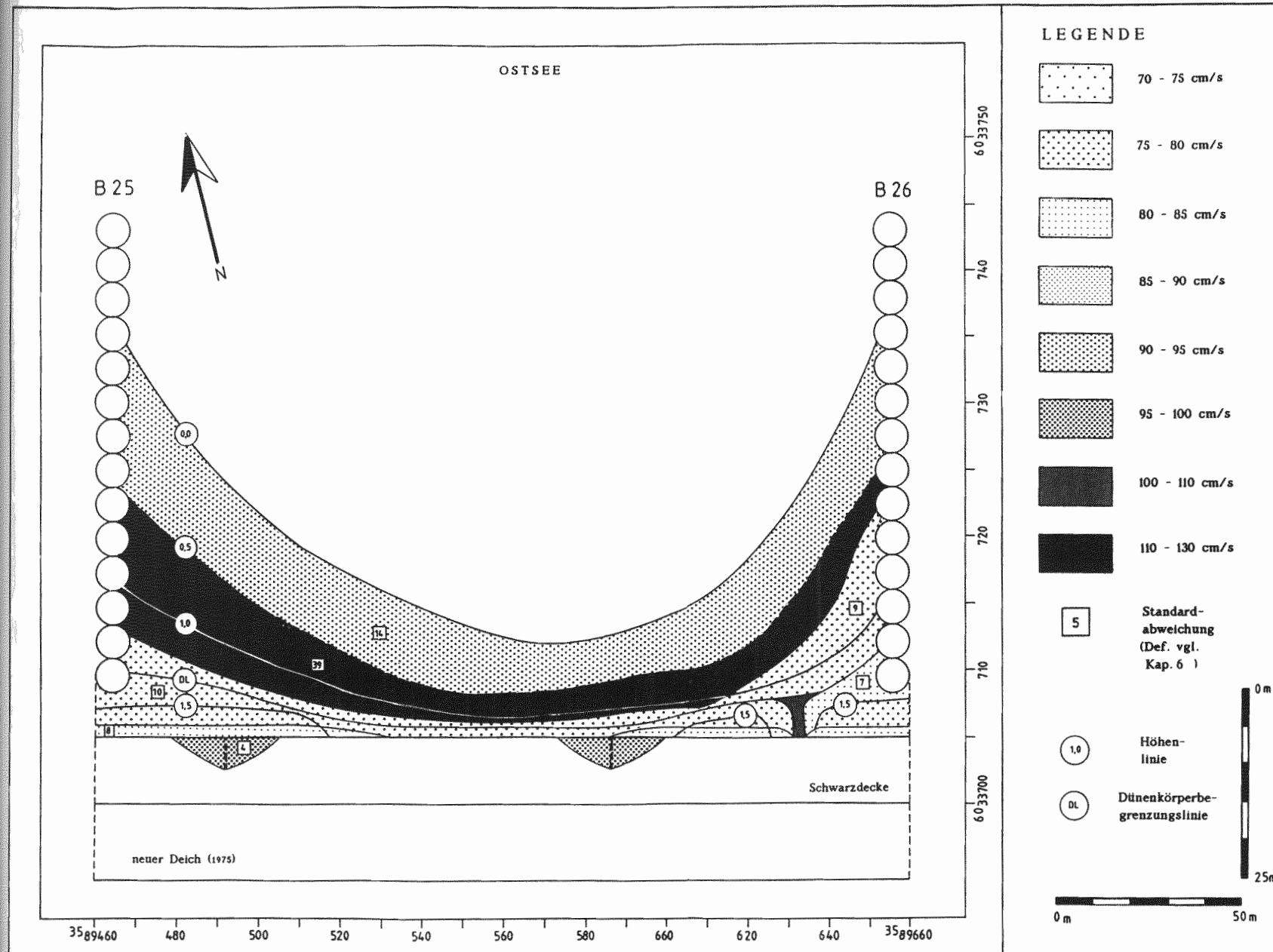
Vermessung: ALW. Kiel und E. Schrader
Berechnung und Zeichnung: E. Schrader

TRANSPORT-GRENZGESCHWINDIGKEIT
des Oberflächensedimentes in Zentimeter pro Sekunde
(Definition vgl. Kap. 6)



TRANSPORT-GRENGESCHWINDIGKEIT
des Oberflächensedimentes in Zentimeter pro Sekunde
(Definition vgl. Kap. 6)

Karte: 3 VERSUCHSFELD "KALIFORNIEN"



Literaturverzeichnis

- ALLEN, J.R.L. (1985): Experiments in Physical Sedimentology.- 63 S.; London (Allen & Unwin). BAGNOLD, R.A. (1954): The Physics of blown Sand and desert Dunes.- 265 S.; London (Methuen & Co).
- BIRD, B.C.F. (1969): Coasts – An Introduction to Systematic Geomorphology, Vol. 4.- The M.I.T. Press, Massachusetts Institute of Technology: 129-146; Cambridge/Massachusetts, London.
- BIRD, E.C.F. (1983): Factor influencing beach erosion and accretion – a global review.- In: Development in Hydrobiologie – sandy beaches as ecosystem (McLACHLAN, A., ERASMUS, T.; eds, Zoology Department, Univ. of Port Elizabeth South Africa) 19: 709-718; The Hague, Boston, Lancaster (Dr. W. Junk Publisher).
- BRESSAU, S. & SCHMIDT, R. (1977): Geologische Untersuchungen für den zu verstärkenden Landesschutzdeich vor der Probstei.- 50 S.; Gutachten des Geol. Landesamtes Kiel (unveröff.).
- DIEREN, J.W.v. (1934): Organogene Dünenbildung- Eine geomorphologische Analyse der Dünenlandschaft der Westfriesischen Insel Terschelling mit pflanzensoziologischen Methoden. -Diss.Univ. Amsterdam; 304 S..
- DIETHELM, R. & PITZKA, H. (1985): Geologische Entwicklung der Salzwiesen der Probstei.- Meyniana 39: 119-126; Kiel.
- GERETY, K.M. (1985): Problems with determination of U^* from wind velocity profiles measured in experiments with saltation.- Memoirs 8 – Proceeding of international workshop on the physic of blown sand (2): 272-301; Department of Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, University of Aarhus; Aarhus.
- GISZAS, H. (1970): Beitrag zur Frage des Sandtransportes durch Windmessungen im Gebiet um Scharhörn (Elbe).- Hamburger Küstenforschung 16: 114 S.; Hamburg.
- GOLDSMITH, V. (1978): Coastal Dunes.- in: DAVIS, R.A.Jr. (ed.): Coastal Sedimentary Environments. 172-216; Florida (USA).
- GUENTHER, E.W., NOBIS, G., RADDATZ, K. & SCHUTTRUMPF, R. (1952): Frühgeschichtliche Moorfunde von Barsbek.- Meyniana 1: 32-57; Kiel.
- HINTZ, R.A. (1958): Die Strandwälle im Gebiet der Kolberger Heide und die Entstehung des Laboer Sandes.- Meyniana 6: 127-130; Kiel.
- HORIKAWA, K. & SHEN, H.W. (1960): Sand movement by wind action – on the characteristics of sand traps.- U.S. Army Cop. of Engrs., Beach Erosion Board Tec. Memo.: 111; 51 S.; [Original Arbeit konnte nicht beschafft werden; zitiert nach H. GIZAZ 1970].
- HOYT, J.H. (1966): Air and sand movement in the lee of dunes.- Sedimentology 7: 137-143; Oxford.
- KACHHOLZ, K.-D. (1979): Sedimenttypen der Flachwasserzone im Ostteil der Kieler Außenförde (Schleswig-Holstein).- Meyniana 31: 15-24; Kiel.
- KACHHOLZ, K.-D. (1981): Vavok – Programmsammlung für die Auswertung von Korngrößenverteilungen auf der Großrechneranlage der CAU zu Kiel.- Univ. Kiel (unveröff.).
- KACHHOLZ, K.-D. (1982): Statistische Bearbeitung von Probandaten aus Vorstrandbereichen sandiger Brandungsküsten mit verschiedener Intensität der Energieumwandlung.- Diss. Univ. Kiel.; 381 S..
- KING, C.A.M. (1972): Beaches and coasts.- 570 S.; New York (St. Martin's Press).

- KLUG, H. (1969): Küstenlandschaften zwischen Kieler Förde und Fehmarn Sund.- Schr. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, 30: 147-159; Kiel.
- KLUG, H. (1973): Neue Forschungen zur Küstenentwicklung im südwestlichen Ostseeraum.- Kieler Universitätstage 1973 – Skandinavien und Ostseeraum: 101-126; Kiel.
- KLUG, H. (1980): Der Anstieg des Ostseespiegels im deutschen Küstenraum seit dem Mittelatlantikum.- Eiszeitalter und Gegenwart 30: 238-251; Stuttgart.
- KÖSTER, R. (1979a): Die Sedimente im Küstenbereich der Probstei.- Mitt. d. Leichtweiß Inst. f. Wasserbau d. TU Braunschweig 65: 166-189; Braunschweig.
- KÖSTER, R. (1979b): Bearbeitung von Sedimentproben zur Bestimmung von Kornverteilung in der Gruppe Küstengeologie des Geol. Inst.d. Univ. Kiel.- unveröff.
- KÖSTER, R. & SCHWARZER, K. (1988): Geologische Untersuchungen zur Sandvorspülung vor der Probstei / Ostseeküste; Untersuchungszeitraum 4/87 – 6/88.- 113 S.; Geol. Paläont. Inst.d. Univ. Kiel (unveröff.).
- KUCHLING, H. (1982): Taschenbuch der Physik.- 678 S.; Thun und Frankfurt a.M. (Harri Deutsch).
- PETHICK, J. (1984): An Introduction to Coastal Geomorphology.- 260 S.; London (Edward Arnold Publisher).
- PRANDTL, L. (1935): Abriß der Strömungslehre.- 223 S.; Braunschweig (Vieweg).
- PRANDTL, L., OSWATITSCH, K. & WIEGARDT, K. (1969): Führer durch die Strömungslehre.- 535 S.; Braunschweig (Vieweg).
- RAABE, E.-W. (1973): Über die Belastung des Badestrandes am Bottsand.- Kieler Notizen zur Pflanzenkunde in Schleswig-Holstein 3/4: 49-67; Kiel.
- RASMUSSEN, K.R., SOERENSEN, M. & WILLETTS, B.B. (1985): Measurements of saltation and wind strength on beaches.- In: Memoirs 8 – Proceeding of the international workshop on the physic of blown sand(2): 301-326; Department of Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, Univ. of Aarhus, Aarhus.
- SCHRADER, E. (1990): Dünengenese im Raum des Bottsandes – Kieler Außenförde. – Dipl. Arb. Univ. Kiel: 152 S. (unveröff.).
- SCHWARZER, K. (1983): Das Morsum-Kliff / Sylt; seine Fortsetzung nach NW, seine Tektonik und sein Einfluß auf das Sedimentationsgeschehen im nördlich vorgelagerten Wattenmeer. – Dipl. Arb. Univ. Kiel: 114 S. (unveröff.).
- SCHWARZER, K. (1989a): Sedimentdynamik in Sandriffsystemen einer tidefreien Küste unter Berücksichtigung von Rippströmen.- Ber.Geol. Paläont. d. Inst. Kiel 33: 270 S.; Kiel.
- SCHWARZER, K. (1989b): Auswirkungen der Januar-Sturmflut 1987 auf den Sedimenthaushalt des Strand- und Vorstrandbereiches vor der Probsteiküste.- Die Küste 50: 32-44; Heide.
- SOERENSEN, M. (1985): Estimation of some aeolian saltation transport parameters from transparent rate profiles.- In: Memoirs 8; – Proceeding of the international workshop on the physic of blown sand, Department of Theoretical Statistics(1): 141-190; Institute of Mathematics, Univ. of Aarhus; Aarhus.
- STERR, H. (1988): Das Ostseelitoral von Flensburg bis Fehmarnsund: Formungs- und Entwicklungsdynamik einer Küstenlandschaft.- Habilitationsschrift d. mathem.-naturw. Fakultät an der Univ. Kiel: 465 S..

- TINIAKOS, L. (1978): Transportdifferentiation von Korngrößenspektren klastischer Sedimentgesteine an der Westküste Schleswig-Holsteins.- 349 S., Diss. Univ. Kiel.
- TSOAR, H. (1983): Wind tunnel modeling of echo and climbing dunes.- Development in Sedimentology 38: 247-259; Amsterdam (Elsevier).
- TSOAR, H. & PYE, K. (1987): Dust transport and the question of desert loess formation.- Sedimentology 34: 139-153; Oxford.
- TSOAR, H., RASMUSSEN, K.R., SÖRENSEN, M. & WILLETTS, B.B. (1985): Laboratory studies of flow over dunes.- In: Memoirs 8 – Proceeding of the international workshop on the physic of blown sand (2): 327-350; Department of Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, Univ. of Aarhus; Aarhus.
- WALGER, E. (1962): Die Korngrößenverteilung von Einzellagen und ihre genetische Bedeutung.- Geol. Rdsch. 51: 494-507; Stuttgart.
- WALGER, E. (1964): Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen.- Geol.Rdsch. 54 (Sonderdruck): 976-1002; Stuttgart (Enke).
- WARREN, A. (1972): Observations on dunes and bi-modal sands in the Tenere Desert.- Sedimentology 19: 37-44; Oxford.
- WERNER, F. (1979): Die Sedimentverteilung außerhalb der Riffzone vor der Probstei auf Grund von Sidescan-Sonaraufnahmen.- Mitt. d. Leichtweiß Inst. f. Wasserbau d. TU Braunschweig 65: 139-165; Braunschweig.
- WILLETTS, B.B. & RICE, M.A. (1985): Wind tunnel experiments using dyed sand.- In: Memoirs 8 – Proceeding of the international workshop on the physic of blown sand (2): 225-243; Department of Theoretical Statistics, Institute of Mathematics, Univ. of Aarhus; Aarhus.
- ZANKE, U. (1982): Grundlagen der Sedimentbewegung.- 402 S.; New York, Berlin, Heidelberg (Springer).
- ZINGG, A.W. (1952): Windtunnel studies of the movement of sedimentary material.- Proc.5th Hydrol. Conf.: 111-135; Iowa.
- ZENKOVICH, V.P. (1967): Processes of Coastal Development.- 738 S.; London (Oliver & Boyd).

Anschrift des Verfassers:
Dipl.-Geogr. Ekko Schrader
Bachstraße 1
2950 Leer