

Die Dünen im Victoria Valley, Victoria-Land, Antarktis

Ein Beitrag zur äolischen Formung im extrem kalten Klima

Von Franz-Dieter Miotke*

Zusammenfassung: Die besonderen Prozeßbedingungen für die äolische Formung in extrem polaren Gebieten werden im Vergleich zu anderen Klimaregionen diskutiert. Die Dünenformen im Victoria Valley werden dargestellt und ihre Entstehungsprozesse durch Messungen im Gelände sowie Laboranalysen untersucht. Die Sandbewegungen direkt auf der Oberfläche und die Sanddrift in der Luft darüber wurden bei verschiedenen Windgeschwindigkeiten im Dünenrelief gemessen. Zusätzlich wurden die Wanderungstrecken der Dünenfirse in Relation zur Windgeschwindigkeit verfolgt. Das Ergebnis dieser Untersuchungen zeigt, daß der weitaus größte Anteil des Sandes nur innerhalb einer Düne selbst umgelagert wird. Der Sanddurchgang in den Dünentälern bleibt gering. Der örtlich in den Sandschichten eingelagerte Schnee befeuchtet beim Tauen den Sand und zementiert diesen beim Wiedergefrieren. Die für das Tauen und Verdunsten benötigten großen Wärmeenergien beschränken die Freigabe der Sandkörner, so daß zeitweise trotz hoher Windgeschwindigkeiten die Sandverlagerung minimal bleibt. Die Wärmebilanz in den obersten Dezimetern der Dünensande entscheidet folglich über die äolischen Abtragungsraten. Im antarktischen Winter kann nur dort Sand verweht werden, wo dieser bereits trocken und damit beweglich ist. Die winterlichen starken Westwinde können daher das durch die sommerlich vorherrschenden Ostwinde geformte Dünenrelief nur unwesentlich verändern. Die Tiefe des Permafrostspiegels (20 bis 70 cm) hat keinen direkten Einfluß auf die äolische Abtragung, ist aber als Indikator der lokalen Wärmebilanz des oberen Bodens von Interesse. Zahlreiche Temperaturprofile zeigen die jahreszeitlichen und tageszeitlichen Veränderungen in den oberflächennahen Schichten, die für die äolischen Formungsprozesse und die Verwitterung der Sandkörner neben den unterschiedlichen Wassergehalten von ausschlaggebender Bedeutung sind.

Summary: The special conditions for eolian processes forming dunes in extreme polar regions are discussed in comparison to other climatic zones. Dune forms in the Victoria Valley are described and their origin studied by measuring procedures in the field and by analyses in the laboratory. Sand movements directly on the surface of the dune relief and sand drift within the air above ground are determined at different wind velocities. Additionally, migration of dune ridges in relation to wind velocities was measured during the summer. The results of these studies show that by far, most sand is transported within the dunes. Sand transit through interdune areas proved to be rather low. Locally, snow included within sand strata moistens the sand when thawed and cements it when refrozen. The large amounts of heat energy required for melting and evaporation restrict the release of sand grains so that despite high wind velocities sand migration is often minimal. Therefore, the heat balance within the upper decimeter of dune sands determines the eolic erosion rates. During the antarctic winter sand can only be blown away where it is already dry and therefore movable. Consequently, the strong wintery west winds can only moderately modify the dune relief which was formed by prevailing east winds during the summer. The depth of the permafrost table (20 to 70 cm) has no direct influence on eolic erosion rates, but is of interest as an indicator for the local heat balance of the upper soil. A great number of temperature profiles show seasonal and daily changes within strata close to the surface which — beside the varying water contents — are of decisive importance for the formation of eolian processes and are also responsible for weathering processes working on the sand grains.

1. ÄOLISCHE FORMUNGSPROZESSE UND FORMEN

Die äolischen Formungsprozesse in extrem kalten Trockenklimaten sind bisher noch sehr wenig in der Literatur behandelt worden. Wesentlich zahlreicher sind Arbeiten über kaltzeitliche äolische Sedimente (CHAILLEUX 1942, SMITH 1965, SEPPÄLÄ 1971, PYRITZ 1972) und Formen aus heute gemäßigten und tropischen Breiten (FINKEL 1959, GRIPP 1961, WILSON 1971, VERSTAPPEN 1972, ISOAR 1974, McKEE 1979, BESLER 1980).

* Prof. Dr. Franz-Dieter Miotke, Geographisches Institut der Universität, Schneiderberg 50, 3000 Hannover 1.

Die Forschungsreisen in die Antarktis 1976/77, 1978/79 und 1980/81 wurden durch die amerikanische National Science Foundation ermöglicht, die die An- und Abreise nach und von Kalifornien sowie die Logistik finanzierte. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft übernahm dankenswerterweise die restlichen Reisekosten und die Anschaffungen von wissenschaftlichen Geräten.

Mehr besonderer Dank gilt dem Program Manager of Polar Earth Sciences der NSF, Herrn Dr. M. D. Turner, der mich ermutigte, innerhalb des U. S. Antarctic Research Program (USARP) mitzuwirken, und zahlreiche hilfreiche Anregungen vermittelte. Für ihre engagierte Mitarbeit im Gelände und bei den folgenden Laborarbeiten danke ich meinen beiden studentischen Assistenten, Herrn W. Kramm und Herrn H. Schaub. Bei den kartographischen Arbeiten wirkten Frau M. Schaum und die Herren J. Denter, B. Langguth und D. Schmidt mit.

Frau Prof. Dr. H. Besler war so freundlich, mit mir die wissenschaftlichen Probleme ausführlich zu diskutieren und nützliche Hinweise zu geben.

Die ehemaligen Periglazialgebiete besitzen große Areale mit Löß- und Decksandüberlagerungen. Dünenfelder sind jedoch in der Regel auf marine Strandbereiche und auf Areale entlang der Flußtäler beschränkt. Die Dünen in Norddeutschland sind zumeist auf der Ostseite der damaligen Flußalluvionen angeordnet, ein Hinweis auf die auch damals vorherrschenden Westwinde.

Diese Periglazialgebiete sind jedoch in vielerlei Hinsicht nicht mit den völlig vegetationslosen extremen Polargebieten vergleichbar. Die vegetationsfreien Bodenoberflächen erlauben dem Wind dort, alle Partikel mit Korngrößen, die äolisch transportierbar sind, zu verfrachten. Da in diesem extremen Klima bei der Verwitterung insbesondere die Sand- und Schluffkorngrößen entstehen, ist viel Material vorhanden, das die oftmals sehr starken Winde verlagern können.

Diese sehr einfach erscheinenden Grundtatsachen täuschen jedoch. In Wirklichkeit sind die örtlichen Formungsbedingungen erheblich komplizierter und vor allem einem dauernden Wechsel in der Zeit unterworfen. Es ist daher notwendig, die Formungsfaktoren differenziert zu betrachten und dabei die individuellen örtlichen Rahmenbedingungen zu berücksichtigen.

1.1 Die besonderen Bedingungen für die äolische Formung in extremen Polargebieten

In den kalten Klimaten der Polarregionen sind hohe Windgeschwindigkeiten sehr häufig. Besonders in Gebieten, die — nahe dem Meer gelegen — extreme Temperaturunterschiede aufweisen, sind Stürme mit sehr hohen Windgeschwindigkeiten nicht selten. So kommen in der Küstenregion der Antarktis Stürme mit über 300 km/h vor. Derartig starke Stürme sind in den warmen Klimaten, wenn man von Hurricanen oder Taifunen absieht, nicht üblich.

Aber auch die mittleren Windgeschwindigkeiten sind in den kalten Klimaten in der Regel höher. Es gibt häufiger starke Winde als in den tropischen Regionen, wo die Temperaturgegensätze gering bleiben. Hinzu kommt, daß die dichte Vegetation in den warmen Klimaten die Luftbewegungen im bodennahen Bereich stark bremst. Dagegen bieten die vegetationsarmen oder sogar vegetationsfreien Oberflächen der Polargebiete wenig Reibungswiderstand. Ungehindert können sich hier die Winde steigern. Das trifft besonders für die schneebedeckten Eisplateaus der Antarktis zu. In den eisfreien Periglazialgebieten verlangsamen immerhin noch die Schutt- und Moränenblöcke die Luftbewegungen der bodennahen Zone.

Vom Inlandeis strömen die katabatischen Fallwinde zur Küste und in die küstennahen Täler der Dry Valleys. Mit großer Konstanz und hoher Geschwindigkeit wehen diese lokalen Winde besonders im Winter aus einer vorherrschenden Richtung. Ihre landformende Wirkung ist besonders dort sehr hoch, wo in den Pässen oder engen Talabschnitten die Luft durch Düsen kanalisiert wird. Hier werden Windgeschwindigkeiten erreicht, die in der Lage sind, selbst Schuttstücke mit mehreren Zentimetern Durchmesser zu bewegen (SELBY et al. 1974). Ähnlich konstante, aber nicht so starke Winde lassen sich in den küstennahen unteren Talabschnitten der Dry Valleys feststellen, wo im Sommer tagsüber die schwere Luft aus den kalten, gletscherüberdeckten Küsten und vom eisbedeckten Meer her in die relativ aufgeheizten Täler einströmt. Die bei klarem Himmel hohe Strahlungsintensität erwärmt die schneefreien, schuttbedeckten Hänge und Talböden besonders stark. Die aufsteigenden Luftmassen bewirken oft nach oben gerichtete Hangwinde, die Feinmaterial auch die Hänge hinaufwehen.

Die katabatischen Fallwinde und die täglichen landeinwärts gerichteten Küstenwinde sind nicht nur durch ihre häufig hohen Windgeschwindigkeiten wirksam, vor allem ist auch die Häufigkeit und Richtungskonstanz von besonderer Bedeutung.

Neben der Vegetationslosigkeit oder -Armut ist zusätzlich die sehr starke Trockenheit der obersten Bodenschicht für das Auswehen von Partikeln förderlich. Die Einzelkörner werden nicht von Feuchtigkeit gebunden, bei den gegebenen sehr geringen Wassergehalten von unter 0,1% (Dry Valleys) sind die Sandkörner vielmehr an der Oberfläche frei beweglich. Solange die Auswehung nicht schneller als das Auftauen und Verdunsten oder das direkte Sublimieren ist, fehlt das Bindemittel Wasser oder Eis. Allerdings ge-

winnen ausgeschiedene Salze als Verkittung an Bedeutung. Da es aber keine organischen Bestandteile im Boden gibt, ist die Einzelkornstruktur dominant.

Im extrem kalten und trockenen Winter wird die geringe Schneebedeckung örtlich stark verweht, so daß schneefreie Oberflächen entstehen, aus denen auch im Winter Sand ausgeblasen werden kann. Der sehr trockene, feinkörnige Schnee verbackt kaum, seine lockere Lagerung erlaubt bereits bei geringen (< 6 m/s) Windgeschwindigkeiten äolischen Transport. Nicht selten kommt es im Winter zu einer gleichzeitigen Verwehung von Schneekristallen und Sandkörnern, die gemischt oder in mehr getrennten Schichten sedimentiert werden. Da die niveo-äolischen Schichten im folgenden Sommer nur an der direkten Oberfläche auftauen, entstehen äolische Formen, z. B. Dünen, die durch die eingelagerten Schneeschichten größer als sonst werden können.

Fast alle Oberflächen, die nicht zu steil sind, besitzen — z. B. in den Dry Valleys — eine Überdeckung mit Hangschutt, Moränen, glaziofluvialen Akkumulationen oder äolischen Sedimenten. Die Matrix dieser Lockermaterialien besteht zu einem großen Anteil aus Sand, weniger aus Schluff, also Korngrößen, die leicht ausgeweht werden können.

Die vorherrschend physikalischen Verwitterungsarten wie Temperaturverwitterung, Frostsprengung und Salzsprengung (s. MIOTKE 1979b, 1980) produzieren vor allem Sand- und Schluffpartikel aus den Festgesteinen. Neben der Vergroßung von Kristallingesteinen werden Sandkörner auch aus den verbreiteten Sandsteinen freigesetzt.

Die meisten Sandkörner haben eine vielseitige, komplexe Genese hinter sich, die bis ins Paläozoikum reichen kann. Die Form und Oberfläche der einzelnen Körner kann durch verschiedene Prozesse gebildet worden sein. Nacheinander können marine, glaziale, fluvioglaziale, fluviale, äolische und hangdynamische Prozesse in fast beliebiger Reihenfolge an der Formung beteiligt gewesen sein; selten wird die Form der Körner nur aus einem Prozeß resultieren. Modifiziert wird die Form und Oberfläche der Sandkörner natürlich auch entsprechend der Resistenz der gegebenen Petrographie oder Mineralogie. Wegen der ein-

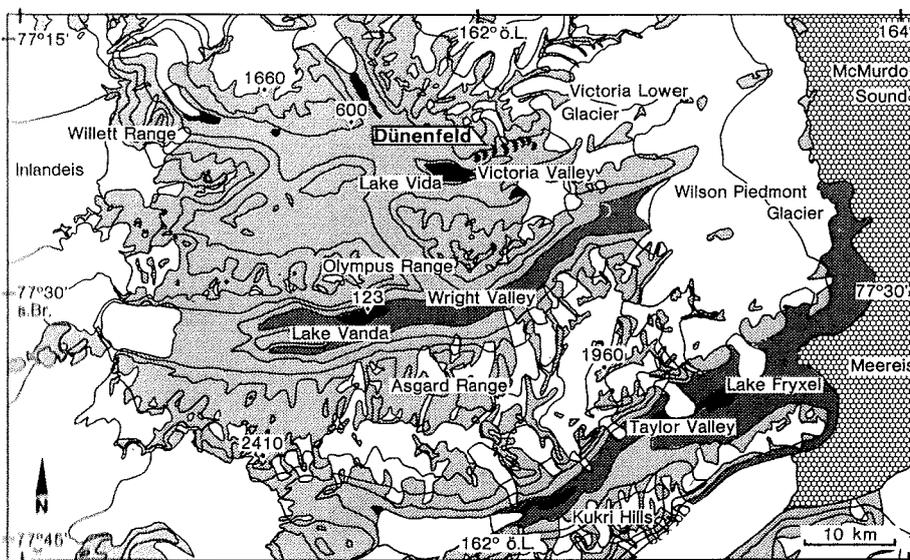


Abb. 1: Die Lage des Untersuchungsgebietes innerhalb der Dry Valleys.

Fig. 1: Location of study area within Dry Valleys.

geschränkten chemischen Verwitterung ist eine größere Anzahl von Gesteinsarten und Mineralien in den Sandkörnern enthalten, die in warmen, feuchteren Gebieten der Erde schneller zersetzt werden.

1.2 Äolische Formen in Arktis und Antarktis

Obwohl die Bedingungen für äolische Formungsprozesse in den extrem arktischen Gebieten sehr günstig erscheinen, sind bisher nur wenige Dünenvorkommen beschrieben worden. Eine gewisse Ausnahme scheint Alaska zu sein, wo BLACK (1951) sowie RICKERT & TEDROW (1967) ausgedehnte Dünenfelder im Bereich der Küstenebenen sowohl direkt an der Küste als auch an Flußtälern entlang untersucht haben.

Aus Kanada hat PISSART (1966) niveo-äolische Ablagerungen auf der Prinz-Patrick-Insel des Arktischen Archipels beschrieben. Es wird jedoch betont, daß die äolische Formung sehr gering bleibt, weil es an starken Winden mangelt. Auch in Nouveau-Québec wurden niveo-äolische Akkumulationen beobachtet: an der Mündung des Grande Rivière de la Baleine haben sich im Strandwallbereich äolische Sande angesammelt, in denen Schnee eingelagert wurde; Dünenbildungen blieben jedoch embryonal (ROCHETTE & CAILLEUX 1971, CAILLEUX & LAGAREC 1977). Gut ausgebildete, wenn auch kleine Dünenfelder wurden nur auf der Banks-Insel festgestellt (PISSART et al. 1977).

Den klimatischen Verhältnissen der Dry Valleys in der Antarktis am nächsten kommt das Peary Land im Nordosten von Grönland. Bei relativ warmen Sommermonaten ist der Winter mit absoluten Minima um $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$ sehr kalt. Die relative Luftfeuchtigkeit im Sommer kann unter 20% sinken. Die Niederschläge



Abb. 2: Das untere Victoria Valley. Blick von West nach Ost, am Beginn des antarktischen Sommers (4. 12. 1980). Die oberen Talhänge sind noch teilweise mit Schnee bedeckt. Auch im Dünenfeld (Mitte vorn) sind noch einige größere Schneeflecken zu erkennen. Hinter dem Victoria Lower Glacier erstreckt sich der Wilson Piedmont Glacier an der Küste des McMurdo Sound.

Fig. 2: View of the Lower Victoria Valley from the west at the beginning of the austral summer (12/4/1980). The upper valley slopes are still partly snow covered. Also with the dune field there are still some areas snow. Behind Victoria Lower Glacier, Wilson Piedmont Glacier is situated along the coast of the McMurdo Sound.

erreichen maximal 125 mm. Die sehr hohen Windgeschwindigkeiten fegen die Oberfläche vom Sand frei. Äolische Sandakkumulationen sind nur an wenigen Flußtälern beobachtet worden. Die kleinen Dünen erreichen dort Höhen von 2 m. Die äolischen Formen beschränken sich auf Windkanter und polierte Gesteinsoberflächen. Im Winter wird der stark verwehte Schnee örtlich von Sand überlagert (FRISTRUP 1952, 1952/53, 1953). Sehr ähnliche Verhältnisse beschreibt NICHOLS (1969) von Inglefield-Land an der Nordwestküste von Grönland (78°10' N — 79°10' N, 66° W — 783° W). Größere Dünenvorkommen und Sandbedeckungen sind für Grönland nur vom Søndre Strømfjord an der Westküste des Landes bekannt geworden (BÖCHER 1949). Über die starke Winderosion in Polargebieten hatte nach eigenen Beobachtungen in Spitzbergen auch SAMUELSON (1926) berichtet.

Wie dieser kurze Literaturüberblick deutlich macht, sind Dünenvorkommen in heutigen extrem arktischen Gebieten selten. Wesentlich mehr Dünenbildungen finden sich in den Periglazialgebieten der Kaltzeiten, doch kann auf sie hier nicht eingegangen werden (PYRITZ 1972).

Wie in der Arktis sind auch in der Antarktis nur vereinzelte Gebiete bekannt, in denen Dünen oder äolisch entstandene Sandfelder gefunden worden sind. Neben dem Dünenvorkommen im Victoria Valley wurden im Bereich der Dry Valleys einige weitere äolische Sandfelder mit vereinzelten kleinen Dünen am Marble Point (NICHOLS 1961), am Bull Pass und im Taylor Valley beobachtet. Weitere Dünenvorkommen in der Antarktis wurden von der Ingrid-Christensen-Küste (69°30' S, 76°00' E) beschrieben (RIKHTER 1960).

Die hier von den z. T. hohen Windgeschwindigkeiten in Bewegung gesetzten Sandkörner üben beim Aufprall eine starke Schleifwirkung auf fixierte Gesteinsoberflächen aus. Auf älteren Oberflächen sind die freiliegenden Gesteine deutlich angeschliffen oder poliert. Nur auf den jüngsten Moränen sind weniger ausgeprägte Schliiffspuren auf den Gesteinen erkennbar. Auf den älteren Oberflächen sind Windkanter örtlich sehr zahlreich, wenn auch nicht überall flächenhaft vorhanden. Im Winter, wenn sehr niedrige Temperaturen herrschen und Schneekristalle die Härte von Feldspat (Mohsche Härte 6) erreichen, ist auch driftender Schnee am Überschleifen der Gesteinsoberflächen beteiligt (MIOTKE 1979a).

Bei fortschreitendem Auswehen reichern sich größere Schuttstücke, die nicht ausgeblasen werden können, an der Oberfläche an und bedecken im Laufe der Zeit die darunter liegenden feineren Korngrößen mehr und mehr. Schon bevor die Schuttstücke den Boden vollkommen bedecken, wird die Luftbewegung direkt über der Oberfläche so stark gebremst, daß nur noch höhere Windgeschwindigkeiten den Sand zwischen den Steinen ausblasen können. Viele ältere Oberflächen sind fast völlig durch Steine abgedeckt. Hier kann die Auswehung nur dann wieder in Gang gesetzt werden, wenn das schützende Steinpflaster durchbrochen wird. Diese Restriktion der Deflation ist ein Grund, warum die äolische Umlagerung in den extremen Polargebieten beschränkt bleiben muß.

In den wärmeren und feuchteren Gebieten der Erde, aber selbst in warm-ariden Zonen, kommt der fluvialen Auswaschung und Sortierung für die ihnen folgenden äolischen Prozesse eine besondere Bedeutung zu. Größere äolische Akkumulationen, wie Dünenfelder, sind nur dort zu finden, wo fluviale oder marine Sandakkumulationen ohne dauernde Vegetationsbedeckung dem Wind als Ausblasungsquelle zur Verfügung stehen. Sowohl weite Talalluvionen als auch breite Sandstrände sind aber in der kontinentalen Antarktis nicht besonders verbreitet. Da es keinen Regen gibt und die niedrigen Temperaturen sowie die Trockenheit keinen oberflächlichen Abfluß gestatten, beschränken sich fluviale Sande auf die wenigen Schmelzwasserabflußlinien tiefer gelegener Gletscherzungen. Allerdings ist auch hier die fluviale Aktivität auf maximal wenige Wochen beschränkt. Sandreiche Strände sind wenig vorhanden, weil die Küsten zum Teil eisbedeckt sind und das Meer auch an der Küste sehr lange im Jahr eisbedeckt bleibt. Es fehlt die dauernd aktive Brandung, in der die Sande aufgearbeitet und sortiert werden können.

Obwohl es in den extremen Periglazialgebieten die notwendigen Winde und die äolisch transportablen Korngrößen innerhalb der Bodenbedeckungen gibt, sind Decksande relativ selten und Dünen sogar auf

einige wenige kleine Vorkommen beschränkt. Es fehlen die selektive Hangauswaschung und die anschließende fluviale Sortierung, die die Sande in Talalluvionen konzentriert, von wo der Wind das Feinmaterial auswehen könnte.

Das windgeformte Relief wurde von WEBB & MCKELVEY (1959: 127), ALLEN & GIBSON (1962) und CAILLEUX (1968) kurz beschrieben. In der weiteren Folge diskutierten CALKIN (1963, 1964, 1971), NICHOLS (1963, 1964), CALKIN & NICHOLS (1972), CAMERON (1969) und MORRIS et al. (1972a, 1972b) die äolischen Formen im Victoria Valley und den anderen Tälern der Dry Valleys.

LINDSAY (1973) klassifiziert die Dünen als „Reversing Barchan Dunes“ und weist damit darauf hin, daß die steil gegen die sommerliche Hauptwindrichtung einfallenden Schichten für eine starke winterliche Umkehr der Dünen sprechen. Das Zurückwehen des Dünensandes im Winter und die Zementierung der Dünenkerne sind für LINDSAY (1973) die Ursache für ein nur geringes Dünenwandern nach Westen. RUTFORD & CALKIN (1974) widersprachen LINDSAYs Vorstellung von der winterlichen Umkehr der Dünen. In ihrer ausführlichen Studie über die Dünen im Victoria Valley errechneten CALKIN & RUTFORD (1974) nach Messungen im Gelände und durch Auswertung von Luftbildern aus den Jahren 1959, 1962 und 1968 eine durchschnittliche Firstwanderung der Dünen von knapp 5 cm/Tag (oder knapp 6 m/Jahr) während der viermonatigen Sommerzeit (November — Februar), wobei allerdings zu berücksichtigen ist, daß es entsprechend der jeweiligen durchschnittlichen Wind- und Wettersituation in den einzelnen Jahren große Abweichungen geben kann. Die Sandkornuntersuchungen zeigten die typische Sortierung (um 0,50) für Wüstendünen. Die Zurundung der Dünensandkörner (0,55) ist nur wenig ausgeprägter als die der Sandproben aus der Nachbarschaft der Dünen (0,52). Fast alle Sandkörner der verschiedenen Fraktionen sind mattiert.

SELBY et al. (1974) konzentrierten sich neben der Beschreibung der Dünen besonders auf die Kies- und Sandrücken im Victoria Valley. Diese Formen nehmen wesentlich größere Areale ein als die Dünen. Der durchschnittliche Rippelindex (Wellenlänge geteilt durch Amplitude) von 23 ist größer, als in Gebieten außerhalb der Antarktis festgestellt wurde. Die hohen Windgeschwindigkeiten in den oberen Talenden nahe dem Inlandeis verlagern noch Gesteinsstücke mit einem Durchmesser bis 19 mm.

1.3 Äolische Formung in Polargebieten und heißen Wüsten — ein zusammenfassender Vergleich

Für die Sandverwehung und Dünenbildung sind drei Hauptfaktoren entscheidend:

1. ausreichende Windgeschwindigkeiten,
2. Lockermaterial an der Oberfläche mit der Korngröße Sand und
3. eine weitgehend vegetationsfreie, offene Landoberfläche.

Diese Bedingungen sind im marinen Sandstrandbereich und in den Trockenwüsten häufiger gegeben. Auch die breiten, verwilderten Abflußsysteme in ariden Zonen und in den Periglazialgebieten, die über eine längere Zeit des Jahres austrocknen und in denen die Korngröße Sand angereichert wird, sind prädestinierte Deflationsareale, an deren Leeseiten sich Dünenfelder bilden können.

Bei der Betrachtung der Wüsten muß zwischen den heißen Wüsten und den Kältewüsten unterschieden werden. Beiden gemeinsam ist die extreme Trockenheit, die eine dichte Vegetationsdecke nicht zuläßt. Zusätzlich zur Trockenheit verhindert die mangelnde Wärme in extremen Polarwüsten örtlich ein Pflanzenwachstum fast völlig. Während in den heißen Wüsten immerhin noch episodisch Regen fallen und damit plötzliches Pflanzenwachstum und oberflächliche Abspülung am Hang verursacht werden kann, fällt jeglicher Niederschlag in den Dry Valleys der Antarktis als Schnee, der auch im Sommer kaum in Schmelzwasser umgewandelt wird. Der mangelnde oberflächliche Abfluß über die Hänge und durch die Täler läßt eine selektive Auswaschung der Sandfraktionen aus dem Hangschutt und den Talalluvionen nicht zu. Abgesehen von wenigen Gletscherschmelzwasserabflüssen, die maximal nur wenige Wochen lang über den oberflächennahen Permafrostboden fließen, bleiben die Talböden trocken. Diese Abflüsse sind in den Dry Valleys außerdem relativ schmal, ihre Transportkapazität ist sehr gering.

In den heißen Wüsten, wo ähnlich wie in den kalten Wüsten eine intensive physikalische Gesteinszersetzung viel Schutt in verschiedener Größe produziert, verursachen seltene, aber oft sehr ergiebige Starkregen eine wirksame Hangabspülung. Das auswaschbare Feinmaterial sammelt sich in den Talböden. Diese fluviale Vorsortierung füllt die Wadis mit ausblasbarem Sand, der, äolisch verfrachtet, entlang dieser Täler in Form von Dünen angesammelt wird.

In den extremen Polargebieten der Antarktis werden die Sande aus den periglazialen Hangschuttdecken nicht ausgespült. Nur der Wind selbst kann die Sande auswehen. Doch wird die Deflation schnell gebremst und schließlich ganz verhindert, weil sich ein schützendes Steinpflaster bildet. Somit wird nur ein geringer Teil der vom Wind potentiell transportierbaren Korngrößen auch wirklich verlagert, der anteilmäßig größere Rest bleibt im Hangschutt fixiert.

Die Windgeschwindigkeiten in den extremen Polargebieten können aufgrund starker und plötzlicher Luftdruckunterschiede sehr hoch werden. In der Antarktis wurden Geschwindigkeiten von über 300 km/h gemessen. Aber auch die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten sind in den kalten Wüsten höher. Außerdem ist die Häufigkeit und Dauer von kräftigen Winden und Stürmen in den Polargebieten größer als in den tropischen Wüsten, wo die Luftdruckgegensätze in der Regel weit geringer sind. Die

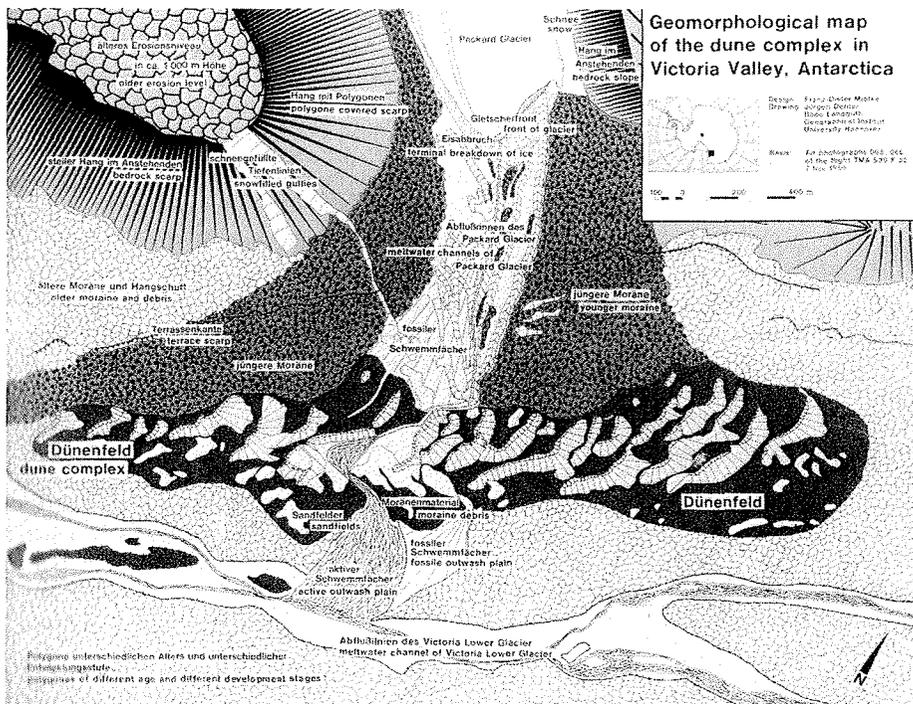


Abb. 3) Geomorphologische Karte des Dünenkomplexes im unteren Victoria Valley (nach einem Luftbild vom 7. 11. 1959). Das nähere Umfeld der Dünen und örtlich auch Bereiche in den Abflusslinien des Talbodens sind im Spätwinter durch verwehten Sand dunkel gefärbt. Weiter entfernt liegt um diese Zeit noch eine lockere Schneebedeckung. Die jungen Seitenmoränen des Packard Glacier laufen im Tal zu beiden Seiten aus und werden von den Dünen überwandert. Der Schmelzwasserabfluß des Packard Glacier durchbricht den Erg, wurde aber von den wandernden Sandmassen nach Westen abgedrängt. Der weiter östlich gelegene fossile Schwemmfächer ist deutlich zu erkennen. Der Talboden, die höheren Hänge und höher gelegene ältere Erosionsniveaus zeigen ausgeprägte Polygonböden, die nach oben älter werden und desto entsprechend größer entwickelt sind.

Fig. 3) Geomorphological map of the dune complex in lower Victoria Valley (according to the aerial image of Nov. 7, 1959). The surroundings of dunes and locally also areas within the meltwater channel of Victoria Lower Glacier are coloured darker due to blown-off sand. A thin layer of snow still exists further away this time of the year. Younger Packard Glacier marginal moraines ease out in both directions of the valley floor and are partly covered by dunes. Packard Glacier meltwater run-off dissects the erg, but was pushed west by migrating sand masses. Further east, the old outwash plain is clearly visible. The valley floor, upper valley slopes and, higher up, older erosion surfaces show well developed polygon structures becoming older and larger with increasing relative altitudes.

Ausblasung durch die häufigen und starken Winde in den kalten Wüsten ist meist so effektiv, daß die Sande weitflächig verweht werden und sich keine mächtigen Sandakkumulationen bilden können. Dieses ist ein Grund, warum Dünen hier nur unter besonderen lokalen Standortbedingungen gebildet werden können.

Ein weiterer entscheidender Unterschied zwischen den heißen und kalten Wüsten besteht darin, daß die Oberflächen in den tropischen Wüsten schnell austrocknen und damit der Sand ganzjährig leicht ausgeblasen werden kann. Je nach Lage innerhalb der polaren Region sind dagegen die Sandoberflächen im langen Winterhalbjahr durch eine mehr oder weniger vollständige Schneedecke vor der Deflation geschützt.

In Richtung zu den subpolaren Klimaten verursacht der im Sommer schmelzende Schnee bei geringer Verdunstung eine lang andauernde Bodendurchfeuchtung, die gemeinsam mit der hier dichter werdenden Tundravegetation die Ausblasung gehörig verlangsamt oder völlig unmöglich macht. Die Bedingungen sind in der kontinentalen Antarktis nicht gegeben. In Richtung zu den trockeneren und vor allem ganzjährig kälteren extremen Polarklimaten wird die hier sehr dünne Schneedecke im Winter so stark verweht, daß aus den aperen Gebieten auch Sande ausgeblasen werden können. Wie am Beispiel des Victoria Valleys gezeigt werden kann, durchfeuchten aber die unter der Sandbedeckung tauenden Schneeschichten im Sommer örtlich den Dünen sand und verlangsamen die Auswehung. Da die feuchten Oberflächensande im Herbst durch Gefrieren zementiert werden, können hier nur nach Sublimation der bindenden Eiskristalle Sandkörner von den Winterstürmen verlagert werden. Auch im kommenden Sommer dauert es relativ lange, bis die nötigen Wärmeenergien eingestrahlt sind, um diese Restriktion durch Tauen und Verdunsten abzubauen. Derartige, lange Zeit im Jahr wirksame Hindernisse der Auswehung gibt es für den Wind in den heißen Wüsten kaum.

2. DAS KLIMA IM UNTERSUCHUNGSGEBIET

Über das Klima in den Dry Valleys gibt es erst wenige Daten. Längere Meßreihen sind in den beiden Forschungsstationen McMurdo (US) und Scott Base (Neuseeland) erstellt worden, doch sind die Meßwerte dieser Klimastationen, die auf der südlichen Robinsel liegen, nicht direkt auf die kontinental geprägten Dry Valleys zu übertragen. Innerhalb der Dry Valleys wurden in der Vanda Station im Wright Valley 1968—1969 ganzjährige Messungen durchgeführt, die noch am ehesten den klimatischen Bedingungen im Victoria Valley ähneln dürften.

Die Niederschläge fallen fast ausschließlich als Schnee. Wenig ergiebige Tröpfelregen sind äußerst selten und dauern meist nur wenige Minuten. Der Schneefall an der Vanda Station betrug 1969 82 mm und 1970 nur 7 mm Wasseräquivalent (THOMPSON et al. 1971). Neben der großen Variabilität ist zu beachten, daß der lockere, feinkörnige Schnee stark verweht wird, so daß die Niederschlagsverteilung kleinräumig effektiv sehr unterschiedlich ist.

Die Jahresmitteltemperatur in den Dry Valleys liegt bei etwa -20°C . Im Winter fallen die Temperaturen zeitweise bis auf nahe -60°C . Doch können die Wintertemperaturen auch kurzzeitig bis nahe 0°C ansteigen, wenn wärmere Luftmassen vom Meer her einfließen. Im Sommer können die Temperaturen in Bodennähe die Nullgradgrenze für einige Stunden überschreiten. Zumeist bleiben die Sommertemperaturen jedoch im Bereich zwischen etwa -5° bis -15°C . Die relative Luftfeuchtigkeit ist fast immer sehr gering. Sie kann aber zwischen $< 10\%$ bis über 80% schwanken (THOMPSON et al. 1971).

Charakteristisch ist, daß der antarktische Sommer fast ohne Übergangsjahreszeit plötzlich (im Zeitraum März/April) mit Einbrechen von Blizzardfolgen in den extrem kalten Winter übergeht. Auch der Übergang vom Winter in das Sommerhalbjahr erfolgt im Zeitraum Oktober/November sehr schnell. Plötzliche Kaltlufteinbrüche mit Temperaturen um -30°C sind aber auch im Sommer möglich.

2.1 Eigene Klimamessungen

Da die Kenntnis der Luft- und Bodentemperaturen für die Untersuchung der Formungsprozesse im Dünenfeld des Victoria Valleys von großer Bedeutung ist, wurden Temperatur-, Wind- und Niederschlagsmessungen regelmäßig durchgeführt. Die Meßergebnisse der täglichen Temperaturgänge in verschiedenen Bodensubstraten und Gesteinen werden in dieser Veröffentlichung nur so weit wiedergegeben, wie es für das Verständnis der dünenbildenden Prozesse notwendig erscheint. Die Gesamtergebnisse werden in einer separaten Veröffentlichung publiziert werden.

Die Lufttemperaturmessungen (Abb. 4) wurden in einer durchlüfteten Wetterhütte in 2 m Höhe über der Erdoberfläche jeweils um 8.00, 13.30 und 19.30 Uhr durchgeführt. Zur Ermittlung des Tagesmittels wurden die beiden ersten Werte und der doppelte Abendwert addiert und durch 4 dividiert.

Im Meßzeitraum (29. 11. 80—10. 1. 81) betrug die mittlere Tagestemperatur $-2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Das tägliche Maximum wurde zumeist zwischen 12.15 und 12.45 Uhr erreicht. Das höchste Tagesmittel betrug $+3,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ (31. 12. 80), das niedrigste Tagesmittel $-8,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (30. 11. 80), das absolute Maximum lag bei $+7,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (30. 12. 80), das absolute Minimum bei $-13,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (30. 11. 80).

Die Boden- und Gesteinstemperaturen wurden mit Thermistoren gemessen, die eine Genauigkeit von Zehntelgrad Celsius besitzen. In den untersuchten Dünenbereichen wurden zahlreiche Aufschlüsse gegraben und die Temperatur sofort gemessen. So ergaben sich Temperaturprofile im Dünensand für repräsentative Standorte.

Zusätzlich wurden in einem speziell ausgesuchten Meßfeld verschiedene repräsentative Meßprofile mit vergrabenen Meßfühlern angelegt, die rund um die Uhr gemessen wurden. In größere Gesteinsblöcke wurden in entsprechenden Abständen von der Oberfläche Löcher mit den Durchmessern der Thermofühler gebohrt und diese eingebracht. Die Löcher mit den Thermofühlern wurden abgedichtet, so daß kein Luftaustausch stattfinden konnte. Die Messungen zeigen den Tagesgang der Temperatur, der Anhalts-

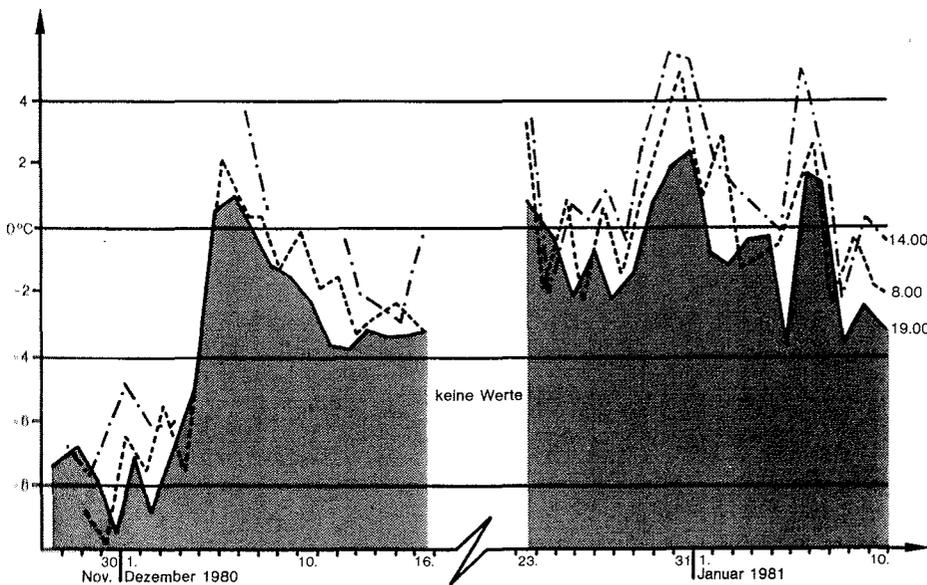


Abb. 4: Lufttemperaturen am Zeltplatz Victoria Valley, 440 m ü. NN, 2 m über dem Boden im Schatten um 8.00, 14.00 und 19.00 gemessen.

Fig. 4: Air temperatures at camp site Victoria Valley, 440 m above sea level, measured in the shadow 2 m above ground at 8.00, 14.00 and 19.00 h.

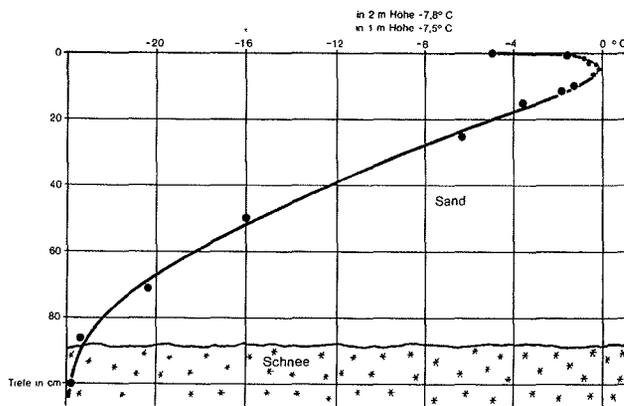


Abb. 5: Temperaturprofil vom 30. 11. 1980, 18 Uhr, Düne B, 7—8 m östlich vom First.

Fig. 5: Temperature profile of Nov. 30, 1980, 18.00 h), dune B, 7—8 m east of dune ridge.

punkte für den Wärmefluß im Boden und im Gestein ergibt. Die Tiefe, in der das tägliche Temperaturmaximum erreicht wird, ist im allgemeinen die Zone, in der die stärkste Verdunstung stattfindet. Hier werden Salze ausgeschieden.

Die Temperaturmessungen in den Dünenanden ergaben, daß kleinräumig große Unterschiede bestehen. Obwohl so dicht nebeneinander die Einstrahlung gleich ist, werden die Sandoberflächen und die darunter liegenden Bereiche unterschiedlich aufgewärmt. Auch der Zeitpunkt, zu dem eine bestimmte Temperatur in einer bestimmten Tiefe erreicht wird, wechselt stark innerhalb kleiner Areale. So ist der Permafrostspiegel in Tiefen von wenigen Zentimetern bis zu 70 cm Tiefe angetroffen worden.

Für diese Unterschiedlichkeit im Wärmehaushalt der oberen Bodenschichten zeichnet eine ganze Reihe Faktoren verantwortlich, bei denen zu unterscheiden ist zwischen allgemeinen Ursachen wie Sonnenstand (Breite, Jahreszeit, Tageszeit), Höhe über NN, Bewölkungsgrad, Lufttemperatur und Luftbewegung kälterer Luft über dem Boden (= Wind) und lokalen Ursachen wie Exposition der Oberfläche zur Sonne (Himmelsrichtung, Schatten), Neigung der bestrahlten Fläche (Hangwinkel), Albedo der Oberfläche (Farbe, Helligkeit, Rauigkeit, Feuchtigkeit), Temperatur der oberflächennahen Schichten, spezifische Leitfähigkeit des Substrats (Korngröße, Luftgehalt, Mineralien, Schnee-, Eis-, Wassergehalt) und Wär-

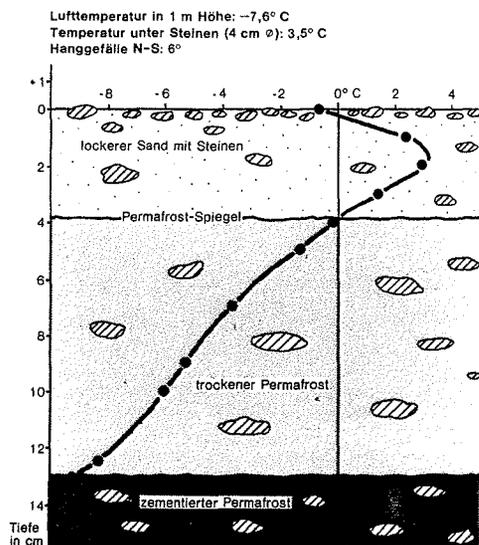


Abb. 6: Temperaturprofil vom Schwemmfächer des Packard Glacier in der Nähe des Zeltplatzes (30. 11. 1980, 10.40 Uhr).

Fig. 6: Temperature profile of outwash plain of Packard Glacier close to camp site (Nov. 11, 1980, 10.40 h).

mekapazität des Substrats (Korngröße, Luftgehalt, Mineralien, Schnee-, Eis-, Wassergehalt).

Unsere Messungen begannen sofort nach der Ankunft im Gelände Ende November. Zu dieser Zeit sind die Böden noch vom Winter ausgekühlt und erwärmen sich langsam von oben nach unten. Bei noch tiefen Lufttemperaturen bleibt auch der Boden noch unter null Grad Celsius. Die Sonneneinstrahlung dringt aber in den Boden ein und erwärmt die obersten Zentimeter über die Lufttemperatur. Direkt an der Oberfläche liegt die Bodentemperatur nur etwa 3 °C über der Lufttemperatur (−5 °C), 5 cm unter der Oberfläche steigt der Wert auf nahe 0 °C an und liegt damit um mehr als 7 °C über der Lufttemperatur (Abb. 5).

Unterhalb 5 cm Tiefe fallen die Bodentemperaturen stetig ab und erreichen in etwa 70 cm Tiefe den wahrscheinlichen Jahresmittelwert von −20 °C. In ca. 90 cm Tiefe kippt die Temperaturkurve mit Erreichen einer mächtigen Schneeschicht steil ab. Bei knapp −24 °C verringert sich hier die Temperatur nur noch wenig.

Am gleichen Tage wurde in einem etwa 300 m entfernt liegenden Schwemmfächer ein Temperaturprofil aufgenommen, das einige Grad höhere Werte in den oberen Zentimetern aufweist, sonst aber den gleichen Verlauf zeigt (Abb. 6). Hier liegen zahlreiche Steine an der Oberfläche, unter denen der Boden stärker erwärmt wird; außerdem war der Sonnenstand am Vormittag höher. Die Temperatur unter einem 4 cm großen Stein war etwa 4,5 °C höher als an der Sandoberfläche.

Im Verlauf des kurzen antarktischen Sommers wird der Boden weiter erwärmt. Das Auskragen der Bodentemperatur zur positiven Temperaturseite in den oberen Zentimetern wird stärker. Im vorliegenden Beispiel (Abb. 7) aus dem Dünenal D/E werden bei einer Lufttemperatur von 2 °C Bodenwerte von über 10 °C erreicht. Die oberen 7 cm sind stark ausgetrocknet. Die Feuchtigkeit bleibt unter 0,2% H₂O. Darunter fühlt sich der dunkler gefärbte Sand feucht an; in ca. 18 cm Tiefe beginnt der zementierte Permafrost.

Die erwärmte und ausgetrocknete Schicht an der Dünenoberfläche ist für die äolischen Verlagerungsprozesse sehr wichtig, denn die locker gelagerten, trockenen Sandkörner kann der Wind leicht ausblasen. Mit fortschreitender Deflation erwärmen sich tiefere Bodenschichten, der typische Temperaturverlauf verlagert sich nach unten. Die Auftauschicht und der Permafrostspiegel wandern entsprechend auf ein tieferes Niveau. Örtlich kann das Ausblasen des Sandes schneller erfolgen, als der Wärmefluß die freigelegten feuchten Bereiche auszutrocknen vermag. Dann erscheint die Gefronnis dichter unter der Oberfläche. Kurzzeitig kann so auch im Sommer zementierter Dünenand bis direkt an die Oberfläche gelangen.

Dieser Sachverhalt wird durch die Temperaturprofile veranschaulicht, die mit zunehmender Entfernung

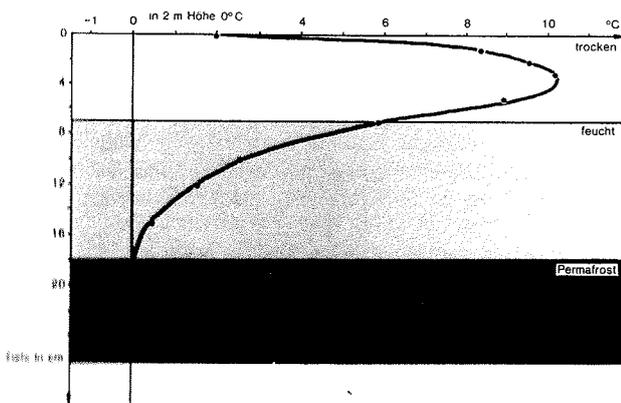


Abb. 7: Temperaturprofil im Sand des Dünenals D/E vom 4. 1. 1981, 16.50 Uhr.

Fig. 7: Temperature profile within sand of interdune D/E (Jan. 4, 1981, 16.50 h).

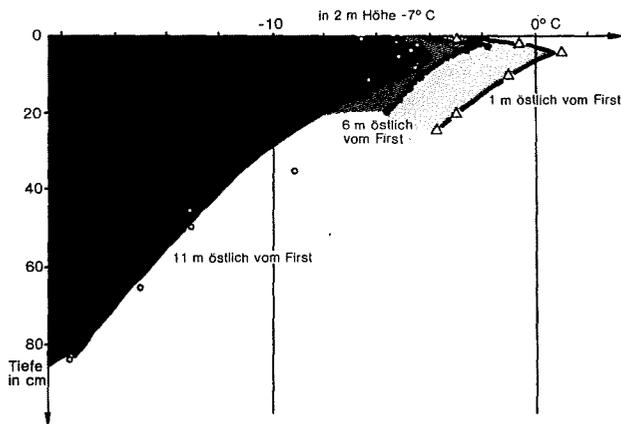


Abb. 8: Temperaturprofile im Sand der Düne E vom 2. 12. 1980, 10.50 Uhr.

Fig. 8: Temperature profiles within sand of dune E (Dec. 2, 1980, 10.50 h).

vom First der großen Düne E aufgenommen wurden (Abb. 8). Weiter entfernt vom First befinden sich feuchtere, schneereichere Sandschichten, die mehr eingestrahlte Wärmeenergie benötigen, um aufzutauen und zu trocknen. Der Wärmefluß nach unten wird dadurch gebremst. Hier liegt die Temperaturkurve zum Negativen hin verschoben. In der Nähe des Firstes lagern ausgeblasene, trockene Sande, die schneller erwärmt werden können. Hinzu kommt, daß hier das steilere Gefälle die Sonnenstrahlen mehr konzentriert und somit eine größere Wärmezufuhr in den Boden verursacht.

2.2 Der Tagesgang der Temperatur von Dünensand in verschiedenen Bodentiefen

Am 26. 12. 1980 bei Beginn der Messungen (Abb. 9) war der Himmel wolkenlos. Am nächsten Tag kamen einige Wolken auf, die kurzzeitig Strahlungsverluste verursachten. In der Zeit von 1.54 bis 2.26 Uhr lag das gesamte Meßgebiet im Schlagschatten der Robertson Ridge. In den Morgenstunden beschattete die östlich gelegene Düne das Meßfeld vorübergehend. Abends fielen die Strahlen so flach ein, daß selbst kleine Unebenheiten einen Schatten warfen.

Die Lufttemperaturen in 2 m Höhe pendelten im Tagesgang zwischen $+1,5\text{ °C}$ und $-2,2\text{ °C}$. Direkt über der Bodenoberfläche variierten die Temperaturen zwischen knapp unter 0 °C und fast $+10\text{ °C}$. Im Windschutz der Düne blieben die in 2 m Höhe gemessenen Luftbewegungen mit 2–3 m/sec gering. Über dem First der Düne wurden zeitweise Werte über 10 m/sec gemessen. Die relative Luftfeuchtigkeit lag zwischen 40% und 60%.

Der Tagesgang der Bodentemperaturen am First der Düne (Abb. 9) in verschiedenen Tiefen zeigt den täglichen Wärmefluß in die trockenen Dünensande hinein. Selbst in 70 cm Tiefe ist noch ein sehr geringer täglicher Temperaturgang erkennbar. Allerdings bleiben hier die Unterschiede unter 1 °C . Die Verzögerung der Tagesminima und -maxima hinunter bis in diese Tiefe erreicht einige Stunden. Innerhalb der obersten 5 cm, die für die äolischen Prozesse direkt von Bedeutung sind, ergeben sich im Meßzeitraum maximal 17 °C Unterschied im Tagesgang. Dicht an der Oberfläche wurde die Frostgrenze täglich durchlaufen. Dieses Temperaturspektrum erlaubt sowohl chemische Verwitterung wie Frostsprengung, wenn genügend Feuchtigkeit vorhanden ist. Die durch diese Prozesse verursachten Veränderungen der Oberfläche von Sandkörnern müssen bei Formuntersuchungen der Einzelkörner berücksichtigt werden.

Die Temperaturunterschiede zwischen der Gesteinsoberfläche von flachen Steinen, die auf der Sandoberfläche lagern, und dem Sand direkt darunter betragen im gleichen Meßzeitraum maximal etwa 30 °C .

Die bis in 70 cm Tiefe relativ hohen Temperaturen erklären sich aus der Position der Meßstelle am First der Düne. Der hier aufgewehte Sand ist bereits an seinem Herkunftsort, an der Oberfläche liegend, er-

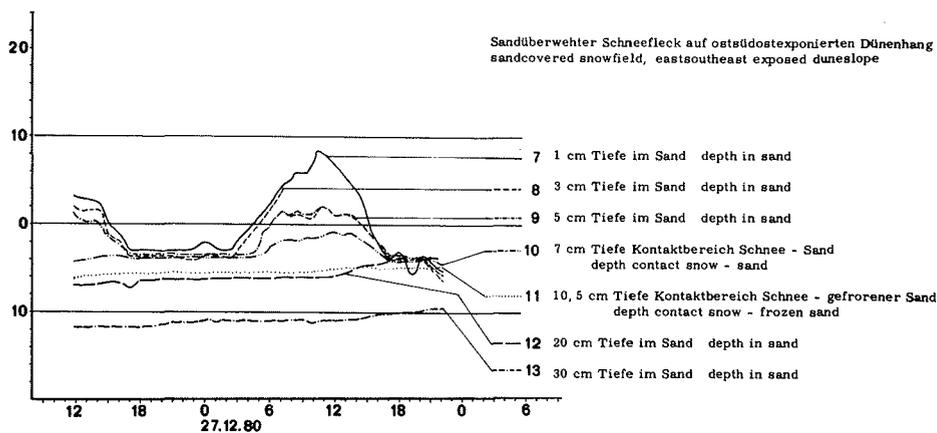
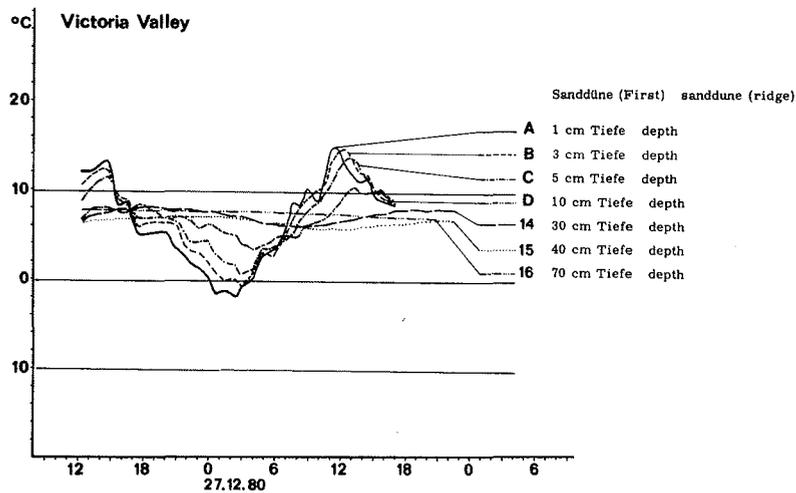


Abb. 9: Oben: Der Tagesgang der Temperatur in verschiedener Tiefe unter der Sandoberfläche des Dünenfirstes.
 Unten: Der Tagesgang der Temperatur in verschiedener Tiefe unter der Oberfläche eines sandüberwehten Schneeflecks auf einem ost-südost-exponierten Dünenhang.

Fig. 9: Above: Daily temperature changes in different depths beneath sand surface of dune ridge.
 Below: Daily temperature changes in different depths beneath surface of sand covered snow field on an east-southeast exposed dune slope.

wärmt worden. Daher sind hier nicht die tiefen Temperaturen von annähernd -20°C zu erwarten, die in ungestörten Dünenbereichen in dieser Bodentiefe normal sind.

Im Gegensatz zum Firstbereich der Dünen, wo im Sommer aufgewehter, andernorts bereits aufgewärmter Sand mit örtlich größerer Mächtigkeit akkumuliert werden kann, sind ungestörte Winterschichtungen durch eingelagerten Schnee gekennzeichnet. Schneeschichten, die noch im Winter von einer genügend dicken Sandlage überdeckt worden sind, werden im Sommer vor dem Schmelzen geschützt (Abb. 19). Ist die Sandüberdeckung nicht mächtig genug, kommt es im Sommer zum Schmelzen des Schnees und Nachsacken des hangenden Sandes. Örtlich bilden sich dann sogar kleine Wassertümpel (Abb. 20). Bevorzugte Standorte dieser Möglichkeit sind Dünentäler, wo mächtige Schneeschichten oft nur von relativ dünner Sandüberdeckung überlagert sind. Hat sich erst einmal eine Wasserschicht gebildet, so ist die Strahlungsaufnahme wesentlich größer. Bei der so verringerten Albedo wird auch der Permafrostspiegel im Sommer tiefer als gewöhnlich nach unten abgesenkt. Örtlich wurde hier der Permafrost erst in 60–70 cm Tiefe angetroffen, doch sind dieses Ausnahmestandorte.

Eine weitere Meßstelle wurde in einem etwa 6 mal 12 m großen, sandüberlagerten Schneefleck angelegt, der sich auf einem ostexponierten Moränenhang mit ca. 20 °C Gefälle befand (Abb. 9). Zur Anbringung der Thermistoren wurde ein quadratisches Loch ausgehoben, das bis in den Permafrost in etwa 40 cm Tiefe reichte. In die obere, 7 cm mächtige Sandschicht wurden 2 Thermistoren eingesetzt, weil hier nahe der Oberfläche die Temperaturunterschiede besonders kleinräumig sind. Nachdem alle Meßfühler im Wandprofil der kleinen Grube angebracht worden waren, wurde der Aufschluß mit dem jeweils gleichen Material (Schnee oder Sand) in originalgetreuer Mächtigkeit übereinander verfüllt. Während des Meßzeitraums wurde keine Absenkung der Oberfläche festgestellt, die auf Tauen oder Nachsacken schließen ließ. Das Bild hatte sich aber bereits am 7. 1. 81, als die Fühler herausgenommen wurden, völlig geändert. Durch Erwärmung der Sandabdeckung und partielles Wegwehen der schützenden Sandschicht war der Schnee darunter teilweise geschmolzen und nachgesackt, so daß sich die oberen 4 Meßfühler nicht mehr in der ursprünglichen Position befanden.

Im Gegensatz zu den Temperaturkurven im reinen Sand am First der Düne erreicht die 7 cm mächtige Sandschicht über dem Schnee nur wesentlich niedrigere Temperaturwerte. Das hat im wesentlichen zwei Ursachen. Einmal ist der stark ausgekühlte Untergrund — in 40 cm Tiefe wurden bereits unter -24 °C gemessen — von abkühlender Wirkung, zum anderen wurde der feuchte Sand über dem Schnee durch Verdunstungskälte kühler gehalten. Der Temperaturverlauf in der Sandschicht, 12 cm Tiefe unter der Oberfläche, die durch eine 4 cm dicke Schneeschicht isoliert wurde, zeigt kaum noch tägliche Temperaturunterschiede. Wenn der Schnee schließlich über 0 °C erwärmt wird, werden große Wärmemengen zum Tauen verbraucht, ehe die Sandschichten über 0 °C aufgeheizt werden können.

Für den äolischen Abtrag ergibt sich daraus, daß der Sand an der Oberfläche wesentlich später austrocknet und erst danach in größerem Umfang ausgeweht werden kann. Bereiche östlich hinter den Dünen, wo im Winter mehr Schnee abgelagert wird, werden daher im Sommer langsamer abgetragen. Die schneereichen Leebereiche des Winters östlich der Dünenfirste sind im Sommer relativ stabil. Die Leebereiche des Sommers, westlich der Dünenfirste, wo sich ausschließlich trockener Sand ablagert, und die daher im Winter mangels Feuchtigkeit kaum verfestigt werden, können auch im extrem kalten Winter ausgeblasen werden. Wie die Luftbilder aus dem Spätwinter zeigen, ist das innere Dünenfeld nicht durchgehend schneebedeckt (s. dunkle Fläche in der geomorphologischen Karte Abb. 3). Die dort dunklen Farben zeigen, daß der Schnee entweder verweht oder mit einer Sandschicht abgedeckt wurde. Wie Beobachtungen zeigten, ist beides, je nach örtlicher Situation im Dünenrelief, möglich.

Diese beiden ausgewählten repräsentativen Tagestemperaturkurven zeigen die Unterschiede, die innerhalb der Dünenstandorte an der Oberfläche und in verschiedenen Tiefen auftreten können. Aus den unterschiedlichen Temperaturen und ihren täglichen und saisonalen Veränderungen ergeben sich hier im ex-

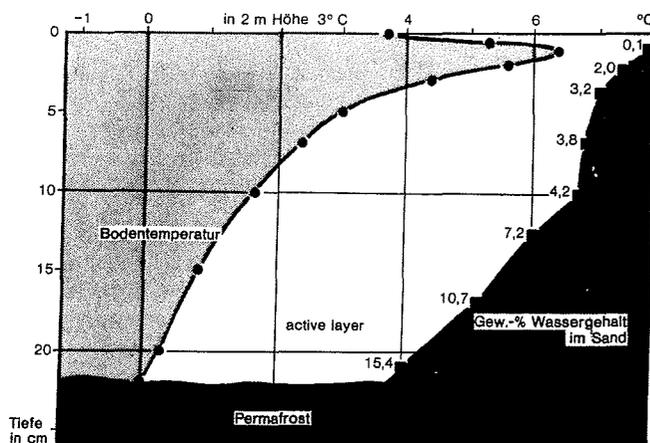


Abb. 10: Hydrothermisches Profil aus der Schwemmebene des Packard Glacier-Baches, 15 m vom Bachlauf entfernt, 440 m ü. N. N. (i. Jan. 81, 11.50—13.00 Uhr).

Fig. 10: Hydrothermic profile of outwash plain of Packard Glacier creek, 15 m away from waterflow, 440 m above sea level (Jan. 1, 1981, 11.50—13.00 h).

trem kalten Polarklima die Unterschiede der einzelnen Standorte bezüglich der äolischen Abtragung und Sedimentation, auf die später noch eingegangen werden soll.

2.3 Sommerniederschläge und Luftfechtigkeiten im unteren Victoria Valley

Im Beobachtungszeitraum hatte es an 3 Tagen geschneit, an einem Tag gab es kurzzeitig Schneeregen. Die Gesamtdauer aller Niederschlagsereignisse betrug maximal 4 Stunden. Wegen des Schneetreibens waren die Schneemengen nicht eindeutig zu messen, sie dürften aber nicht mehr als 0,5 mm Wasseräquivalent betragen haben. Der gefallene Schnee taute oder/und sublimierte in wenigen Stunden. Der niederschlagsreichere Küstenstandort McMurdo verzeichnete im Dezember 1980 109,2 mm und im Januar 1981 152,4 mm Schneefall.

Die mittlere relative Feuchte im Berichtszeitraum betrug 51,9%. Die Werte wurden mit dem Schleuderthermometer in 2 m Höhe ermittelt. Das höchste Tagesmittel betrug 72,2% RLF (5. 1. 1981), das niedrigste Tagesmittel 20,7% RLF (1. 12. 1980), das absolute Maximum 87,6% RLF (5. 1. 1981), das absolute Minimum 15,9% RLF (!) (2. 12. 1980).

2.4 Der unterschiedliche Wasser-Input in Dünensanden, Talsanden und sandreichem Hangschutt

Der oberflächliche Abfluß von Gletscherschmelzwasser in der Schwemmebene des Packard Glacier-Bachs dauert im Jahresgang maximal einige wenige Wochen. Seltener wird im späten Sommer einmal kurzfristig die gesamte Talsohle im Schwemmfächer durchflossen. Die Talsande werden dann bis zum Permafrostspiegel wassergesättigt. Nach dem meist schnell wieder versiegenden Durchfluß trocknen die Sande von oben her langsam wieder aus (Abb. 10 u. 11).



Abb. 11 Schmelzwasser des Packard Glacier dringt erstmalig im Jahr (7. 12. 1980) in sein altes Abflußbett innerhalb der Dünen vor. Das Wasser kann nicht im Sand versickern, da bereits 20 cm unter der Oberfläche der Permafrost die Durchlässigkeit des Sandes beendet. Das turbulent fließende Wasser bildet Rippeln, deren Form von den äolisch geformten Rippeln deutlich abweicht, obwohl bestimmte Ähnlichkeiten gegeben sind (s. BAGNOLD 1941: 162).

Fig. 11 Meltwater of Packard Glacier arrives for the first time during the summer season at the lower sandy river bed (Dec. 12, 1980). Water cannot infiltrate sand deeper than 20 cm below surface because permafrost seals it. The turbulent water flow forms ripples, which are quite different from the preexistent eolian sand ripples, although some similarities cannot be denied (see BAGNOLD, 1941: 162).

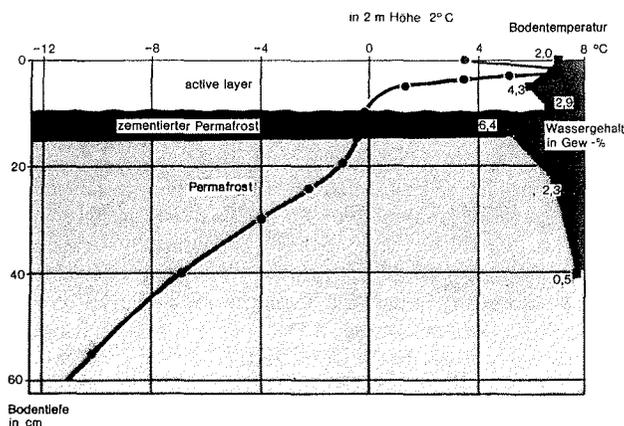


Abb. 12: Hydrothermisches Profil im feuchten Sand der Düne D, 18 m östlich vom First (7. Dez. 1980, 11.50 Uhr).

Fig. 12: Hydrothermic profile within damp sand of dune D, 18 m east of dune ridge (Dec. 7, 1980, 11.50 h).

In der Zone des sommerlichen Wärmemaximums einige Zentimeter unter der Oberfläche werden bald minimale Feuchtigkeitswerte um 0,1% erreicht. Darunter nehmen die Wassergehalte im Sand stark zu. Das Feuchtigkeitsgefälle zur Oberfläche verursacht eine kapillare Aufwärtsbewegung innerhalb des „active layer“. Das aufsteigende Bodenwasser transportiert dabei Salze nach oben, die sich in der Verdunstungszone dicht unterhalb der Oberfläche ansammeln (s. MIOTKE & HODENBERG 1980).

Das versickernde Wasser kann nur bis zum Permafrostspiegel vordringen. Dort gefriert es und verschließt eventuell dort entstandene Risse. Ebenso ist der Wasseroutput aus dem zementierten Permafrostbereich, der nur im gasförmigen Zustand stattfinden kann, sehr gering.

Da es so gut wie keine Niederschläge in Form von Regen gibt, ist die Infiltration von oben in die sandreichen Oberflächen der Täler, Hänge und Dünen fast null. Nur am Rande von Schneeflecken kann es zu einer wenige Zentimeter mächtigen Durchfeuchtung an der Oberfläche kommen, die aber sehr schnell wieder austrocknet. Diese marginale Feuchtezone wandert mit dem schnellen Verkleinern des Schneeflecks und verschwindet mit dem Aufzehren des Schnees im frühen bis mittleren Sommer.

Die Feuchtigkeit in den Dünensanden (Abb. 12) gelangt durch Schneeschichten in tiefere Bodenbereiche. Infiltration von flüssigem Wasser ist, wie erläutert, äußerst gering. Die im Winter im Lee von Geländehöhen, insbesondere in den Dünentälern aufgewehten Schneeschichten bleiben, wenn sie noch im Winter von Sand überdeckt wurden, lange in den Sommer hinein erhalten oder überstehen den Sommer, wenn die Sandschicht mächtig genug ist, die Wärme der oberflächennahen Schichten genügend zu isolieren. Mit weiteren Sand- und Schneeaufgaben in den Akkumulationsbereichen des Dünenfeldes werden die Schneeschichten immer tiefer vergraben und sind somit im sicheren Permafrostbereich vor dem Schmelzen geschützt. Wenn diese Ablagerungen aber durch Deflation der Oberfläche ihrer hangenden Schichten beraubt werden, gelangen sie schließlich in den Bereich des „active layer“ und werden über den Gefrierpunkt hinaus erwärmt. Die schmelzenden Schneeschichten sacken in sich zusammen, das Schmelzwasser durchfeuchtet den begrenzenden Sand. Bevor die Wassergehalte sich durch kapillare Wanderungen im Boden ausgeglichen haben, sind ehemalige, z. T. sehr dünne Schneeschichten an sprunghaft veränderlichen Wassergehalten im Dünensand noch zu erkennen. Im oberen Permafrost selbst können Wassergehalte über einige Prozent an der mit steigender Feuchtigkeit härteren Zementierung erkannt werden. Voraussetzung ist allerdings, daß der Auftauboden einmal tiefer gereicht hat und Schneeschmelzwasser in die Sande hineingelangt ist. Das ist vor allem in den Akkumulationsbereichen der Dünen der Fall, wo der Permafrost mit zunehmender Überlagerung aufsteigt. Dort, wo die Schneeschichten auch nicht vorübergehend angeschmolzen wurden, ist der Sand zwischen den Schneelagen sehr trocken.

In Windgassen, wo die äolische Abtragung sehr schnell vonstatten geht, kann das Auftauen mit der Winderosion nicht Schritt halten. Hier werden die vom Schneeschmelzwasser zementierten, resistenten Schichten herauspräpariert (Abb. 18). Örtlich ragen auch Schneeschichten mit geringen Sandgehalten aus winderodierten Oberflächen heraus. Hier zeigt sich besonders instruktiv, wie begrenzt der Wärmeinput ist, der Eis tauen und flüssiges Wasser verdunsten kann. Damit ist klar gezeigt, daß die zur Verfügung stehende Wärme aus der Einstrahlung der begrenzte Faktor für die Mobilität des Sandes ist. Wieviel Sand ausgeblasen werden kann, wie schnell Dünen wandern können, ist damit nicht nur von der Windhäufigkeit und Windstärke abhängig, sondern vor allem auch von der Wärmebilanz der oberen Bodenschichten. Daher ist dort, wo eiszementierte Sandschichten an der Oberfläche auftauchen, im Winter nur mit wenig Deflation zu rechnen.

Da es aber im Firstbereich und im Steilhang unter dem First auch im Winter trockenen, beweglichen Sand gibt, kann es auch bei sehr niedrigen Temperaturen aus diesen Sandvorräten heraus Verwehungen geben, die Schneeschichten mit Sand überdecken. Dagegen werden die schneereichen Dünentäler, die im Sommer oberflächlich durchfeuchten und dadurch im folgenden Winter zementiert werden, vor winterlicher Ausblasung weitgehend geschützt. Auch im Sommer ist hier die Deflation relativ gering, weil die feuchten Oberflächen die Körner nur langsam nach dem Austrocknen freigeben. Im Sommer werden hier mehr Sandmassen hindurchtransportiert als am Ort ausgeblasen. Die Oberfläche der Dünentäler erniedrigt sich auch im Sommer relativ gering. Im Winter wird hier im Lee der Dünenzüge besonders viel Schnee akkumuliert. In den Schneeschichten sind die winterlich eingeschalteten Sandlagen meist geringmächtig. Insgesamt ergibt sich daraus, daß die Oberfläche der Dünentäler nach oben wachsen kann.

2.5 Der Wind im unteren Victoria Valley

Die Windgeschwindigkeiten und -richtungen (Abb. 13) wurden täglich um 8.00, 14.00 und 19.00 Uhr mit einem Handanemometer in 2 m Höhe gemessen. Für den Meßzeitraum ergab sich eine durchschnittliche Windgeschwindigkeit von 7,5 m/sec., was einer Windstärke von 4 Beaufort entspricht. Das höchste Tagesmittel betrug 13,1 m/sec $\hat{=}$ Beaufort 6 (2. 12. 80), das niedrigste Tagesmittel 4,3 m/sec $\hat{=}$ Beaufort 3 (5. 12. 80), das absolute Maximum erreichte 1,48 m/sec $\hat{=}$ Beaufort 7 (2. 12. 81), das absolute Minimum lag bei 0,2 m/sec $\hat{=}$ Beaufort 0 (12. 12. 80). Der Wind kam überwiegend aus östlichen Richtungen, was auch mit Beobachtungen an der Vanda-Station (Wright Valley) und an der McMurdo-Station übereinstimmt. Nur an 5 Tagen blies der Wind in Verbindung mit durchziehenden Tiefdrucksystemen aus südwestlichen bis westlichen Richtungen.

Der typische Tagesgang der Winde im unteren Victoria Valley entsteht im Sommer folgendermaßen: An strahlungsreichen Tagen wärmen sich die dunklen, nicht von Schnee und Eis bedeckten Trockentäler stark auf. Die aufsteigende Luft zieht kältere Luft von der Küste westwärts über die Küstengletscher ins Tal. Nachts, bei niedrigem Sonnenstand gerät das Tal teilweise in den Schatten und kühlt sich stark ab. Dadurch wird die Tageszirkulation gestoppt. Den uns geläufigen nächtlichen Land-Seewind kann es hier nicht geben, da das eisbedeckte Meer zu kalt ist, aufsteigende Luftbewegungen zu verursachen, — nachts herrscht daher oft Windstille.

Im Winter sind die Verhältnisse dagegen völlig anders. Die extrem kalte Luft vom hohen Eisplateau fließt von West nach Ost durch die Täler zur Küste. Der katabatische Westwind kann sehr hohe Geschwindigkeiten erreichen. Jetzt wird der Sand im Dünenfeld, soweit er ohne Erwärmung durch Einstrahlung überhaupt freigesetzt wird, zusammen mit trockenem, feinkörnigen Schnee von West nach Ost bevorzugt hinter den Dünenhügeln in den Dünentälern abgelagert.

Am frühen Morgen mit höhersteigender Sonne beginnt der Wind aufzufrischen (Windprofil I, Abb. 13). Die Windgeschwindigkeiten nehmen am frühen Abend stetig zu. Ab etwa 19 Uhr läßt die Windstärke abrupfen nach. Nach Mitternacht schläft der Wind oft völlig ein. Die Windstille bis zum Morgen dauert nur wenige Stunden. Der Verlauf der gemessenen Windgeschwindigkeiten im Tages- und Nachtgang ist typisch für die klaren Sommertage. Anders ist die Situation, wenn die Einstrahlung durch aufkommende

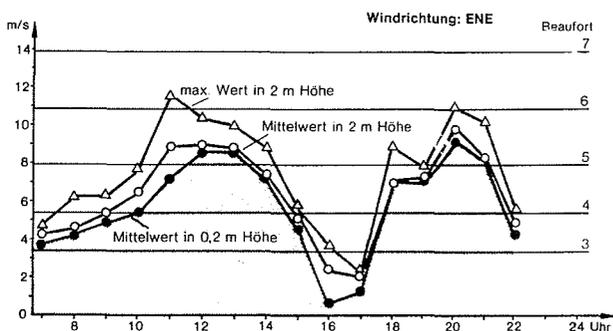
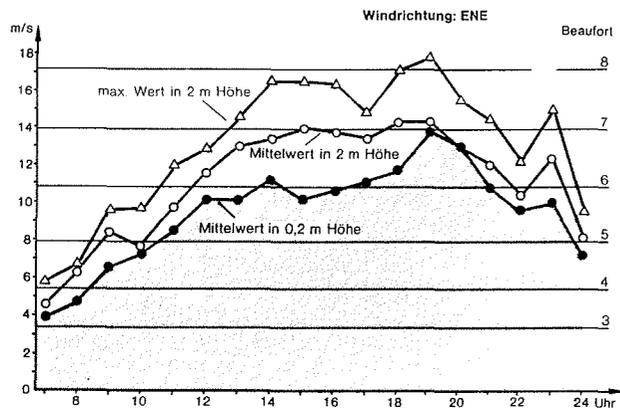


Abb. 13: Oben: Windprofil I an einem klaren Tag 2 m östlich vom First der Düne D (25. 12. 1980).
Unten: Windprofil II bei zeitweise bewölktem Himmel, 2 m östlich vom First der Düne D (13. 12. 1980).

Fig. 13: Above: Wind profile I on a clear day, 2 m east of dune ridge D (Dec. 25, 1980).
Below: Wind profile II, partly cloudy sky, 2 m east of dune ridge D (Dec. 13, 1980).

Bewölkung verringert oder schließlich weitestgehend von der Wolkendecke abgefangen wird (Windprofil II, Abb. 13). Die morgendliche Steigerung der Windgeschwindigkeiten beginnt dann zunächst in gleicher Weise wie im Windprofil I. Gegen Mittag stoppt die schnell dichter werdende Bewölkung, die Erwärmung des eisfreien Tales durch die Einstrahlung, der boden und die darüberliegende Luft kühlen aus. Der Aufstieg der Luft und das Ansaugen der kalten Luft von der Küste werden damit gestoppt. Erst nach Durchzug des Wolkenfeldes kann die erneute Einstrahlung die Luftzirkulation wieder in Gang setzen. Mit dem abends sinkenden Sonnenstand fällt die Windgeschwindigkeit jedoch schnell wieder ab (Abb. 13).

Völlig andere Windverhältnisse ergeben sich beim Durchzug von Zyklonen. Je nach Zugbahn können sich dann andere Windrichtungen entwickeln. Auch sind die Windgeschwindigkeiten dann keiner Regel unterworfen. Besonders kräftige, kalte Winde durchwehen die Täler, wenn ein Tiefdruckgebiet im Küstenbereich die kalte Luft vom Eisplateau ansaugt. Diese Möglichkeit ist im Sommer eher eine Seltenheit, wird aber im Winter bestimmend.

Für die äolischen Prozesse bei der Dünenformung sind die Luftbewegungen entscheidend, die sich in Bodennähe abspielen. Es wurden daher die Standardmessungen in 2 m Höhe durch Messungen in Bodennähe (0,2 m) ergänzt. Da die Windgeschwindigkeiten nicht konstant sind, wurden jeweils 10 Messungen zu einem Mittelwert zusammengefaßt. Zusätzlich wurden die Spitzengeschwindigkeiten festgehalten.

Zusammenfassend läßt sich festhalten, daß die geringen Niederschläge und die niedrige Luftfeuchtigkeit die Trockenheit des Untersuchungsgebietes erklären. Nur im Hochsommer, etwa zwischen dem 20. 12. 1980 und dem 15. 1. 1981 stiegen die Temperaturen in 2 m Höhe mittags leicht über den Gefrierpunkt. Nur an wenigen Tagen lag auch das Tagesmittel über der 0 °C-Grenze. Während des kurzen Sommers

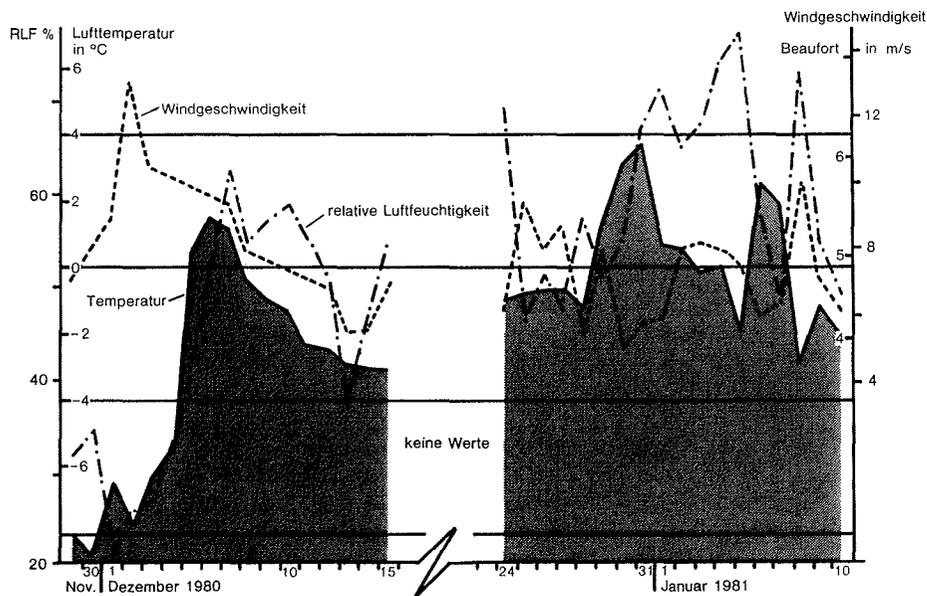


Abb. 14: Vergleich der Tagesmittelwerte von Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und relativer Luftfeuchtigkeit am Zeltplatz in Victoria Valley (440 m ü. N. N.).

Fig. 14: Mean of daytime air temperature, wind velocity and relative humidity at camp site of Victoria Valley (440 m above sea level).

waren die stabilen Hochdrucklagen vorherrschend: Häufig blieb der Himmel für die Dauer von fast 10 Tagen weitgehend ohne Wolkenbedeckung, wehte der Wind dominant aus östlichen Richtungen (Abb. 14).

3. DIE DÜNEN IM VICTORIA VALLEY

Im unteren Victoria Valley südlich des hängenden Packard Glacier, der aus der St. John's Range absteigt, dehnt sich auf der nördlichen Talseite ein etwa 10 km langes und 0,5 km breites Dünenfeld (Abb. 15) aus. Südlich schließt sich der weite Talboden des unteren Victoria Valley an, durch den die Schmelzwasser des Victoria Lower Glacier zum südwestlich der Dünen gelegenen Lake Vida in 350 m Höhe fließen. Der von Norden kommende Schmelzwasserabfluß des Packard Glacier durchbricht das Dünenfeld und mündet mit seinem sanderartigen Schwemmfächer in die Hauptabflußlinie des Talbodens. Der ehemals gradlinige Verlauf des Schmelzwassers ist von den westwärts wandernden Dünen um über 400 m nach Westen abgedrängt worden. Der fossile Schwemmfächer östlich neben dem heutigen weitflächigen ist noch deutlich zu erkennen. Westlich vom Schmelzwasserdurchfluß befinden sich weiter 10 Dünen, deren Größe und Höhe nach Westen hin abnehmen. Hinter diesem Dünenkomplex setzt sich eine flachwellige Sandüberdeckung bis nördlich zum Lake Vida hin fort, wo eine einzelne große Düne den Hang hinauf entstanden ist. Weiter westlich, im oberen Victoria Valley, wo die starken katabatischen Westwinde vom Eisplateau vorherrschen, wurden von SELBY et al. (1974) Kiesrippeln untersucht, deren Höhen bei 15 cm und deren Wellenlängen zwischen 2,4 bis 4,6 m lagen. Die Korngrößen an der Oberfläche besonders im Firstbereich liegen dominant in der unteren Feinkiesfraktion (2—20 mm). Die Sandfraktion kann aber im Leehang der Rippeln auf 30% ansteigen. Unter der Kiesbedeckung befinden sich zumeist sandreiche fluvioglaziale Sedimente. Ähnliche Kiesrippeln wurden von SELBY et al. (1974) auch im Koettlitz, Taylor und Wright Valley beobachtet. Das ausgedehnte Dünenfeld im unteren Victoria Valley ist eine singuläre Erscheinung in den Dry Valleys. Die in den Dünen akkumulierten Sande stammen hauptsächlich aus der Sanderfläche des Victoria Lower Glacier, aus denen sie von den fast kontinuierlich aus östlichen Richtun-

gen über den Gletscher wehenden Winden ausgeblasen und nach Westen talaufwärts verfrachtet wurden.

Etwa 3 km westwärts vom Gletscherende bauen sich die ersten größeren Dünen auf. Davor sind jedoch schon einzelne flache Sandrücken und Sandansammlungen hinter größeren Moränenblöcken zu beobachten. Der weite Talboden ist, abgesehen von vereinzelten Flechten- und Algenvorkommen, völlig vegetationslos. Dem ausblasenden Wind bietet sich außer Moränenblöcken, die aus dem glaziofluvialen Feinmaterial herausragen, kein bremsender Widerstand. Das ändert sich dort, wo die Seitenmoränen des Packard Glacier in das Haupttal hineinragen. Hier sind diverse Moränenrücken quer zum Talverlauf angeordnet, die mit ihren großen Gesteinsblöcken für den Wind im bodennahen Bereich ein wirkungsvolles Hindernis darstellen. An diesen Höhenrücken wurden offensichtlich initial die ersten Sandakkumulationen festgehalten. Die dicht ineinanderliegenden Vida-Drift-Moränen (> 9700 Jahre alt) und die jüngeren Packard Drift-Moränen gehören nach CALKIN (1964) zu den jüngsten glazialen Ereignissen. Dem Alter nach würden die Vida Drift-Moränen in die letzte Kaltzeit gehören. Älter kann dementsprechend auch der Beginn der Dünenbildung nicht sein. Daraus ergibt sich ein überwiegend holozänes Alter.

Die fossilen Seitenmoränen des Packard Glacier laufen auf der Ostseite steil in das Haupttal aus. Auf der Westseite ziehen sie ausschweifend nach Westen in das Tal hinein; eine zugehörige Endmoräne ist nicht zu erkennen. Das deutet darauf hin, daß das Haupttal aller Wahrscheinlichkeit nach damals vom Eis des Victoria Lower Glacier noch bis zu einer bestimmten Höhe ausgefüllt war. Frühestens mit dem Verschwinden des Eises vom Packard und Victoria Lower Glacier kann es zu ersten Dünenbildungen gekommen sein.

Heute überwandern die bis zu Höhen von über 10 m angewachsenen Dünen die niedrigeren Moränenrücken und die Blockanreicherungen im Talbodenbereich. An verschiedenen Stellen sind die unterschiedlichsten Phasen dieser Dünenüberwanderung zu beobachten. Es gibt Moränenhöhen, die gerade von Dünen erreicht werden, fast völlig begraben oder zur Zeit von Dünen bereits überwandert worden sind. Neben den Moränen sind inzwischen die Dünen selbst zu eigenständigen Hindernissen für die treibenden Sandmassen geworden. Aber auch jeder größere Moränenblock zeigt im Lee eine Sandanreicherung. Zwischen zwei Blöcken, wo der bodennahe Luftstrom kanalisiert wird, bildet sich eine oft völlig sandleere Windgasse mit einem Steinpflaster. Erst weiter dahinter wird der Sand in kleinen Längswällen wieder abgelagert. Die Gesteinsblöcke übernehmen hier Funktionen, die in temperierten und heißen Wüsten von der weitständigen Vegetation ausgeübt werden.

Auf der Nordseite des östlichen Dünenfeldes steigt der moränenüberlagerte Hang immer steiler an. Die Dünen laufen hier im höher werdenden Hang langsamer aus. Allerdings werden oberhalb der Dünen

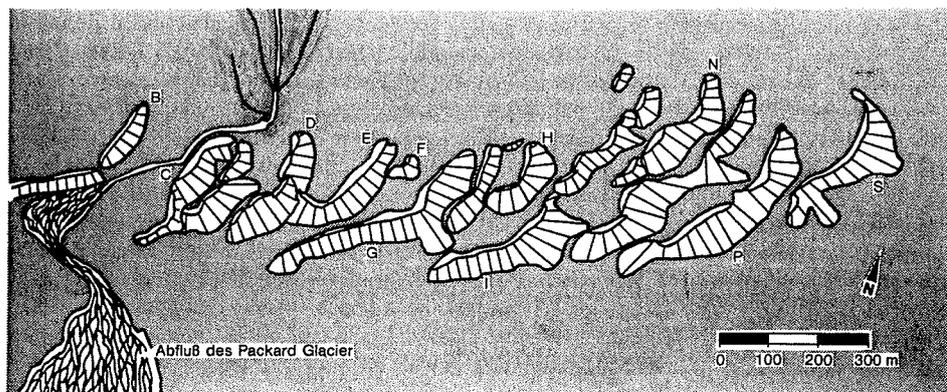


Abb. 15: Die Bezeichnung der Dünen im Victoria Valley.

Fig. 15: Marking of dunes in Victoria Valley.

Die Breite der Dünen und der Dünentäler ist sehr unterschiedlich
Die Abstände resultieren u.a. aus der unterschiedlichen Wandergeschwindigkeit der einzelnen Dünen.

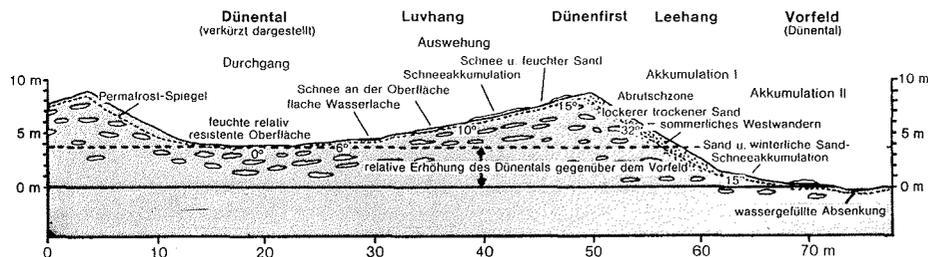


Abb. 16: Schematisches Dünenquerprofil im Victoria Valley.

Fig. 16: Schematic cross-section of dune in Victoria Valley.

noch weiter Sande in Form einer allgemeinen Sandüberdeckung hangaufwärts verweht. Selbst dort, wo die mehr oder weniger flächigen Decksande ausdünnen, ist bei näherer Betrachtung zu erkennen, daß auch hinter kleineren Steinen auf der Oberfläche im Lee flache Sandanhäufungen ausgebildet worden sind. Sand wird bei entsprechender Windrichtung auch hangaufwärts gegen die hangabwärts gerichteten Prozesse der trockenen Solifluktion (s. MIOTKE 1982) verfrachtet.

3.1 Die Dünenformen

Die Dünenfirste streichen in SW-NE-Richtung und damit schräg zur W-E-verlaufenden Talachse. Man kann sie somit als Querdünen bezeichnen. Bei einigen Dünen biegen die Enden nach Westen um, wodurch sich eine barchanartige Form ergibt. Die Lage der Dünen schräg zum Talverlauf ergibt sich aus der stärkeren Bremsung am ansteigenden Talhang auf der Nordseite. Ein Großteil der Dünen besteht aus Einzeldünen, die keine Verbindung zu Nachbardünen besitzen. Besonders am südlichen Rand des Dünenfeldes wandern einige Dünen schneller als ihre westlichen Vorläufer und stauen sich an deren Luvhang. Dadurch kommt es zu unruhigen komplexen Formen.

3.2 Die Querprofile der Dünen

Der steile Leehang der Dünen hat das typische Hanggefälle um 30° (Abb. 16). Die Werte liegen zwischen $29,5^\circ$ bis 34° , im Durchschnitt bei 31° — 32° . Diese Werte entsprechen dem Schüttwinkel von trockenem Fein- bis Mittelsand.

Besonders auf den höheren Leehängen rutschen die lockeren, trockenen Sande beim Überschreiten des Schüttungswinkels in breiten Bahnen herunter. Einmal in Gang gekommen, pflanzt sich die Abrutschung in einer Kettenreaktion nach unten fort. Der quasi turbulent fließende Sand entwickelt auf der Oberfläche kleine Querwellen mit einer Wellenlänge von maximal einigen Zentimetern. Häufig stoppt der Sandfluß mitten im Hang, meist gerät die Sandbahn jedoch wenig später wieder in Bewegung. Je mehr Sand über den First geweht wird, um so häufiger gehen Abrutschungen den Leehang hinunter. LINDSAY (1973) stellte eine Fließgeschwindigkeit von 22 bis 34 cm/sec fest. Wenn die Sandabrisse weiter unterhalb des Firstes beginnen, wandern diese rückschreitend hangaufwärts, während gleichzeitig der in Bewegung geratene oberflächliche Sand hangabwärts fließt. Am Fuße der etwas über 30° steilen Leehänge kommt der Sand schließlich zur Ruhe.

Einige der größten Dünen zeigen am Fuß der Leehänge noch Sandakkumulationen, die von lokal entstehenden Winden angesammelt werden, die unterschiedlich zur vorherrschenden Ost-Westrichtung wehen. Die im Dünenrelief in Bodennähe umgeleiteten Luftströmungen werden durch die dortigen Windrippeln in ihrer — häufig auch wechselnden — Windrichtung angezeigt. Ein Teil dieser Sandakkumulationen entsteht im Winter bei vorherrschenden Westwinden. Im Stau des hohen Leehanges kommt es dort zusätzlich zu Schneeakkumulationen, wie aus Luftbildern zu entnehmen ist und durch Geländebeobachtungen be-

stätigt wurde. Der Hangwinkel dieser Ablagerungen variiert. Häufig wurde ein Hanggefälle um 15° festgestellt, das zum Dünenal hin leicht abnimmt.

Die Luvhänge der Dünen sind sehr unterschiedlich in ihrer Ausdehnung. Je nach Lage der Moränenhügel im Dünenfeld sind die zeitweilig bevorzugten Akkumulationsbereiche vorgegeben. Anders als auf einer relativ ebenen Oberfläche können daher hier sonst übliche Parameter wie Sandmengen, Windgeschwindigkeiten etc. örtlich nicht allein bestimmend sein. Insgesamt ergeben sich jedoch zumindest in der Größenordnung von Düne zu Düne ähnliche Abstände der Dünenfirste von ca. 70–120 m.

Die Luvhänge setzen unterhalb des Firstes mit einem durchschnittlichen Hanggefälle von 15° an und werden darunter immer flacher. Die Übergänge im Gefälle sind gleitend. Werte um $5\text{--}10^\circ$ sind im unteren Luvhang häufig. Auffällig sind dort, wo das Gefälle deutlich geringer wird, im Winter bevorzugt Schneeschichten abgelagert worden. Der Schnee wird von den kräftigen winterlichen Westwinden über den First gewirbelt und kommt nach einigen Zehnermetern zur Akkumulation. Im Sommer sind diese Bereiche an der dunklen Farbe des feuchten Sandes oder direkt als Schneeبانke zu erkennen (s. Abb. 17). Die sommerliche Einstrahlung wird zu einem großen Anteil zum Auftauen des Schnees verbraucht, so daß die Erwärmung lange Zeit nicht weit über 0°C reicht. Dadurch wird auch die Austrocknung des Sandes und die Freisetzung von Einzelkörnern zum Ausblasen gebremst. Die durchfeuchteten Sandstreifen im Luvhang werden durch die sommerliche Ausblasung zu flachen, ein wenig herausragenden Terrassen herauspräpariert.

Die Schneeschichten sind nicht überall als durchgehende parallele Schneelagen zu denken (Abb. 18), vielmehr sind fleckenhafte, in der Dicke unregelmäßige Schneeakkumulationen die Regel. In der ursprüngli-



Abb. 17: Im fortgeschrittenen Sommer zeichnen sich die sandüberlagerten Schneeschichten als feuchte dunklere Bereiche im umgebenden trockenen Dünen sand am Ostende der Luvhänge ab. In den hier abgebildeten Dünenälern des östlichen Ergs ragen die von Polygonrissen durchzogenen Moränenhügel noch aus dem äolischen Sand heraus.

Fig. 17: During late summer sand-covered snow layers appear as damp and darker areas on the eastern end of windward dune slopes. With in the interdune areas of the eastern Erg moraine shown here, moraine hummocks dissected by polygons stick out of the eolian sands.

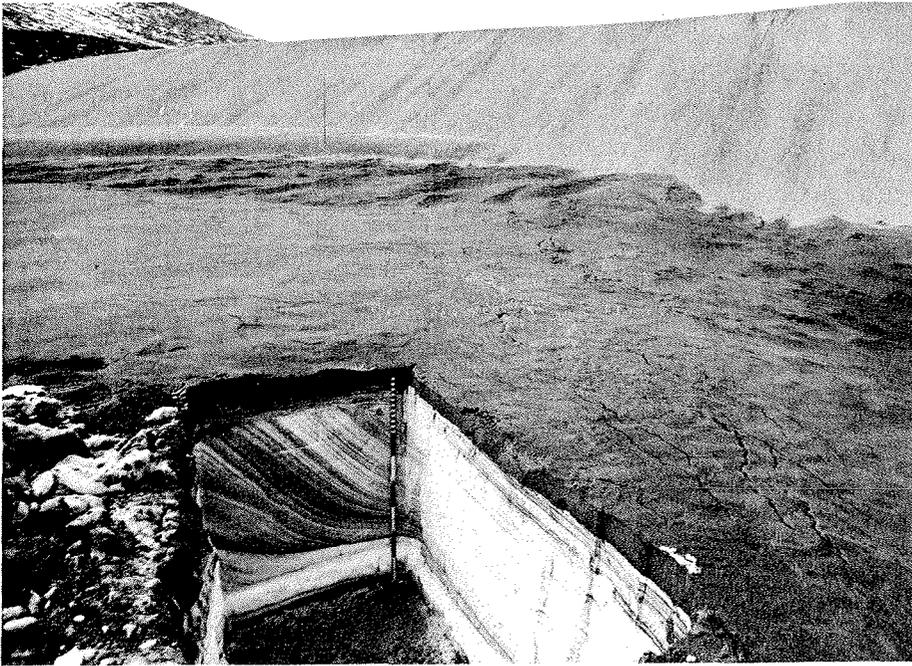


Abb. 18: Die nach Osten einfallenden Schnee- und Sandschichten wurden von Westwinden im Winterhalbjahr abgelagert. Unter den erwärmten Sanddeckenschichten taut der Schnee. Die entstehenden Absenkungen erzeugen Risse in der feuchten Sandoberfläche. Direkt vor dem Steilhang der Düne verursachen die Schneeschichten eine erhöhte unruhige Oberfläche.

Fig. 18: Snow and sand layers dipping towards the east are deposited by westwinds during the winter term. Below warmed sand covered snow melts away. Resulting subsidences cause fissures within the damp sand cover. Close to the slip face of the dune snow accumulations form an elevated hummocky surface.

chen Form bilden sie sozusagen eine Mischung von Sastrugi und Mikroschneedünen. Diese nicht horizontalen Schneeanhäufungen werden später vom Dünen sand begraben. Geraten diese damit zunächst unter der Dünenoberfläche liegenden Schneeanreicherungen durch Deflation des Decksandes wieder in die Nähe der Oberfläche, wo die Temperaturen im Sommer über null Grad ansteigen, so durchfeuchtet das Schneeschmelzwasser den darüber liegenden Sand. Diese so durchfeuchteten Sande werden damit resistenter gegen Ausblasung, bleiben eine Zeitlang gegenüber der sich schneller absenkenden Umgebung zurück und bilden dann flache, unregelmäßige Wellen und Bänke innerhalb der Oberfläche des Luvhanges. Die Wechselfolge von ungleich mächtigen Schnee- und Sandschichten wird örtlich durch die äolische Abtragung diskordant angeschnitten (Abb. 18).

Die Schneelagen tauen bei entsprechender Wärmezufuhr durch Umformung der kurzweiligen Einstrahlung teilweise an. Die feuchten Sandschichten werden erst nach dem sukzessiven Trocknen langsam ausgeweht. Die durch Tauen und Nachsacken von liegenden Schneeschichten ihrer Stabilität beraubten Sandschichten brechen nach und bilden zeitweise eine neue Deckschicht feuchten Sandes. Zementierte Sandlagen und Schneeschichten werden örtlich herauspräpariert, so daß sich die Schichtung und Ablagerungsrichtung der einzelnen Sand-Schneelagen gut beobachten läßt. Es zeigen sich zum Teil dicht nebeneinander ältere Erosions- und Sedimentationsphasen. Örtlich sind die Schichten in einer Art Kreuzschichtung kompliziert ineinander verschachtelt. Der Anteil der eingelagerten Schneeschichten und ihre Dicke ist sehr unterschiedlich und keiner Regelmäßigkeit unterworfen. Oft sind auch nur wechselnde Schneeanteile innerhalb einer Sandschicht enthalten.

Hinter den Windgassen sind die Firstlinien der westlich anschließenden Dünen meist deutlich höher aus-

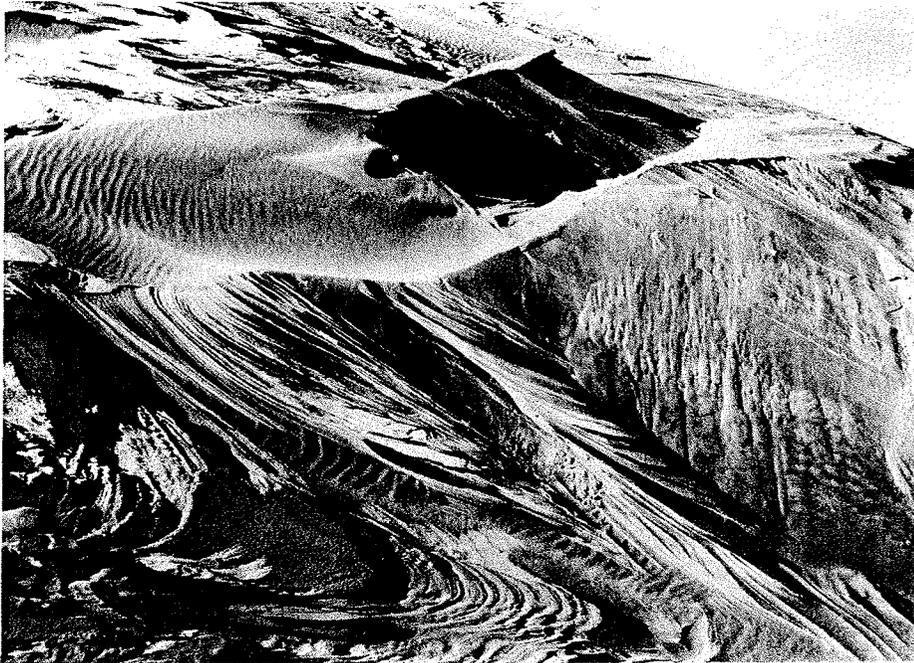


Abb. 19: In den Windgassen der Dünen wird die komplexe Stratigraphie der Schneeschichten und der zementierten Sandlagen herauspräpariert. Einzelne stabile Schichten ragen blätterartig heraus (vorn rechts). Darüber fließt der Sand in schmalen Bahnen nach unten. Links vorn im Bild sind größere zementierte Sandstücke abgerutscht. Im trockenen Sand an der Oberfläche zeigen Sandrippeln die Windrichtung an.

Fig. 19: Where the wind is funneled through narrow depressions within the dunes the complex bedding patterns are carved out by wind erosion. Cemented, foliaceous sand layers protrude from the surface. On dry sand surfaces parallel ripples transverse to the wind direction are developed.

gebildet. Der nicht geradlinige Höhenverlauf der Firstlinien kanalisiert auch hier wieder den Windstrom und schafft differenzierte Ausblasungs- und Sedimentationsverhältnisse, die aber schnell mit den geschaffenen Formveränderungen wechseln. Dort, wo die Sandzufuhr größer ist als die Deflation, werden die feuchten, resistenten Schnee-Sandbänke vom Sand überlagert und begraben. Im folgenden Winter werden die angetauten Schneeschichten und der feuchte Sand durch Gefrieren des Wassers zementiert. Bei weiterer Überlagerung durch Sand — dazu genügen wenige Zentimeter — gelangen diese verhärteten Schichten in den Permafrostbereich.

Einige der schneereichen Sandflecken, die nur eine dünne Sandbedeckung besitzen, ermöglichen, daß größere Wärmemengen an den Schnee gelangen, und tauen somit stärker. Hier kommt es zu Sackungen, und örtlich bilden sich sogar kleine wassergefüllte Senken (Abb. 20). Bei kaltem Wetter gefrieren diese Wasserschichten bis zum Permafrost und bilden einige Zentimeter bis über einen Dezimeter dicke Eisplatten, die danach erst wieder sehr langsam tauen.

Charakteristikum der unteren Luvhänge, die im Winter bei umgekehrten Windrichtungen zum Leehang werden, ist, daß im Sommer nur wenig oder kein trockener Lockersand anzutreffen ist. Transportfähiger Sand wird schnell weiter verweht. Der sommerliche Luvhang, der im unteren Bereich in das Dünenal übergeht, ist nur ein Durchgangsgebiet für den Sand. Die Dünenäler enden windwärts am Steilhang der nächsten Düne bzw. an deren vorgelagerten Sandakkumulationen.

Tiefenlinien im Dünenfeld ergeben sich nicht nur in der Längsachse zwischen zwei parallel zueinander angeordneten Dünenrücken. Da die Dünen nicht geradlinig verlaufen, kommt es an den nach vorn in Wind-



Abb. 20: Im späten Sommer füllen sich in einigen Dünentälern Thermokarstdepressionen mit Schneeschmelzwasser aus den sandüberdeckten Schneeschichten. Im Randbereich dieser Wasserlachen blühen meist Salze aus.

Fig. 20: During late summer in some interdune areas thermokarst depressions are filled with snow meltwater from sand covered snow layers. Marginally salt very often effloresces around these ponds.

richtung vorgreifenden Dünenseiten zum Auflaufen auf die Vorderdüne. Morphologisch ergeben sich daraus Dünenkessel, die aber meist noch eine geöffnete Seite besitzen. Wie stark die bodennahen Luftströme hier abgelenkt und örtlich verwirbelt werden, zeigen wiederum die dortigen Sand- und besonders die Schneeanreicherungen in den toten Winkeln dieser Dünenkessel.

Vor manchen Dünen bilden sich auch Sandanhäufungen, die mehr oder weniger senkrecht zu den Firstlinien der Hauptdüne ausgerichtet sind. Die Ursache ist hier meist erhöhter Sandtransport über einen niedrigen Bereich der Hauptdüne oder die Lage hinter einer Windgasse. In jedem Fall ist aber entscheidend, daß die kanalisierten Luftströmungen größere Sandmengen herantransportieren. Ist die Sandbilanz negativ, muß in der gleichen Position mit starker Winderosion gerechnet werden. Was sich an einer bestimmten Stelle im Dünenfeld an Formgebung abspielt, ist mit den Vorgängen im Luv gekoppelt. Bei Veränderung des Dünenreliefs im Luv wird eine morphologische Kettenreaktion in der Dünenabfolge im Lee in Gang gesetzt.

3.3 Sonderformen

Nicht alle der größeren und mehrere Meter mächtigen Dünen besitzen einen ausgeprägten, steilen Leehang. Manche der Dünen haben nur über einem kurzen Abschnitt des nach Nordwesten gerichteten Leehanges einen ca. 32° steilen Dünenhang ausgebildet, während der Rest des Leehanges eine mehr oder weniger flache konvexe Form besitzt. Zumeist ist die konvexe Leehangform an beiden Außenseiten dieser Dünen entwickelt.

3.4 Initialformen der Dünen

Ein Großteil der Dünensande stammt ursprünglich aus dem Gletschervorfeld des Victoria Lower Glacier. Das Gletscherschmelzwasser durchquert hier die Grundmoräne, örtlich ältere Sanderflächen sowie einige ältere Moränenstapeln. In den verwilderten Abflußlinien, die in dem breiten Talboden pendeln, werden

die Sande weitertransportiert, sortiert und damit angereichert. Der Wind nimmt die Sandkörner aus allen diesen glazigenen und glaziofluvialen Oberflächen auf und verdriftet die Sandmassen vorwiegend im Sommer nach Westen. Die ersten Dünen sind aber erst ca. 3 km westlich vom Gletscherende zu beobachten, wo die Packard Glacier-Moränen in das Tal vordringen. Die Bereiche östlich davon zeigen aber sehr wohl schon kleinere äolische Formen. Hinter den aus der Oberfläche herausragenden Moränenblöcken haben sich fast überall Sandanhäufungen mit Rippeln ausgebildet. Die Luvseiten sind meist freigeweht. Nur die größten Blöcke haben auch hier Sandakkumulationen. Große Areale sind durch rückenartige Moränenhügel geprägt. Hier sind besonders die Tiefen im Windschatten und die Polygonrisse mit Sand überdeckt. Die Höhen zeigen eine fortgeschrittene Entwicklung zum Steinpflaster.

Je näher an den ersten Dünen gelegen, um so mehr nimmt eine allgemeine Flugsandüberdeckung an Mächtigkeit zu, aus der sich schließlich auch Serien von flachen Sandrücken abzeichnen. Nach Norden, zum ansteigenden Talhang hin, dünnt die Sandüberdeckung schnell aus.

Ein ähnliches Bild wie östlich der Dünen ergibt sich auch zwischen den Dünen, wo einzelne Moränenhügel von Dünen gerade verlassen oder noch nicht völlig übersandet sind. Hier, wie auch in den Tiefen zwischen den Moränenhöhen, ragen Gesteinsblöcke verschiedener Größe aus den Sanden heraus.

Die beschriebenen Oberflächen sind fast identisch mit dem Bild der Marsoberfläche, das von der NASA-Viking-1-Sonde übermittelt wurde (SIMEN 1977). Das Bild einer so auffallend gleichen Schutt- und Sandwüste deutet darauf hin, wie ähnlich die Formungsbedingungen auf dem Mars und in den Dry Valleys der Antarktis sind (Abb. 21). Hohe Temperaturgegensätze und Trockenheit sorgen für eine intensive physikalische Verwitterung. Starke Winde verlagern die dabei gebildeten Sande über eine vegetationslose, schuttüberlagerte Oberfläche. Die Formkonvergenz sollte jedoch nicht vergessen machen, daß die Formungsbedingungen bei allen Ähnlichkeiten auch sehr große Unterschiede aufweisen (z. B. unterschiedlich dichte Atmosphäre und eine wesentlich kleinere Anziehungskraft auf dem Mars), deren Auswirkung auf die äolischen Prozesse hier nicht analysiert werden kann.

3.5 Äolische Formen westlich des Packard Glacier-Abflusses

Im Westen des durch den Packard-Glacier-Abfluß geteilten Dünenfeldes verflachen die Dünen und gehen schließlich in niedrige Sandrücken über, die sich nördlich vom Lake Vida über eine Länge von 1 km ausdehnen. Im Gegensatz zu den Dünen sind sie zumeist in der Längsachse des Tales von Ost nach West ausgerichtet und haben keine steilen Leehänge mehr. Lediglich eine größere, voll ausgebildete Düne ist noch nördlich vom westlichen Lake Vida vorhanden. Sie verdankt ihre Entstehung einer Höhe im Talhang, die in das Tal hineinragt. Noch weiter westlich werden bereits die von West nach Ost gerichteten katabatischen Winde vom hohen Eisplateau beherrschend und formen niedrige Kieswellen.

4. SANDRIPPELN IM DÜNENFELD

In den ausgetrockneten lockeren Sanden innerhalb des Dünenfeldes bilden sich in verschiedenen Reliefpositionen Sandrippeln in unterschiedlicher Größe und Form.

4.1 Sandrippeln auf den Luvhängen der Dünen

Die Luvhänge der Dünen (Abb. 22) sind in der Regel mit Rippeln ausgestattet, die im Mittelteil der Düne annähernd parallel zur Dünenlängsachse ausgerichtet sind. Die voraneilenden Seiten der Dünen, die mehr in Windrichtung verlaufen, werden von den Rippelfolgen unter einem Winkel geschnitten, der örtlich verschieden ist und bis zu 90° betragen kann. Da die Luvhänge auch im zentralen Bereich der Dünen durch flache Höhen und Tiefen gegliedert sind, kommen auch hier örtlich z. T. abweichende Rippelrichtungen zustande.

Die Höhe der Rippeln (Amplitude zwischen Wellental und Wellenberg) liegt meist unter einem Zentime-



Abb. 39: Die scheinbare Relation zwischen den Abtragsraten und den Permafrosttiefen. Die Übereinstimmung ist jedoch nur das Ergebnis einer beiderseitigen Abhängigkeit von der eingestrahelten Wärmeenergie. Die Tiefenlage des Permafrostspiegels im Bereich des steilen Lee-hanges wurde nicht angegeben, weil hier erwärmter Sand über dem Permafrost abgelagert wurde. Die Mächtigkeit von Sandschichten mit Temperaturen über 0 °C repräsentieren hier nicht den Auftauboden.

Fig. 39: Seeming relationship between erosion rates and depth of active layer. The conformity is only the result of the mutual dependence of heat energy from solar radiation. The depth below the surface of the permafrost table on the lee slope of the dune was not given because warmed sand was deposited here on the permafrost ground. Thicknesses of sand layers with temperatures above the freezing point do not represent the thickness of the active layer.

ter. Eine gewisse Häufigkeit zeichnet sich im Bereich zwischen 0,3 und 0,5 cm ab. Die Wellenlänge (Abstand zwischen zwei Rippelfirsten) variiert zwischen 5 und 12 cm. Aber auch hier wurden Beispiele beobachtet, die außerhalb dieser Grenzen liegen. LINDSAY (1973) fand Wellenlängen zwischen 5 und 8 cm, SELBY (1974) solche zwischen 3 und 5 cm bei einer Wellenamplitude von 10 mm. Im Luv-Fußbereich der großen Düne nördlich des Lake Vida wurden von uns über 30 cm Wellenlänge beobachtet.



Abb. 22: Der nach Osten exponierte Luvhang der Düne (D). Im Hintergrund der Packard Glacier, von dem aus durch die Moränenblöcke für maximal einige Wochen im Dezember/Januar die Schmelzwasser abfließen, die das Dünenfeld durchqueren. Links von der Bildmitte zwei Zelte des Basislagers, rechts am mittleren Bildrand eine kniende Person beim Messen. Der abgebildete Dünenlufthang ist durch einzelne flache Tiefen und Höhen in sich gegliedert. Entsprechend verläuft auch die Firstlinie nicht geradlinig in einer Höhe. Dieses Relief im Hang wurde durch resistente zementierte Schnee-Sandschichten verursacht, die aus der allgemeinen Luvhangoberfläche herauspräpariert wurden und damit die bodennahe Luftströmung um diese Hindernisse herum kanalisiert. Ein Indikator für die im Detail örtlich sehr ungleichen äolischen Formungsbedingungen sind die Sandrippeln, die das Kleinrelief des Dünenhanges überziehen. Da die Rippeln in ihren Längsachsen quer zur jeweiligen Luftbewegung ausgebildet sind und ihre Wellenlängen ein Maß für die herrschenden Windgeschwindigkeiten darstellen, kann abgelesen werden, wo im einzelnen die Luftströmungen bei einer bestimmten Windgeschwindigkeit während oder vor der Aufnahme verlaufen sind, und welche relativen Unterschiede der bodennahen Windgeschwindigkeiten vorkommen. Hinter den aus der Oberfläche herausragenden zementierten Schnee-Sand-Hindernissen reißt der Luftstrom örtlich ab und bildet Wirbel, so daß der Sandhang im Lee direkt hinter der Höhe keine Rippelbildungen aufweist (s. Bild unten rechts). Wie sehr bereits eine singuläre, zementierte Schicht das regelmäßige Bild der Rippeln stört, zeigt die gerade Linie kurz vor dem Dünenfirst in der Mitte des Bildes. Da die Tiefenlinien im Luvhang auch als Windgassen wirken, kommt es hier erstens zu größerer, schnellerer Winderosion, und zweitens ist hier mit größerem Sanddurchgang zu rechnen. Das bedeutet, daß der Dünenfirst dahinter schneller wandert, weil die akkumulierte Sandmenge pro Zeiteinheit im Vergleich zur direkten Nachbarschaft größer sein muß. Entsprechend kann an diesen Stellen auch die vor dem steilen Abrutschhang angesammelte Sandmenge zunehmen.

Fig. 22: East-facing windward slope of dune (D). In the background, north, Packard Glacier is located from where for some weeks during December and January meltwater flows off and crosses the dune field. Left of center two tents of the base camp, at the northern end of the dune a kneeling figure for scale. The windward dune slope is differentiated by slight elevations and dips along the crest line. The inner slope relief is caused by more resistant cemented snow-sand layers in the midst of dry loose sand surfaces. See example of a single outcropping, cemented layer close and parallel to the crest line of the dune. Depressions in the slope surface and outcropping cemented snow-sand banks direct the air streams near the surface and cause local wind erosion. Sand ripples indicate wind directions and velocities. Behind somewhat higher obstacles the air stream is interrupted and no ripples are formed (see lower right). Behind depressions through which higher quantities of sand are transported the dune crest migrates ahead faster.

4.2 Sandrippeln am Fuße des Leehanges der Dünen

In den lockeren Sanden vor den steilen Abrutschhängen der Dünen sind die Sandrippeln häufig in einer Richtung angeordnet, die nicht mit der Firstachse der Düne übereinstimmt. Für die Ausbildung dieser Rippeln sind Luftströmungen verantwortlich, die vom Relief innerhalb des Dünenfeldes umgelenkt werden. Die bodennahen Luftbewegungen werden durch Windgassen, größere Gesteinsblöcke und die spezifischen Lagebeziehungen der Dünenrücken bestimmt. Da diese Kleinreliefformen zumeist über längere Dauer stationär sind, verlaufen auch die kleinräumig festgelegten Bodenwinde dauerhaft in gleichen Bahnen. Die Rippeln im Sand zeigen diese örtlichen Windrichtungen an. Die quer unterhalb der Hauptwindrichtung verlaufenden Bodenwinde sind jedoch vergleichsweise schwach, so daß die Sandakkumulationen am Fuße der Leehänge nur sehr langsam seitlich umgelagert werden können.

4.3 Sandrippeln an sonstigen Standorten

Sandrippeln kommen überall vor, wo lockerer, trockener Sand an der Oberfläche von genügend starkem Wind in Bewegung gesetzt werden kann, zum Beispiel auf dem sandüberdeckten Talboden, in den lange Zeit trockenliegenden Abflußlinien der Gletscherschmelzwässer, in den Sandfüllungen der Polygonrisse und in den Sandfahnen hinter Gesteinsblöcken der Moränen. In den blockreichen Moränen kann besonders gut an verschiedenen Rippelgrößen und -richtungen abgelesen werden, wie kompliziert die Luftströmungen im bodennahen Bereich verlaufen.

5. EIGENE UNTERSUCHUNGEN DER SANDVERLAGERUNG IM DÜNENFELD

Die äolischen Formungsprozesse im extremen Polarklima unterliegen besonderen Bedingungen. Allgemein wird angenommen, daß der bis dicht unter die Oberfläche reichende Permafrost die Dünen zementiert, damit die Sandverlagerung im Sommer stark bremst und im Winter völlig zum Erliegen bringt. Zielsetzung unserer Geländeuntersuchungen war es daher, durch Beobachtungen und detaillierte Messungen die äolischen Prozesse vor Ort zu untersuchen und damit einen Beitrag zu Lösung dieser Fragen zu leisten. Für die Messung der Sandverdriftung wurden drei Methoden (Untersuchungsgeräte) angewandt:

A: Blechdosen als Sandfallen im Oberflächenniveau

B: Sandfallen mit verschiedenen hohen Etagen über dem Boden

C: Markierungsstangen am First der Dünen

5.1 Methode A: Dosen als Sandfallen

Blechdosen mit einer Höhe von 17,4 und einem Kreisdurchmesser von 10,5 cm wurden so in den Sand



Abb. 23: Die von Ost nach West wandernden Dünen werden vom Schmelzwasserabfluß des Packard Glacier durchbrochen. Die sich nach Westen verlagernden Sandmassen haben den Abfluß immer weiter verdrängt. Die Polygonrisse im Moränenmaterial sind teilweise durch Sand verfüllt und örtlich fast völlig verdeckt worden.

Fig. 23: Dunes migrating from east to west are dissected by the meltwater of Packard Glacier. The sand masses moving westward have more and more displaced the runoff stream. Polygon fissures within the moraine regolith are partly filled with sand and in places almost completely covered.

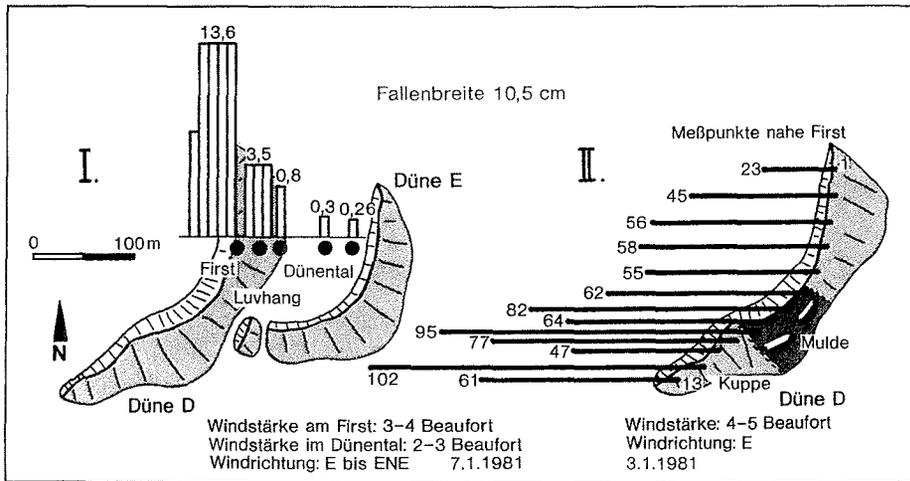


Abb. 24: Der gemessene Sanddurchgang (in g/min.) in verschiedenen Bereichen des Dünenreliefs.
I. Die Fläche der über dem Meßpunkt eingezeichneten Rechtecke repräsentiert die Sandmenge, die pro Minute bei den dortigen Windgeschwindigkeiten durchtransportiert wird. Es zeigt sich, daß die Sandverlagerung fast ausschließlich auf die einzelnen Dünen beschränkt bleibt, der Sandtransport von einer Düne über das Düental zur nächsten Düne ist minimal.
II. Die Strichlängen, die von der Düne ausgehend nach Westen zeigen, repräsentieren die durchtransportierten Sandmengen nahe dem Dünenfirst. Es ist ersichtlich, daß die verlagerten Sandmengen auf der Talbodenseite im Süden wesentlich größer sind als die auf der Nordseite, wo der ansteigende Talhang den Wind bremst.

Fig. 24: Measured sand transit (in g/min.) in different areas of the dune relief.
I. Surfaces of rectangles above location points of measurement represent sand quantities, which are transited at local wind velocities every minute. Evidently, sand transport is almost completely limited to individual dunes, sand exchange from one dune to the next through interdune areas is very restricted.
II. Lengths of lines originating from the dune and extending westward represent sand transit close to the dune ridge. Obviously, displaced sand masses are much larger on the valley floor in the south than on the steepening northern slope which slows down wind velocities.

eingelassen, daß ihr Rand mit der benachbarten Oberfläche horizontal abschloß. Mit dieser Methode läßt sich die Menge des Sanddurchganges direkt an der Oberfläche einer bestimmten Stelle innerhalb der Düne pro Zeiteinheit feststellen. Außerdem kann an der Sandfüllung das Korngrößenspektrum bestimmt werden. Der oberhalb der Oberfläche durchgehende Sand wird nicht mit erfaßt, d. h. gemessen wird somit vor allem der Bodencreep.

Für Meßreihe I (Abb. 24) wurden fünf Blechdosen in einer Linie vom First über den Luvhang bis ins Düental als Sandfallen in die Oberfläche eingebracht. Es zeigte sich, daß die Sandbewegungen im Lockermaterial des Firstes am aktivsten waren, während in den feuchten Sanden des Düentales nur ein sehr geringer Sanddurchgang zu verzeichnen war. Die Gesamtdauer betrug jeweils 150 Min. In dieser Zeit wurden zwischen 39 g im Düental und 2036 g am First aufgefangen.

Für Meßreihe II (Abb. 24) wurden dreizehn Blechdosen entlang der Firstlinie der Düne D in die Oberfläche eingebracht. Die Entfernung der Meßpunkte hangabwärts vom First variierte zwischen ein bis zwei Metern, lediglich Meßpunkt 7 war 5 m und Meßpunkt 13 war 12 m entfernt. Hier sollten Reliefbesonderheiten (Muldenlage) geprüft werden. Im Längsverlauf lagen die Meßpunkte zwischen 3 m bis 8 m weit auseinander. Es zeigte sich, daß sowohl Mulden wie Windgassen (Meßpunkte 6-10) als auch exponierte höhere Kuppen (Meßpunkt 12) besonders viel Sanddurchgang aufwiesen. Allerdings ist im Gesamtvergleich zu berücksichtigen, daß die südlicher gelegenen Meßpunkte dadurch bevorteilt waren, daß im Zwischenbereich der Dünen G-D leicht ausblasbare, lockere Sandakkumulationen zur Verfügung standen. Außerdem ist der Wind am südlichen Außenrand des Dünenfeldes ungebremster als inmitten des Dünenfeldes. Auf der äußeren Nordseite der Düne, dort, wo der Talhang beginnt, nahm der Sanddurchgang rapide ab, hier wird der Wind stark gebremst.

Das Ergebnis der Untersuchungen deutet an, daß ein großer Anteil der bewegten Sandmengen nur inner-

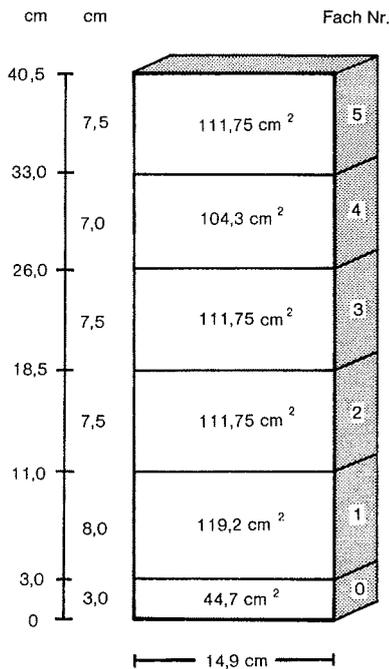


Abb. 25: Schematische Skizze der Sandfalle.
Fig. 25: Schematic sketch of sand trap.

halb einer Düne selbst umlagert wird. Dieses trifft besonders dort zu, wo die nächste Düne im Luv weiter entfernt liegt. Dort, wo die Dünen näher benachbart sind oder gar teilweise zusammenwachsen, sind die Verhältnisse natürlich anders.

5.2 Methode B: Der äolische Sandtransport in verschiedener Höhe über der Oberfläche

Eine Sandfalle mit verschiedenen hohen Öffnungen wurde auf die Oberfläche der Düne gesetzt (Abb. 25). Die in den verschieden hoch über der Oberfläche befindlichen Fächern festgehaltenen Sandmengen wurden gewogen und auf ihre Korngrößenzusammensetzungen hin untersucht. Entsprechend den Abmessungen der benutzten Sandfalle (s. Abb. 25) wurden folgende Höhenbereiche unterschieden: Fach 0: 0–3 cm, Fach 1: 3–11 cm, Fach 2: 11–18,5 cm, Fach 3: 18,5–26 cm, Fach 4: 26–33 cm, Fach 5: 33–40,5 cm. Die Fächerbreite betrug 14,9 cm.

Der Sanddurchgang dicht über der Oberfläche ist erwartungsgemäß mit Abstand am größten (Abb. 26). Hier wird sowohl Sandrollen wie -springen erfaßt. In den Fächern oberhalb Fach 0 wurden nur noch springende Körner aufgefangen. Die Sandmenge nimmt mit zunehmender Höhe rapide ab, bei geringen Windgeschwindigkeiten werden die oberen Etagen der Sandfalle kaum noch von Sandkör-

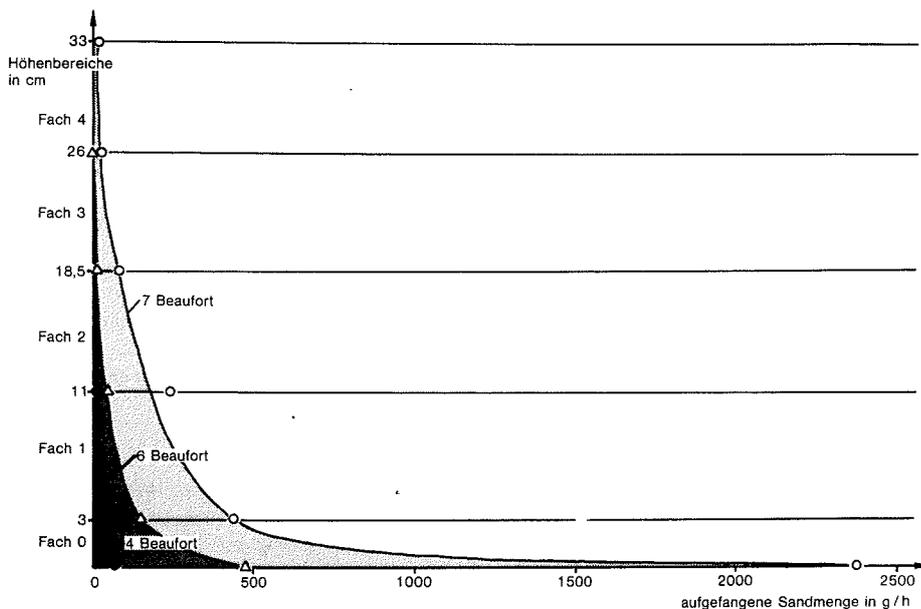


Abb. 26: Durchschnittlicher Sanddurchgang (g/h) in Abhängigkeit von der Höhe über der Oberfläche und bei verschiedenen Windstärken (gemessen 2 m über dem Boden), 12 m östlich vom First der Düne D (Meßwerte vom 7. 12. 1980 bis 6. 1. 1981).

Fig. 26: Mean sand transport (g/h) in relation to height above ground and at different wind velocities measured 2 m above surface and 12 m east of dune ridge D (data from Dec. 7, 1980, till Jan. 6, 1981).

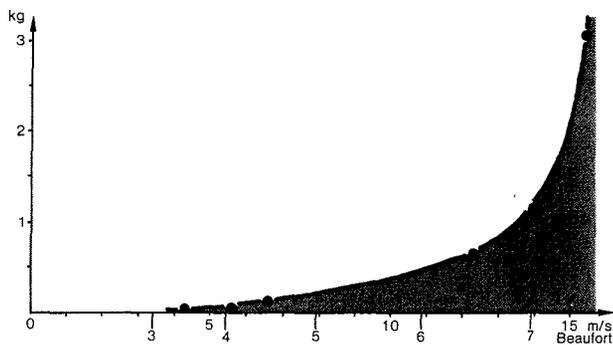


Abb. 27: Durchschnittlicher Gesamtdurchgang des Sandes (kg/h) in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit. Gemessen mittels der beschriebenen mehretagigen Sandfalle 12 m östlich vom First der Düne D im Zeitraum vom 7. 12. 1980 bis 6. 1. 1981.

Fig. 27: Mean total catchment of sand (kg/h) in relationship to different wind velocities. Measured by using the described multi-storey sand trap, 12 m east of dune ridge D, from Dec. 12, 1980, till Jan. 6, 1981.

nern erreicht. Aber auch bei höheren Windgeschwindigkeiten kommt oben nur noch relativ wenig Sand an. Die Unterschiede der aufgefundenen Sandmengen in den einzelnen Etagen sind bei stärkerem Wind wesentlich deutlicher. Unsere Messungen, die in Abb. 26 dargestellt sind, beschränkten sich auf die Windstärken Beaufort 4, 6 und 7. Es zeigt sich, daß bei Windstärke Beaufort 4 noch sehr wenig Material transportiert wird. Oberhalb von 20 cm Höhe über der Oberfläche wurden nur noch vereinzelte Sandkörner gefunden. Dieses Ergebnis stimmt mit den Berechnungen von BAGNOLD (1941) überein, der eine Windgeschwindigkeit von etwa 7 m/sec, entsprechend Beaufort 4, bestimmte, bei der die Sandverlagerung auf Dünen unter sonstigen Normalbedingungen beginnt.

Bei Windstärke Beaufort 6 nehmen die transportierten Sandmengen deutlich zu, und die Höhe der springenden Sandkörner reicht über 25 cm. Mit dem Erreichen von Windstärke Beaufort 7 steigt der Sandtransport sprunghaft an. Die Sandkörner erreichen nun auch Höhen von gut 30 cm oberhalb der Dünen-sande. Bei noch höheren Windgeschwindigkeiten nimmt der Sanddurchgang noch weiter rapide zu, doch konnte unter derartigen Bedingungen im Untersuchungszeitraum nicht gemessen werden.

Setzt man den insgesamt in allen Fächeretagen aufgefundenen Sand in Relation zur Windgeschwindigkeit, so ergibt sich das Bild einer immer steiler ansteigenden Kurve. Der besonders steile Kurvenanstieg liegt bei Windstärke 7. Die absoluten Gewichtsmengen haben hier wenig Aussage, da sie von der zufälligen Fallengröße abhängen. Die Kurvenform ähnelt der Kurve von BAGNOLD (1941; S. 70), die auf Messungen in heißen Wüsten und im Windkanal beruht. Der in der Kurve dargestellte Zusammenhang zwischen Sandtransport und Windgeschwindigkeit gilt aber nur, wenn dem Wind beliebig viel transportfähiger Sand zur Verfügung steht. Das ist, wie gezeigt werden kann, in den Dünen des Victoria Valley nicht überall gegeben. Allein dort, wo (meist nur in Firstnähe) trockener, nicht zementierter Sand an der Oberfläche vorhanden ist, kann bei höherer Windgeschwindigkeit auch wesentlich mehr Sand weggeweht werden. Wo der Sand erst getaut und getrocknet werden muß, ist die Nachlieferung freier Sandkörner weit langsamer als die Ausblaskapazität des Windes pro Zeit. Da die Sandfalle in einem Bereich lockeren, trockenen Sandes in Firstnähe stand, ist das in Abb. 27 gezeigte Kurvenbild ebenso wie Bagnolds Ideal-kurve irreführend und nicht repräsentativ für die extrem polaren Bedingungen im Victoria Valley.

5.3 Die Korngrößenzusammensetzung der Dünensande

Mittels der beschriebenen Sandfalle (Abb. 25) wurden über einen Zeitraum von 5 Wochen zahlreiche Messungen auf dem Luvhang der Düne D durchgeführt. Die in den einzelnen Fächern der Sandfalle aufgefundenen Sande wurden getrennt voneinander gesammelt. Aus jeweils einer Durchschnittsprobe der einzelnen Fächer wurde zuletzt die Korngrößenzusammensetzung bestimmt (Abb. 28).

In den beiden oberen Fächern 4 und 5 (mehr als 26 cm über der Oberfläche) wurde während der Untersuchungszeit mangels stärkerer Winde (über Beaufort 7) nur so wenig Sand eingefangen, daß eine Siebana-lyse nicht möglich war. Vor der Siebung wurden die Sandproben getrocknet. Die Wassergehalte lagen bei allen Proben unter 0,1 Gew.-%. Aus den Korngrößendiagrammen ist abzulesen, daß bereits in den drei

unteren Fächern (0—2) kaum noch Grobsand abgelagert wurde, im dritten Fach der Grobsand bereits völlig fehlte. Über 90% der Sande liegen zwischen den Korngrößen $\geq 0,1$ mm und $< 0,4$ mm, etwa jeweils die Hälfte davon gehören zur Fraktion $\geq 0,1$ mm und $< 0,4$ mm. Der Schluffanteil ($< 0,063$ mm) bleibt mit 0,01 Gew.-% sehr gering. Das Korngrößenspektrum der in verschiedener Höhe über der Dünenoberfläche aufgefangenen Sande wird somit von Fein- bis Mittelsand beherrscht.

Die Korngrößen nehmen nach oben hin generell ab, doch sind hier einige Ausnahmen zu erkennen, deren Ursache in der Genauigkeit der Methode zu suchen ist. Über 26 cm (oberhalb Fach 3) wurde kein Grobsand (über 0,1 mm) mehr festgestellt.

Die Dünen sande sind durch äolische Sortierung so stark auf die Korngrößenfraktionen Feinsand — Mittelsand eingeschränkt, daß bei mittleren Windgeschwindigkeiten kaum noch eine weitere Sortierung im bodennahen Bereich stattfindet. Die bei der äolisch verursachten Sandbewegung kombiniert auftretende Saltation und Reptation sorgen für eine Verwischung der Korngrößengrenzen, die durch verschiedene Windgeschwindigkeiten transportiert werden. Das gleiche gilt auch für die Sortierung mit zunehmendem Abstand von der Oberfläche.

Entlang eines Profils über die Dünen und Dünentäler der Dünen D-E-F wurden an 20 Entnahmestellen Sandproben aus den oberen 2 cm der Oberfläche entnommen und mittels der Siebsätze nach DIN 4188 die Standardkorngrößenfraktionen bestimmt (Abb. 29/30). Vor dem Sieben wurden die Proben bei 105 °C getrocknet. Die Wassergehalte lagen bis auf eine Ausnahme unter 0,1 Gew.-%; lediglich Probe 12 aus dem Düental D/E, wo der Sand auch an der Oberfläche feucht erschien, ergab einen Wassergehalt von 5 Gew.-%.

Das Bild der Korngrößendiagramme ähnelt dem Untersuchungsergebnis der Sande aus der mehretagigen Sandfalle. Auch hier liegt der Anteil der Mittel- und Feinsande (0,1 mm bis $< 0,4$ mm) meist über 90%, die Grobsandfraktion bleibt minimal und der Schluffanteil erreicht in keiner Probe 0,5 Gew.-%. Etwas

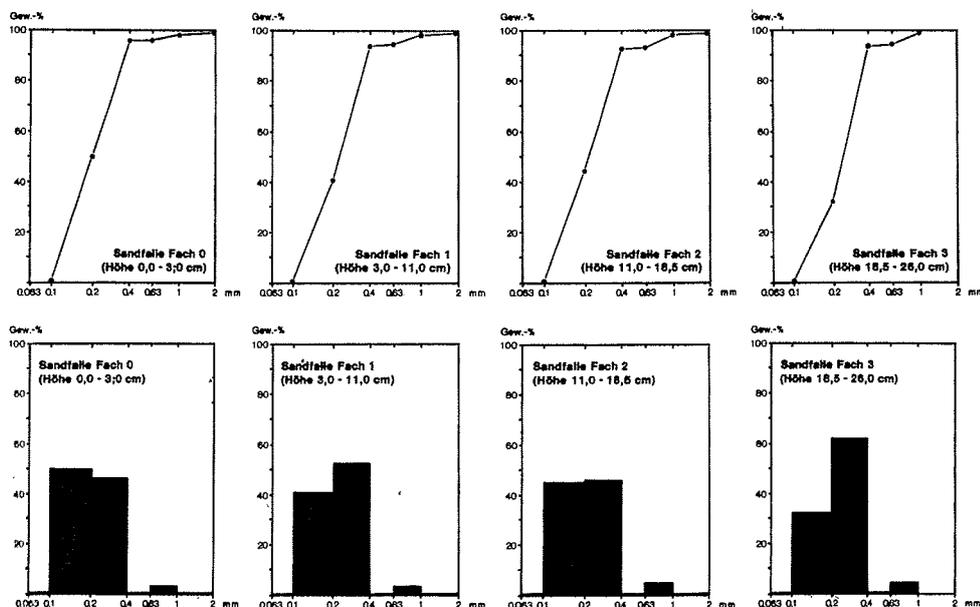


Abb. 28: Korngrößen von Sandproben aus 4 Etagen der beschriebenen Sandfalle.

Fig. 28: Grain size curves and histograms of sand samples from 4 levels of the sand trap described above.

modifiziert erscheint das Bild bei den Proben aus den Dünentälern (Proben 10–13 und 19–21), wo der Anteil von Grobsand und Feinkies höher sein kann, weil hier örtlich unsortiertes Moränenmaterial in die Dünenande eingeschaltet ist. Diese größeren Fraktionen werden auf den Dünenoberflächen nicht ange-

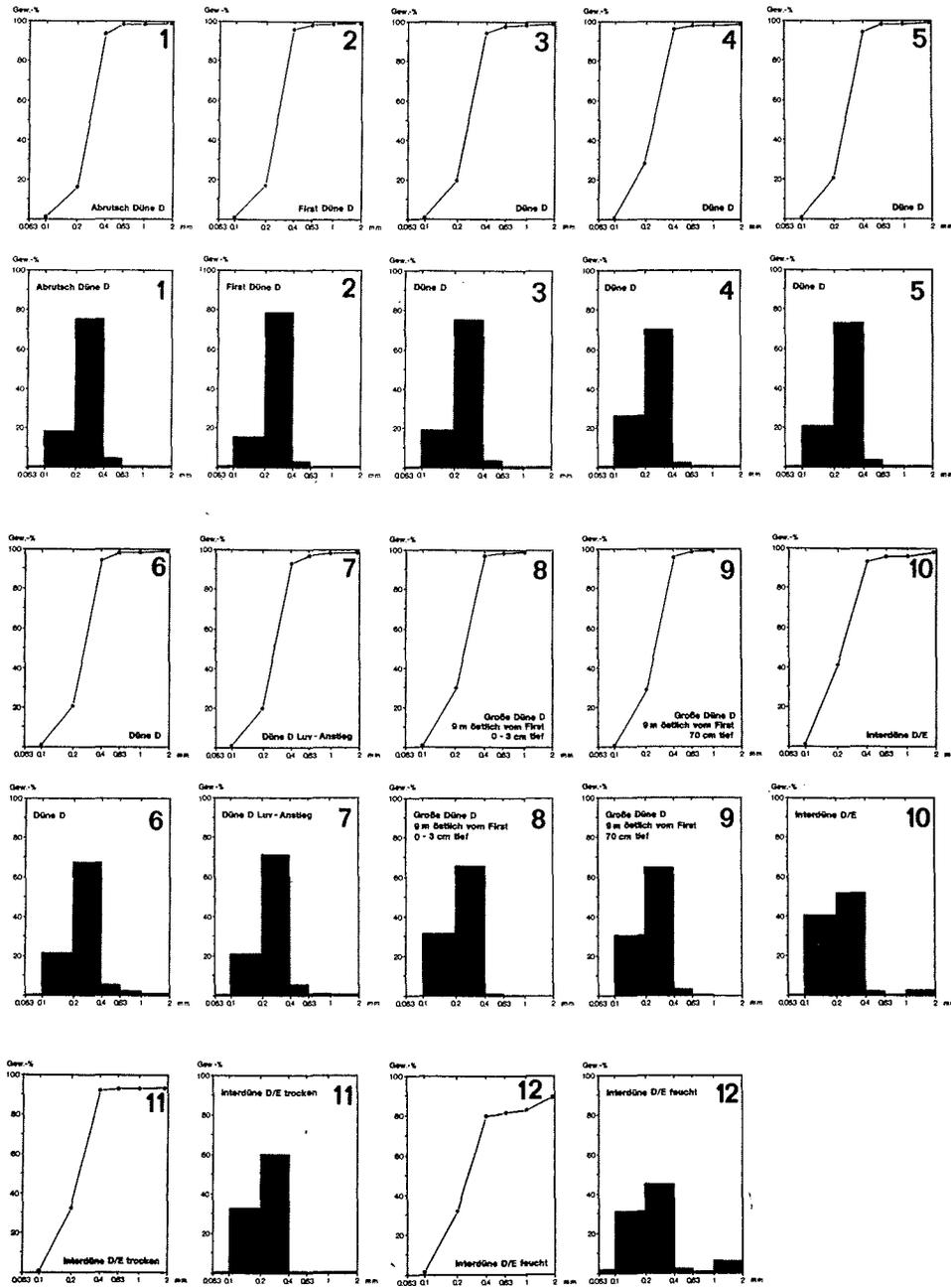


Abb. 29: Korngrößenkurven von Sandproben aus den verschiedenen Reliefeinheiten des Dünenfeldes.

Fig. 29: Grain size curves and histograms of sand samples from different relief units of the dune complex.

troffen. Daraus kann abgeleitet werden, daß die lokalen Windstärken nicht ausreichen, Korngrößen oberhalb von Grobsand aus den Dünentälern auf die Dünen hinaufzutransportieren.

Zusammenfassend kann hervorgehoben werden, daß die Korngrößenzusammensetzung innerhalb der Dünen und zwischen den einzelnen Dünen keine großen Unterschiede aufweist (Abb. 31). Aus den noch weitgehend unsortierten Sanden im Vorfeld des Lower Victoria Glacier (SELBY et al. 1974, PARKER et al. 1974) weht der Wind selektiv die für die Dünen im Victoria Valley typischen Korngrößen im Fein- und Mittelsandbereich heraus. Auch aus den in den Dünentälern an die Oberfläche gelangenden Moränen kann der Wind offensichtlich keine gröberen Partikel in die Dünen verfrachten.

Die Dünenände sind gut sortiert, ihre Zurundung ist aber nur geringfügig ausgeprägter als die anderer Talsande des Victoria Valley (PARKER et al. 1974). Dabei ist zu berücksichtigen, daß neben dem Windschliff auch fluviatile Prozesse und die physikalische, aber auch chemische Verwitterung an der Formung

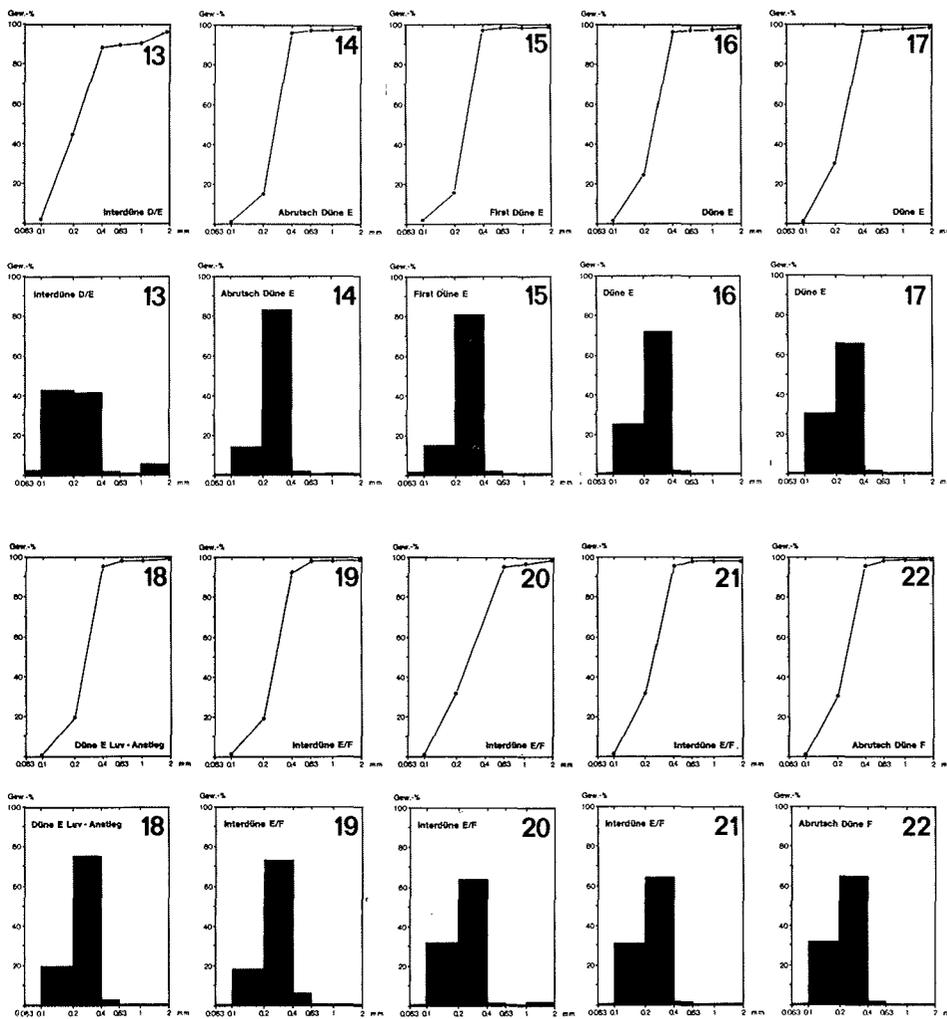


Abb. 30: Korngrößenkurven von Sandproben aus den verschiedenen Reliefseinheiten des Dünenfeldes.

Fig. 30: Grain size curves and histograms of sand samples from different relief units of the dune complex.

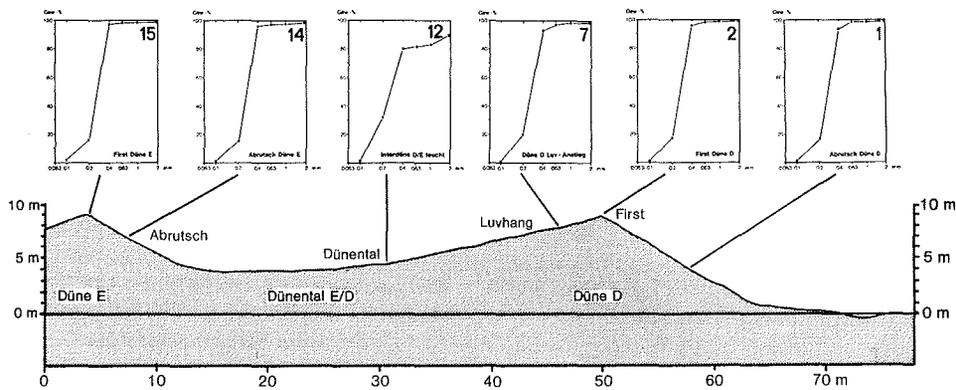


Abb. 31: Zusammenfassende Darstellung von 5 typischen Korngrößenkurven aus dem Querprofil einer Düne des Victoria Valley.

Fig. 31: Summarized presentation of 5 typical grain size curves from a cross-section of a dune at Victoria Valley.

der einzelnen Sandkörner mitgewirkt haben. Ein größerer Anteil der Sandkörner stammt aus dem weit verbreiteten Beacon-Sandstein oder anderen Sandsteinen des Einzugsgebiets der Gletscher und hat bereits eine lange Bearbeitungsgeschichte hinter sich.

5.4 Methode III: Die Firstwanderungen der Dünen

Bambusstangen wurden nahe der Dünenfirste eingesetzt und in bestimmten Zeitabständen die Entfernung zu den westwärts gewanderten Firsten erneut vermessen. Damit wurde das Firstwandern der Dünen pro Zeit bestimmt.

Die im Sommer vorherrschenden Ostwinde wehen die Dünenlande nach Westen. Dementsprechend wandern die Dünen im Sommer von Ost nach West. Die Verlagerung der Dünenfirste ist jedoch von Düne zu Düne verschieden. Je nach Situation innerhalb des Dünenfeldes ist die Sandanwehung über den Luvhang zum First größer oder kleiner. Die Sandzufuhr wird aus mehreren Quellgebieten gespeist: die am First ankommenden Sande stammen innerhalb des Dünenfeldes aus der nächsten Düne im Osten, aus dem östlich anschließenden Dünenfald und aus dem Luvhang der zu betrachtenden Düne. Wieviel hier ausgeweht werden kann, hängt erstens von der Windstärke und zweitens von der Menge der dort frei beweglichen Sandkörner ab. Dort, wo die Sande zementiert sind, muß die sommerliche Einstrahlung die jeweils freigewehte Oberfläche tauen und trocknen, ehe der Sand Korn für Korn äolisch wegtransportiert werden kann. Nur wenn beliebig viel trockener Sand an der Oberfläche vorhanden ist, kann der Wind mit zunehmender Stärke auch immer größere Sandmengen pro gegebener Zeit in Bewegung setzen. Die ausreichende Windstärke ist also ein notwendiger, keineswegs aber hinreichender Faktor für die Größe des äolischen Abtrags. Entscheidend ist letztlich die Wärmebilanz an der Sandoberfläche. Wie schnell die Sandkörner an der Oberfläche durch den Wind ausgeblasen werden können, hängt von der Einstrahlung und vom Wassergehalt der Sande ab.

Die in Abb. 33 dargestellten exemplarischen Firstwanderungen zeigen in ihrer Unterschiedlichkeit, wie variabel die komplexen Standortbedingungen für die Wandergeschwindigkeit der Dünen innerhalb eines Dünenfeldes sind. Hierzu einige allgemeine Anmerkungen:

1. Die Düne D zeigt für den Untersuchungszeitraum nur eine relativ kleine Bewegungsrate. Unter anderem liegt das an ihrer höheren Lage gegenüber den Dünen E und F und vor allem auch an den schneereichen Sandlagen im östlich vor der Düne befindlichen Dünenfald, die nach dem Tauen die Oberfläche stark durchfeuchten.
2. Im Gegensatz zur Düne D liegt die Düne F eng eingebettet in relativ tieferer Lage zwischen den Dünen E und G. Diese Düne bekommt ihre Sandzufuhr daher direkt von der höheren Düne G.

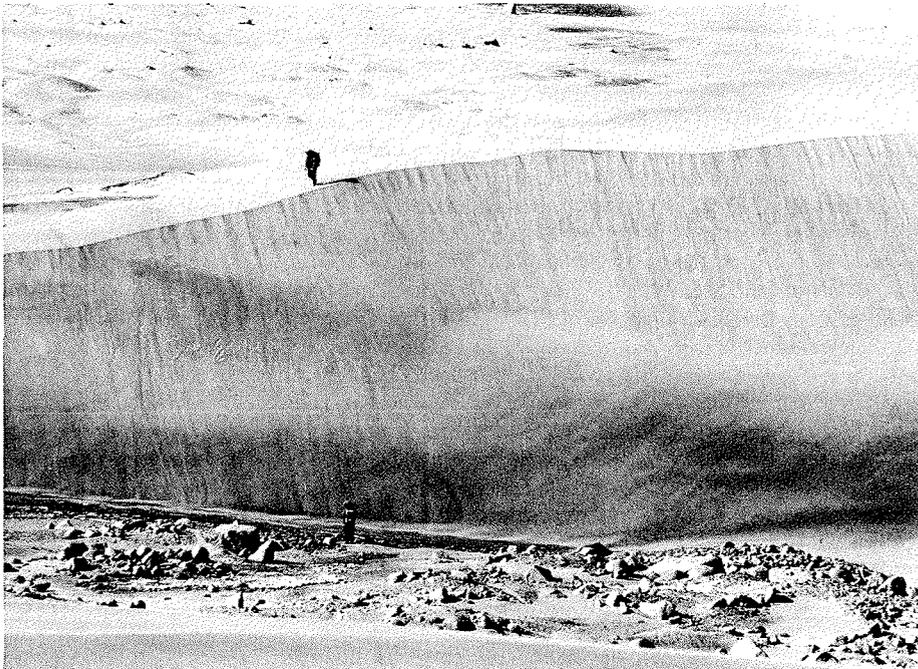


Abb. 32: Eine ca. 12 m hohe Düne überwandert einen Moränenrücken. Vom Steilhang bewegt sich der Sand in breiten Abrutschbahnen zum Fuß der Düne. Sandrippeln quer zum Verlauf des Firstes zeigen die lokal umgeleiteten Luftströmungen in Bodennähe an. Die beiden Personen veranschaulichen die Dimension der Düne.

Fig. 32: An approximately 12 m high dune overruns a moraine hummock. Down the slip face of the lee slope sandflow avalanches move to the apron of the dune where sand ripples at a right angle with the transverse dunes indicate locally diverted air flow close to the ground. Two figures for scale demonstrate the dimensions of the dune.

3. Die nur geringe Vorwärtsbewegung des Firstes der Düne N resultiert unter anderem aus der isolierten, höhenmäßig herausragenden Position über den östlich benachbarten Dünen. Der Luvhang steigt auf den letzten 3 m stark an ($18,5^\circ$ Hangefälle!).

Der summierte Gesamtbetrag der Sandverlagerung wird geomorphologisch durch die Firstwanderung einer Düne in einem gegebenen Zeitabschnitt sichtbar gemacht. Dieser Gesamtbetrag der Firstwanderung zeigt aber nicht, in welchen einzelnen Zeitabschnitten sich die Verlagerung der Düne vollzogen hat. Zur Kenntnis dieser Frage wurde das Ost-West-Wandern der Dünenfirste in kürzeren Zeitabständen vermessen. Aus logistischen Gründen war es nicht möglich, die Meßabstände gleichmäßig zu wählen. Es gab zwischenzeitlich immer wieder kürzere Zeitabschnitte, in denen fernab vom Basislager in den Dünen an-

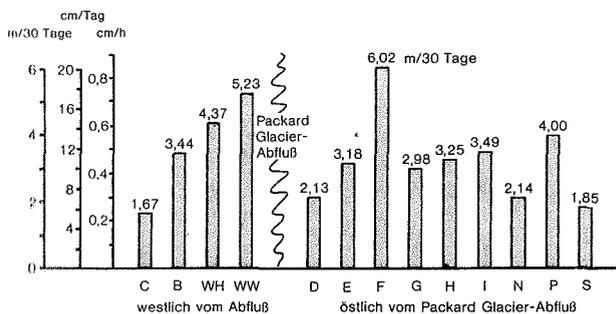


Abb. 33: Firstwanderung ausgesuchter Dünen nach Westen, Meßzeitraum vom 9. 12. 1980 bis 8. 1. 1981, entsprechend 30 Tagen.

Fig. 33: Westward migration of selected dunes from Dec. 9, 1980, till Jan. 8, 1981, representing 30 days.

dernorts Untersuchungen durchgeführt wurden. Die graphische Darstellung in Abb. 34 zeigt aber dennoch, daß die Firstwanderungen der vier ausgewählten, exemplarischen Dünen relativ gleichmäßig verliefen. Allerdings ist bei genauerer Betrachtung zu erkennen, daß die unmittelbar benachbarten Dünen bei sonst gleichen äußeren Bedingungen (Einstrahlung, Temperatur, Windgeschwindigkeiten etc.) sowohl unterschiedliche Endbeträge der Wanderung erzielten als auch innerhalb des Meßzeitraumes zeitweise ungleich schnellere und langsamere Phasen der Firstwanderungen aufweisen. Ein fortschreitend schnelleres Wandern im Verlauf des antarktischen Sommers konnte nicht festgestellt werden. Einstrahlung und Windgeschwindigkeiten, die als Hauptfaktoren der Sandbewegung zu betrachten sind, hängen mehr vom Tages(Nacht)-Wetter ab als von den jahreszeitlichen Veränderungen. Das Wetter und damit auch die Temperaturen im kurzen Hochsommer sind nicht so gravierend verschieden vom Wettergeschehen im Früh- und Spätsommer. Niederschläge spielen für die Dünenwanderung im Sommer so gut wie keine Rolle. Die bremsende Durchfeuchtung der oberflächlichen Dünensande ergibt sich beim Tauen von immer neuen Schneeschichten in den Sanden, die durch die Deflation in unregelmäßigen Abständen nahe an die Oberfläche gelangen. Da die Wechsellagerung von Sand- und Schneeschichten und auch die jeweilige Mächtigkeit einzelner Sand- und Schneeschichten sehr variabel ist, kann es ohne erkennbares System abwechselnd zu Zeiten stärkerer Zufuhr trockenen Sandes kommen, woraus eine aktivierte Sandverlagerung resultiert, oder es kann zu einer Stagnation der Freigabe von Sandkörnern kommen, wenn wasserreichere (schneereichere) Schichten erst getaut und getrocknet werden müssen, ehe größere Sandmengen ausgeweht werden können. In dieser einfachen Tatsache dürfte der Hauptgrund für die zeitweise schnellere oder verlangsamte Firstwanderung der untersuchten vier Dünen liegen. Diese Vorgänge sind individuell von Düne zu Düne unterschiedlich, eine übereinstimmende Gleichmäßigkeit könnte nur zufällig sein.

Um den Zusammenhang zwischen der Dünenwanderung und den jeweils herrschenden Windgeschwindigkeiten zu visualisieren, wurden die Meßergebnisse beider Größen in Diagrammen in Bezug gesetzt

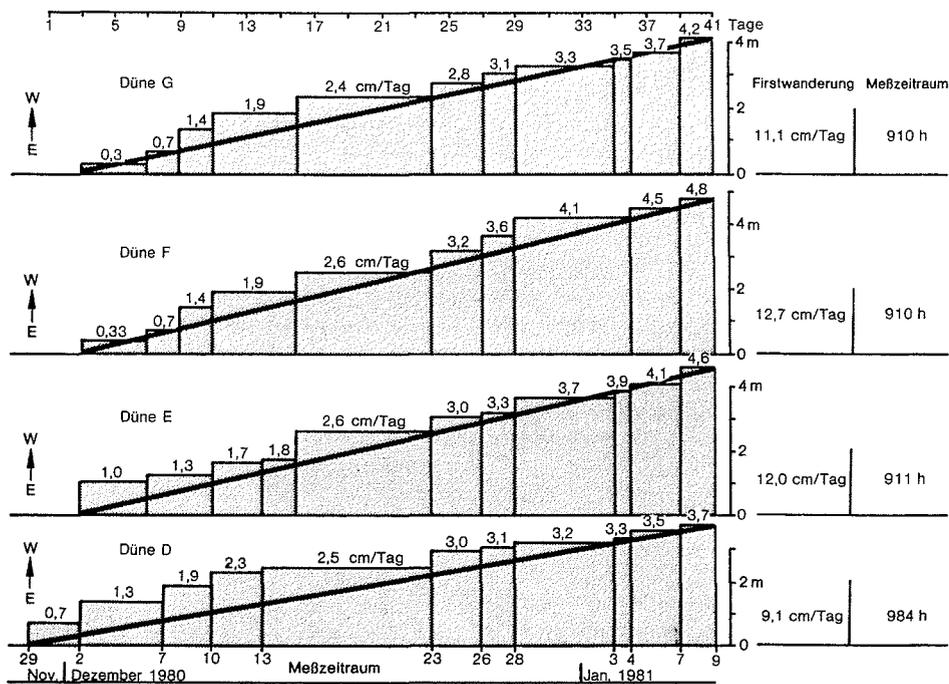


Abb. 34: Die sukzessive Westwanderung der Dünenfirste von vier ausgewählten Dünen im Zeitraum vom 29. 11. 1980 bis zum 9. 1. 1981.

Fig. 34: Successive westward migration of four dune ridges from Nov. 29, 1980, till Jan. 1, 1981.

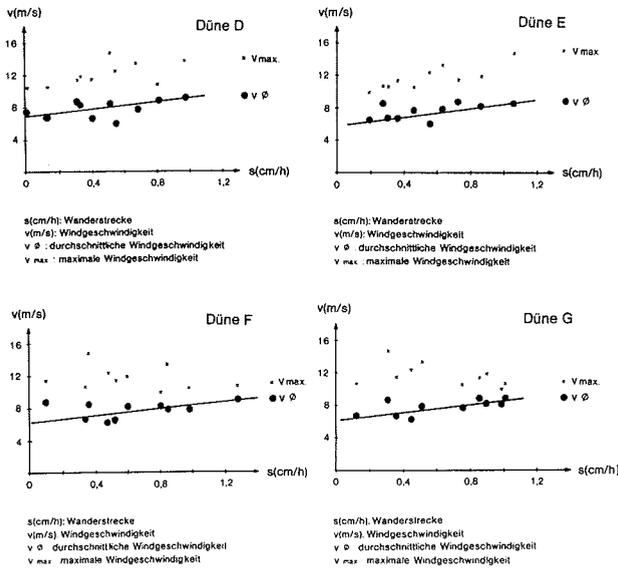


Abb. 35: Die Firstwanderungen von vier ausgewählten Dünen in Relation zu verschiedenen Windgeschwindigkeiten. Es zeigt sich, daß keine klare Abhängigkeit zwischen diesen beiden Größen im Victoria Valley besteht.

Fig. 35: Migration of dune ridges from four selected dunes in relation to different wind velocities. It is evident that no clear dependence between those two data exists in Victoria Valley.

(Abb. 35). Neben den Geschwindigkeiten der Firstwanderungen in cm/h wurden sowohl die maximalen wie die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten, ausgedrückt in m/sec, in das Diagramm aufgenommen. Es ergibt sich ein klares Bild: Die Wanderungsgeschwindigkeiten der Dünen sind nicht primär von den jeweiligen Windgeschwindigkeiten abhängig! Zwar ist ein ganz minimaler Anstieg der mittleren Windgeschwindigkeiten mit Zunahme der Wanderungsgeschwindigkeit der Dünenfirste zu verzeichnen, aber mit der bekannten Bagnold-Kurve ist das Ergebnis nicht zu vereinbaren.

Die Wanderung der Querdünen vollzieht sich nicht in der gesamten Firstlinie geradlinig, wie schon die nicht regelmäßige Krümmung der Firstlinie bei den Barchanen anzeigt. Von der Form her könnte man eher annehmen, daß die flacheren Seiten einer barchanartigen Querdüne immer schneller voranwandern als der höhere Mittelteil. Um diese Fragen zu untersuchen, wurde das Wandern der Firstlinie von Düne F im Längsprofil mittels 12 Bambusstangen als Markierung über einen Zeitraum von 31 Tagen und 4 Stunden vermessen (Abb. 36).

Die Meßergebnisse zeigen, daß entgegen der Vermutung zumindest im Untersuchungszeitraum die Seiten der Dünen eine geringere Westwärtsverlagerung erreichten als der Mittelteil des Dünenfirstes. Dieses Ergebnis entspricht weder der allgemeinen Vorstellung noch der Dünenform. Es zeigt sich einmal mehr, daß zeitweise die Sandverlagerung örtlich stark variieren kann. Dafür kann es verschiedene Ursachen geben:

1. Die Lagebeziehungen einer Düne innerhalb eines Dünenfeldes haben sich verändert und dadurch auch die Windstärken und Sandmengen, die bestimmte Teile der Düne formen.
2. Auf dem Luvhang können örtlich zementierte, schneereiche Sandschichten an die Oberfläche gelangen und dadurch bis zur Ausräumung dieser Restriktion die Sandmengen, die den First überschreiten, drastisch verringern. Daraus ergibt sich für den betroffenen Firstbereich eine vorübergehende Verlangsamung in der Vorwärtsbewegung.
3. Für den speziellen Fall der untersuchten Düne F ist noch zu beachten, daß die Nordseite der Düne in den moränenüberdeckten ansteigenden Talhang hineinreicht, wo die bodennahen Luftströmungen von der blockreichen Hangoberfläche gebremst werden und die Sandzufuhr aus dem Hang bei Nordostwinden geringer wird, als das weiter innerhalb des Dünenfeldes der Fall ist.

5.5 Eine vergleichende Betrachtung dreier Hauptgrößen für die Dünenwanderung

Die Wanderungstrecken (1) der Dünen, repräsentiert durch die Firstwanderungen, hängen von der

Windgeschwindigkeit (2), von der zur Verfügung stehenden Menge trockenen Sandes (3) und natürlich von der Zeitdauer äolischer Formung ab (4). Drei Größen dieser Wirkungsfaktoren konnten durch Messung bestimmt werden und sind in Abb. 37 zusammengefaßt.

Da diese Dreifachdarstellung ungewohnt ist, muß sie genauer interpretiert werden: Die Ordinaten geben die mittleren und maximalen Windgeschwindigkeiten an. Auf der Abszisse sind die einzelnen Wanderstrecken der Dünenfirse von rechts nach links entsprechend von Ost nach West dargestellt. Den jeweiligen Streckenabschnitten der Firstwanderung sind auf einer zweiten, darunter liegenden Abszisse die zugehörigen Zeiten in Stunden angegeben. Diese Darstellungsform macht besonders deutlich, daß die Windgeschwindigkeiten in keiner direkten Relation zur Geschwindigkeit des Sandtransportes und damit zur Geschwindigkeit der Firstwanderung stehen. Dazu nur ein Beispiel aus dem Diagramm der Düne D. Für die erste Wegstrecke des Dünenfirstes von 70 cm wurden 72 Stunden benötigt. Die mittlere Windgeschwindigkeit betrug 9,1 m/sec, die maximale 13,7 m/sec. Für den zweiten Streckenabschnitt von 62 cm wurden 121 Stunden benötigt, also eine 1,7mal längere Zeit für nur 89% der ersten Strecke, obwohl die maximale Windgeschwindigkeit mit 14,8 m/sec sogar höher war.

Bei wesentlich höherer Windgeschwindigkeit und längerer Formungszeit ergab sich somit eine erheblich kürzere Firstwanderung. Die Erklärung für diese Tatsache liegt im bereits beschriebenen Mangel an trockenem Sand. Trockener Sand wird durch die Einstrahlungswärme produziert. Diese ist aber auch bei 24stündiger Sonnenscheindauer (wolkenloser Himmel vorausgesetzt) begrenzt. Damit wird die Wärmebilanz auf der Oberfläche der Dünen zur entscheidenden Größe für die Dünenwanderung!

5.6 Reliefbedingte Unterschiede der Windgeschwindigkeiten im Dünenfeld

Das Windprofil wurde am 25. 12. 1980 ab 16.30 in drei aufeinanderfolgenden Meßreihen (Meßgängen) in jeweils 2 m Höhe über der Oberfläche gemessen (Abb. 38).

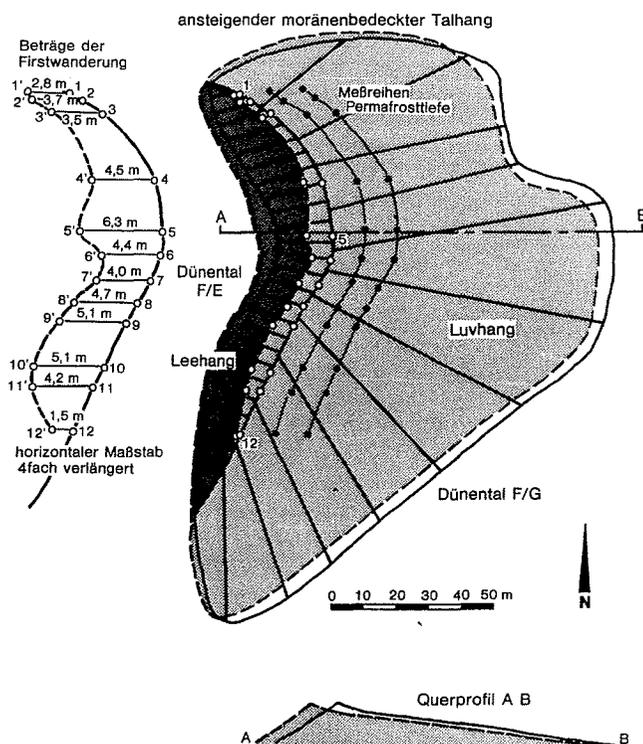


Abb. 36: Firstwanderung der Düne F vom 9. 12. 1981 bis zum 9. 1. 1981 (31 Tage). Links neben der Dünenarstellung die vergrößerten Wanderstrecken des Dünenfirstes. Östlich vom First sind die Meßpunkte der Permafrosttiefe (s. Abb. 40) eingezeichnet.

Fig. 36: Migration of dune ridge F from Dec. 9, 1981, till Jan. 9, 1981 (31 days). To left of dune drawing, blown-up migration rates of dune ridge. East of dune ridge locations of permafrost table measurements are entered (see Fig. 40).

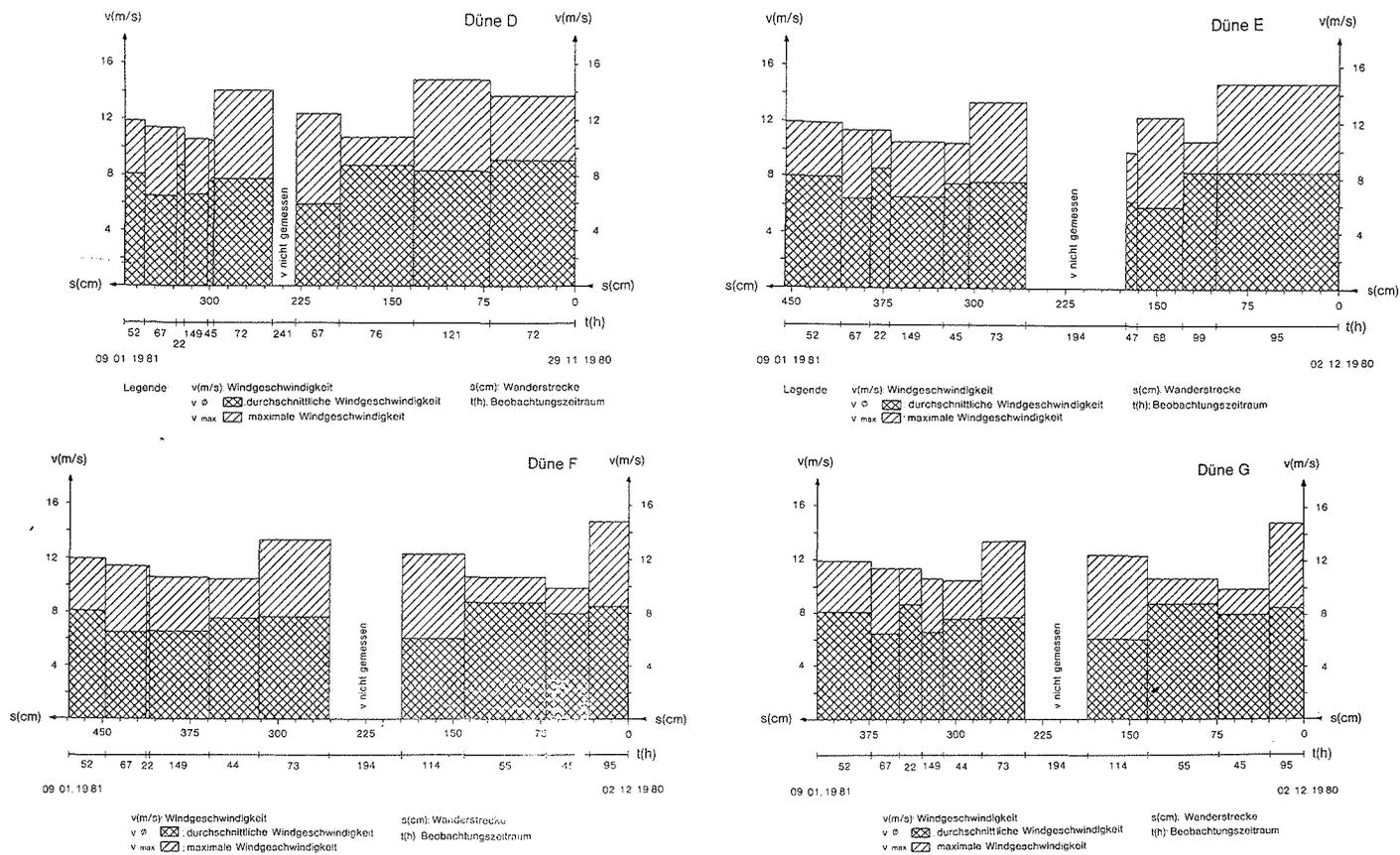


Abb. 37: Darstellung von drei zusammengehörigen Größen der Dünenwanderung : Wanderstrecke, Zeitdauer für eine bestimmte Wegstrecke und gemessene Windstärke während der Dünenfirstwanderung. Es zeigt sich, daß die Windgeschwindigkeit kein eindeutiges Maß für die Schnelligkeit der Dünenwanderung sein kann.

Fig. 37: Presentation of three correlated data of dune migration: distance, time, period for a given distance and measured wind velocities. It is evident that wind velocities alone do not determine the velocity of dune migration.

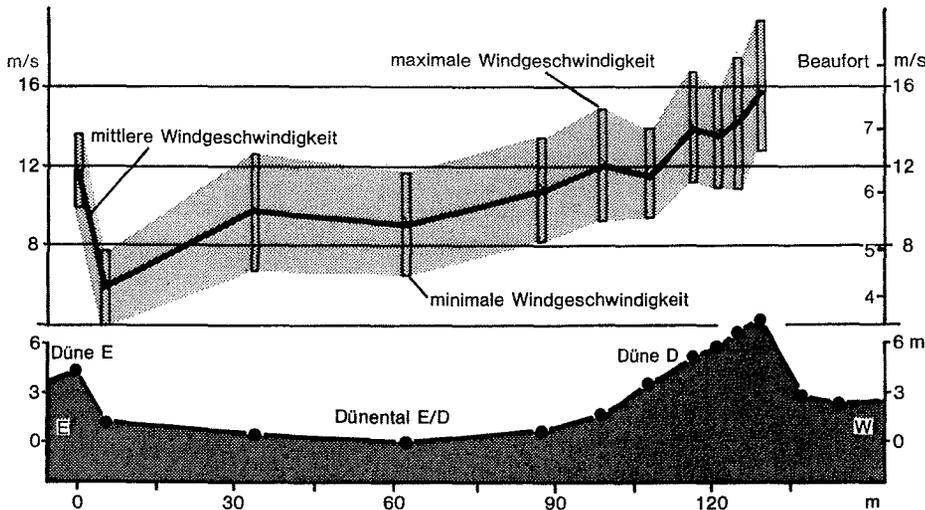


Abb. 38: Die Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit vom Dünenrelief. Die stark unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten innerhalb des Dünenreliefs bewirken aber nur dann eine entsprechend unterschiedliche Ausblasung von lockerem, trockenem Sand, wenn dieser überall in unbegrenzter Menge an der Oberfläche zur Verfügung steht. Das aber ist im Victoria Valley nicht der Fall.

Fig. 38: The relationship between wind velocities and dune relief. The strongly varying wind velocities within the dune relief can only cause corresponding wind erosion when loose, dry sand is available in unlimited quantities everywhere on the surface. This proved not to be true in Victoria Valley.

Die Luftbewegungen im oberflächennahen Bereich werden, wie bereits bei der Behandlung der Rippenmarken gezeigt wurde, vom Relief im Dünenfeld stark beeinflusst. Was für die Richtungen der bodennahen Luftströme gilt, ist auch für ihre Geschwindigkeiten festzustellen. Messungen der Windgeschwindigkeiten (in 2 m Höhe) entlang eines Querprofils von Düne zu Düne zeigen, wie stark sich die gemessenen Werte je nach Standort im Relief unterscheiden. Da diese Unterschiede prinzipiell bei allen Windgeschwindigkeiten ortsgebunden sind — mögen sich auch graduelle Verschiebungen bei sehr niedrigen oder sehr hohen Windgeschwindigkeiten ergeben —, wirken auch die Formungskräfte auf den verschiedenen Reliefteilen im Dünenfeld nicht gleich. Es gibt daher Reliefteile, wo wegen generell höherer Windgeschwindigkeit relativ immer schneller abgetragen wird (z. B. am First), und andere Bereiche, wo die immer niedrigeren Windgeschwindigkeiten dauernd zur Sandakkumulation führen müssen (z. B. im Windschatten hinter dem steilen Lehang).

Selbst bei mittleren Windgeschwindigkeiten sind die örtlichen Unterschiede der Windgeschwindigkeiten gravierend. Wie aus dem repräsentativen Diagramm (Abb. 38) abzulesen ist, fällt die mittlere Windgeschwindigkeit im Windschatten des Lehangs von Düne E auf etwa 6 m/sec (entsprechend Beaufort 4), während gleichzeitig auf dem First der Düne D die mittleren Windgeschwindigkeiten bei 16 m/sec (Beaufort 7) liegen und die dort häufigen Böen Werte von fast 19 m/sec (Beaufort 8) erreichen. Allein die Differenz der mittleren Windgeschwindigkeiten beträgt immerhin 10 m/sec!

Auf dem First der Düne D, der etwa 3 m höher liegt als der First der Düne E, wurden 4 m/sec höhere Windgeschwindigkeiten gemessen. Im Dünenal D/E wurde eine durchschnittliche Windgeschwindigkeit von 9,9 m/sec (Beaufort 5), auf dem Luvhang der Düne D eine solche von 13,5 m/sec (Beaufort 6) festgestellt.

Die hohen Windgeschwindigkeiten am First nehmen relativ schnell und viel Material auf. Der höhere Bereich des Luvhangs unterliegt dadurch einer starken äolischen Abtragung. Direkt hinter dem First verwirbelt die Luft und wird dadurch abrupt verlangsamt. Damit sinkt auch schlagartig die Transportkraft des Windes — es kommt zur Sedimentation der in der Luft und über dem Boden bewegten Sandkörner

hinter dem First.

Aus dem differenzierten Bild der Windgeschwindigkeiten im Querprofil wird ersichtlich, daß der Luvhang der Dünen der eigentliche Abtragungsbereich und somit der Sandlieferant für die Firstwanderung der Dünen ist.

5.7 Die sommerliche Auftautiefe als Indikator für die sommerliche Wärmebilanz eines Dünenstandortes
Die Vermessung der Permafrosttiefe (Abb. 39) unter der Oberfläche wurde am 6. 1. 1981 (Hochsommer) über Mittag durchgeführt.

Die in den Boden eindringende Wärmeenergie hängt primär von der Einstrahlung ab. Da im antarktischen Sommer die Sonne über einen langen Zeitraum nicht untergeht und im extrem trockenen Klima auch der Bewölkungsgrad gering bleibt, ist die eingestrahlte Energie im Sommer nicht gering. Der wirklich wirksame Anteil der Einstrahlung hängt unter anderem noch von der Exposition eines Standortes, seinem Winkel zur Mittagssonne und der Albedo der Oberfläche ab.

Die im Dünensand aufgenommenen Wärmeenergien werden weitgehend noch nahe der Oberfläche zum Tauen und Verdunsten der in den Sanden vorhandenen Wassermengen verbraucht. Erst der Überschuß an Wärmeenergie dringt tiefer in den Sand ein und kann ihn über den Gefrierpunkt hinaus erwärmen (s. Abb. 7 u. 10). Der Permafrostspiegel wird aber meist schon wenige Dezimeter unter der Oberfläche angetroffen. Die sommerliche Auftautiefe kann als Bilanz des Wärmeinputs und des Wärmeverbrauchs für die Erhöhung der Bodentemperatur über den Gefrierpunkt und die Zufuhr latenter Wärme angesehen werden. Die Energiemengen, die für die Änderung des Aggregatzustandes von Eis zu flüssigem Wasser bzw. zu gasförmigem Wasser verbraucht werden, sind größer als die Wärmeenergie, die für die Erwärmung des trocknen Sandes umgesetzt wird.

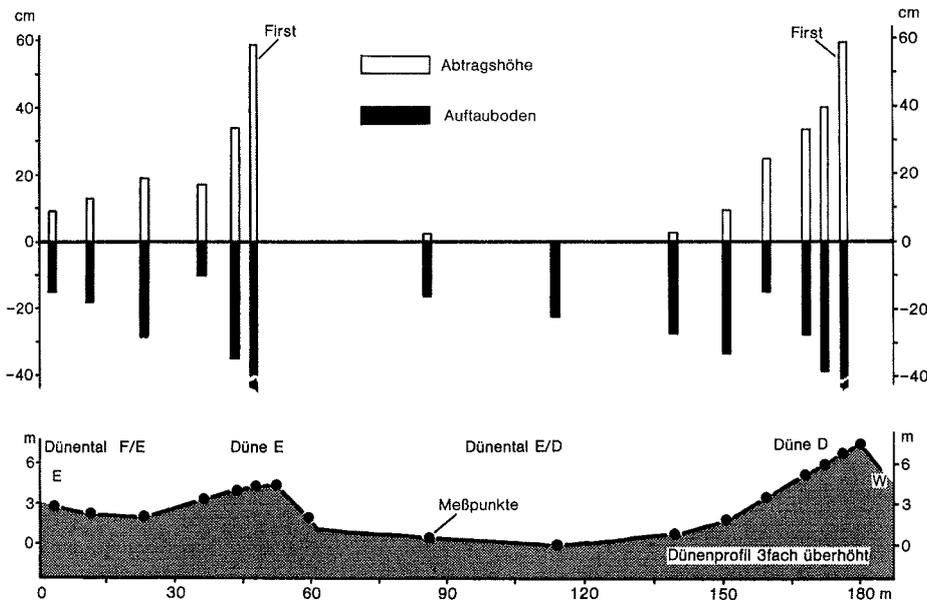


Abb. 39: Die scheinbare Relation zwischen den Abtragsraten und den Permafrosttiefen. Die Übereinstimmung ist jedoch nur das Ergebnis einer beiderseitigen Abhängigkeit von der eingestrahlten Wärmeenergie. Die Tiefenlage des Permafrostspiegels im Bereich des steilen Lee-hanges wurde nicht angegeben, weil hier erwärmter Sand über dem Permafrost abgelagert wurde. Die Mächtigkeit von Sandschichten mit Temperaturen über 0 °C repräsentieren hier nicht den Auftauboden.

Fig. 39: Seeming relationship between erosion rates and depth of active layer. The conformity is only the result of the mutual dependence of heat energy from solar radiation. The depth below the surface of the permafrost table on the lee slope of the dune was not given because warmed sand was deposited here on the permafrost ground. Thicknesses of sand layers with temperatures above the freezing point do not represent the thickness of the active layer.

Verfolgt man die sommerliche Auftautiefe im Querprofil von Düne zu Düne, so erkennt man, daß der Permafrostspiegel im Bereich des steileren Luvhanges in der Nähe des Dünenfirstes am tiefsten liegt. Noch tiefer kann der Permafrost im Leehang angetroffen werden, wo den Sommer über Sand akkumuliert wird, der bereits andernorts über den Gefrierpunkt hinaus erwärmt wurde. Diese Bodenschicht mit Temperaturen über dem Nullpunkt kann aber nicht als Auftauschicht angesehen werden. Auch im oberen Luvhang kann es stellenweise eine vorübergehende Akkumulation von trockenem, wärmerem Sand geben. Im Winter, wenn die stürmischen Westwinde den Schnee durch das Dünenfeld verdriften, kann sich im Firstbereich kaum Schnee akkumulieren. Wie am Anfang des Sommers im Gelände und auch auf Luftbildern zu erkennen ist, kommt es erst weiter hinter dem First zur Ablagerung von verwirbeltem Schnee. Besonders dort, wo das relativ steilere Gefälle des Luvhanges in das angrenzende flache Dünenental übergeht, kommt es bevorzugt zur Bildung von Schneeschichten, in die aber auch im Winter Sand mit eingelagert werden kann (s. Abb. 17 u. 18).

Der Sand im Firstbereich der Dünen des Victoria Valley ist daher relativ schneefrei und somit im Sommer trockener. Die Einstrahlungswärme wird wenig zum Tauen und Trocknen verbraucht, so daß der Boden tiefer erwärmt wird. Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Auftautiefe im allgemeinen gleichzeitig ein Maß für die Mächtigkeit des trockenen und lockeren Sandes auf der Oberfläche der Dünen ist.

Wird der Sand an der Oberfläche äolisch schneller abgetragen, als die Erwärmung über null Grad nach unten vordringen kann, so wird der Permafrostspiegel sehr nahe an die Oberfläche gebracht oder erreicht sie sogar. Sichtbar wird eine derartige Situation, wenn Schnee freigelegt wird.

5.8 Wo findet die äolische Abtragung im Dünenfeld bevorzugt statt?

Die im Querprofil (Abb. 39) dargestellte Abtragung wurde für den Zeitraum vom 6. 12. 1980 bis zum 9. 1. 1981 (34 Tage) gemessen.

Auf dem Luvhang nehmen die Abtragungswerte zum First hin stark zu. Der relativ niedrige Wert auf dem unteren Luvhang der Düne E erklärt sich aus der dortigen Lage eines zementierten schneereichen Schichtpakets, das nur langsam auftaute und austrocknete, wodurch der äolische Abtrag verlangsamt wurde. Ebenso sind die niedrigen Abtragungswerte im Dünenental D/E von unter 2,5 cm durch die hier starke Durchfeuchtung aufgrund von eingeschalteten Schneeschichten verständlich. Im trockenen Dünenental E/F war die Abtragsrate mit 10 bis 15 cm etwas höher, blieb aber immer noch relativ niedrig.

Da auch der Sanddurchgang in den Dünentälern sehr gering bleibt (Abb. 24), beschränkt sich die Sandverwehung weitgehend auf die Verlagerung vom Luvhang über den First der Düne zum Abrutschhang im Lee. Vom Leehang der hohen Dünen gelangt nur noch wenig Sand in das angrenzende Dünenental, weil der Luftstrom hinter dem First verwirbelt und abreißt. Im Windschatten des Leehanges reicht die Windgeschwindigkeit meist nicht mehr aus, größere Sandmengen weiterzutransportieren. Sekundäre reliefbedingte Querströme der Luft verlagern hier den Sand häufig in andere Richtungen, die stark von der Ost-West-Windrichtung abweichen.

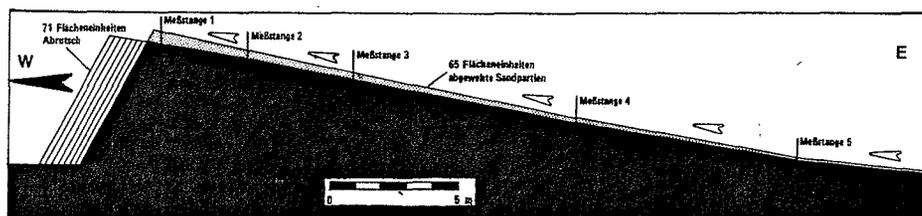


Abb. 40: Die Sandverlagerung auf der Düne D vom 9. 12. 1980 bis zum 8. 1. 1981.

Fig. 40: Migration of sand over dune D from Dec. 9, 1980, till Jan. 1, 1981.

Die auf die Sandverlagerung vom Luv- zum Leehang konzentrierte äolische Aktivität bewirkt das Wandern der großen individuellen Dünen. Die Sandweitergabe von Düne zu Düne über das gesamte Dünenfeld hinweg bleibt damit begrenzt. Wo sich Dünen aufgrund unterschiedlicher Wandergeschwindigkeiten immer mehr nähern, das trennende Dünental immer schmalere und schließlich völlig aufgezehrt wird, kommt es letztlich zum Verschmelzen zweier Dünensandmassen. Da wegen ihrer geringeren Masse kleinere Dünen in der Regel schneller wandern und auf langsamere, größere Dünen auflaufen, wachsen die großen Dünen auf Kosten der kleineren. Es findet somit eine Konzentration zahlreicher kleinerer Dünen zu Gunsten weniger größerer Dünen statt.

Das Zusammentreffen zweier barchanartiger Querdünen wird zuerst durch den vorlaufenden Seitenbereich der schnelleren Düne vollzogen. Mit der Abriegelung des Dünentales ergeben sich andere sekundäre Luftströmungen unterhalb der Hauptwindrichtung. Es bilden sich kesselartige Hohlformen zwischen den Dünenhöhen, in denen — entsprechend den reliefbedingten bodennahen Luftströmen — zum Teil komplizierte Sedimentationsbedingungen vorherrschen. In diese toten Winkel wird im Winter auch Schnee hineingewirbelt und abgelagert.

Mittels Meßstangen wurde die Erniedrigung des Luvhanges der Düne D vom 9. 12. 1980 bis zum 8. 1. 1981 verfolgt (Abb. 40). Gleichzeitig wurde auch das Wandern des Dünenfirses bestimmt. Wenn man in einer sehr großen Abschätzung die winderodierten 65 Flächeneinheiten des Luvhanges mit den 71 Fächer-einheiten Zuwachs im Leehang vergleicht, so ergibt sich eine Differenz von 6 Einheiten, die von außerhalb der Düne herangeweht sein müssen. Der Bilanzüberschuß würde, so gerechnet, in diesem individuellen Fall nur ca. 10% betragen. 90% der gemessenen Sandverlagerungen entfallen auf interne Sandbewegungen innerhalb des Dünenbereiches selbst. Im Beispiel der Abb. 39, I errechnet sich der Anteil der düneninternen Sandbewegung auf 97%.

5.9 Die Bedeutung des Hanggefälles für die sommerliche Wärmebilanz im Dünensand

Je steiler die Sonnenstrahlen auf die Dünenoberfläche auftreffen, umso größer ist die Strahlungsenergie, die in Wärme umgesetzt werden kann. Steilere Geländeoberflächen müßten daher mehr erwärmt, der Sand schneller getrocknet werden, und der Permafrostspiegel müßte tiefer liegen. Die Tiefenlage der sommerlichen Nullgradgrenze im Boden ist daher als Indikator für die Abtragungsgunst des Standortes von besonderem Interesse (s. Abb. 39).

In zwei Meßreihen, die zirka 20 m bzw. 25 m östlich vom First der Düne F verliefen (Abb. 41), wurden 24 Meßpunkte ausgewählt und bei jeweils gleichem Hanggefälle die maximale sommerliche Auftautiefe gemessen. Das Gefälle des nach Osten exponierten Luvhanges lag zwischen 2,5° und 10°. Nur drei Meßpunkte hatten ein Gegengefälle nach Westen von 0,5° bzw. 2° (Meßpunkte 1, 4, 12).

Mit einer Ausnahme (Meßpunkt 11) lag der Permafrostspiegel in der nur 20 m vom First entfernten Meßreihe deutlich höher als in der 25 m entfernten Meßreihe, wo mehr Schneelagen in den Sanden eingeschaltet waren. Eine generelle Abhängigkeit der Lage des Permafrostes vom Hanggefälle ist nicht klar ersichtlich. Die hydrothermisch bedingten Wirkungsfaktoren überdeckten die thermischen Auswirkungen des

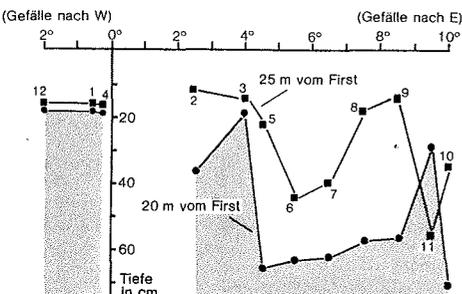


Abb. 41: Die Auftautiefe in Relation zur Hangneigung auf Luvhängen, gemessen auf der Düne F (s. Abb. 35). Die Beeinflussung der Auftautiefe durch die nur geringen Hangwinkelunterschiede auf den Luvhängen der Dünenoberflächen bleibt gering und wird durch andere Wirkungsfaktoren verdeckt.

Fig. 41: Thickness of active layer in relation to slope angles studied on windward slope of dune F (see Fig. 35). The influence of the existing minimal differences of slope angles on the active layer is insignificant with other factors and effects overriding the results.

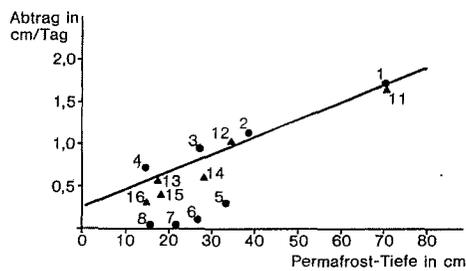


Abb. 42: Die Abtragshöhen pro Tag (Meßzeitraum vom 6. 12. 1980 bis 9. 1. 1981) im Bereich der Dünen D (Meßpunkte 1—8) und Düne E (Meßpunkte 11—16) in Relation zur Permafrosttiefe. Die Abhängigkeit der dargestellten beiden Größen ist nur scheinbar und nicht überall klar.

Fig. 42: Rates of wind erosion per day (period of measurements from Dec. 6, 1980, till Jan. 9, 1981) in areas of dune D (locations 1—8) and areas of dune E (locations 11—16) in relationship to thickness of active layer. There is but a seeming mutual dependence of the two data which is not altogether clear.

Hanggefälles.

Das Gegengefälle im sonst nach Osten exponierten Hang entstand an etwas aus der Oberfläche herausragenden zementierten Schichten bzw. am Rande einer Nachsackung über getauten Schneeschichten im Sand. In dieser thermisch ungünstigen Position lag der Permafrost erwartungsgemäß hoch.

Vergleicht man die Abtragungsbeträge mit der örtlich zugehörigen Tiefe des Permafrostspiegels (Abb. 42), so kann nicht übersehen werden, daß immer dort, wo der sommerliche Auftauboden tief reicht, die Sandausblasung hohe Werte erreicht (Abb. 39 u. 42). Dieser offensichtliche Zusammenhang kann leicht irreführen. Die Lage des Permafrostspiegels hat keinen direkten Einfluß auf die Winderosion an der Oberfläche. Vielmehr sind beide Größen von der Wärmebilanz des jeweiligen Standortes abhängig. Dort wo der Sand wenig oder keine Schneeschichten beinhaltet, wird die in Wärme umgewandelte Strahlungsenergie nur wenig oder gar nicht zum Tauen des Schnees und Trocknen der Sande verbraucht und steht zum Erwärmen des Bodens zur Verfügung — somit wird der Permafrost weiter nach unten gedrängt. Da trockene Sande auch lockere, leicht ausräumbare Sande sind, kann der Wind hier entsprechend der jeweiligen Geschwindigkeit seine Erosionskapazität voll ausschöpfen — es kommt zu einer stärkeren Abtragung: Die Wärmebilanz in den obersten Dezimetern der Dünensande entscheidet über die äolischen Abtragungsraten.

Literatur

- Allen, A. D. & G. W. Gibson (1962): Geological investigations in Southern Victoria Land, Antarctica, Part 6, Outline of the geology of the Victoria Land region. — *NZ J. Geol. Geophys.* 5: 234—242
- Arvidson, R. et al. (1979): Differential aeolian redistribution rates on Mars. — *Nature* 278: 533—535.
- Besler, H. (1980): Die Dünen-Namib: Entstehung und Dynamik eines Erg. — *Stuttgarter Geogr. Studien* 96: 1—208, Stuttgart.
- Black, R. F. (1951): Eolian deposits of Alaska. — *Arctic* 4: 89—111.
- Böcker, T. (1949): Climate, soil, and lakes in continental West Greenland in relation to plant life. — *Medd. Grønland* 147 (2): 1—63.
- Bull, C. A. (1966): Climatological observations in ice-free areas of southern Victoria Land, Antarctica. — In: M. J. Rubin, Ed., *Studies in Antarctic meteorology*, Am. Geophys. Union Antarctic Res. Ser. 9: 177—194.
- Cailleux, A. (1942): Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. — *Mém. Géol. France* 21: 1—176, Paris.
- Cailleux, A. (1962): Etudes de géologie au détroit de McMurdo, Antarctique. — *Comité Nationale Français pour les Recherches Antarctiques* 1: 1—41, Paris.
- Cailleux, A. (1963): Géologie de l'Antarctique. — Paris.
- Cailleux, A. (1968): Periglacial of McMurdo Strait (Antarctica). — *Biul. Peryglac.* 17: 57—90.
- Cailleux, A. & D. Lagarec (1977): Aspekte des Periglazials in Kanada. — *Nova Acta Leopoldina* 227 (47): 9—49, Halle/Saale.
- Calkin, P. E. (1963): Geomorphology and glacial geology of the Victoria Valley System, Southern Victoria Land, Antarctica. — Unpubl. Ph. D. thesis, Ohio State Univ., 1—262, Columbus.
- Calkin, P. E. (1964): Geomorphology and glacial geology of the Victoria Valley System, Southern Victoria Land, Antarctica. — Ohio State Univ., Inst. Polar Studies Rept. 10: 1—66.
- Calkin, P. E. (1971): Glacial geology of the Victoria Valley System, Southern Victoria Land, Antarctica. — In: *Antarctic Snow and Ice Studies* 11, Am. Geophys. Union, Antarctic Res. Ser. 16: 363—412.
- Calkin, P. E. & R. L. Nichols (1972): Quaternary studies in Antarctica. — In: R. J. Adic, Ed., *Antarctic geology and geophysics*, 625—643, Oslo.
- Calkin, P. E. & R. H. Rutherford (1974): The sand dunes of Victoria Valley, Antarctica. — *Geogr. Rev.* 64 (2): 189—216.
- Cameron, R. E. (1969): Cold desert characteristics and problems relevant to other arid lands. — In: W. G. McGinnies & B. J. Goldman, Eds., *Arid lands in perspective*, 169—205, Washington — Tucson.
- Finkel, H. J. (1959): The barchans of Southern Peru. — *J. Geol.* 67: 614—647.
- Fristup, B. (1952): Danish Expedition to Peary Land 1947—1950. — *Geogr. Rev.* 42 (1): 87—98.

- Fristup, B. (1952/53): Winderosion within the Arctic deserts. — Geogr. Tidsskrift 52: 51—65, Kopenhagen.
- Fristup, B. (1953): High arctic deserts. — 19th Intern. Geol. Congr. Algier, fasc 7: 91—99.
- Gripp, K. (1961): Über Werden und Vergehen von Barchanen an der Nordsee-Küste Schleswig-Holsteins. — Z. Geomorph. N. F. 5 (1): 24—36.
- Lindsay, J. F. (1975): Reversing barchan dunes in Lower Victoria Valley, Antarctica. — Geol. Soc. America Bull. 84: 1799—1806.
- McGraw, J. D. (1967): Some surface features of McMurdo Sound Region, Victoria Land, Antarctica. — N. Z. J. Geol. Geophys. 10: 394—417.
- McKee, E. D. (1979): A study of global sand seas. — Geol. Survey Prof. Paper 1052: 1—427, Washington.
- Miotke, F.-D. (1979a): Die Formung und Formungsgeschwindigkeit von Windkantern im Victoria-Land, Antarktis. — Polarforschung 49 (1): 30—43.
- Miotke, F.-D. (1979b): Zur physikalischen Verwitterung im Taylor Valley, Victoria-Land, Antarktis. — Polarforschung 49 (2): 117—142.
- Miotke, F.-D. (1982): Hangformen und hangformende Prozesse in Süd-Victoria-Land, Antarktis. — Polarforschung 52 (1/2): 1—41.
- Miotke, F.-D. & R. v. Hodenberg (1980): Zur Satzsprennung und chemischen Verwitterung in den Darwin Mountains und den Dry Valleys, Victoria-Land, Antarktis. — Polarforschung 50 (1/2): 45—80.
- Morris, E. C., T. A. Mutch, T. A. & H. E. Holt (1972): Atlas of geologic features in the Dry Valleys of South Victoria Land, Antarctica: Possible analogs of Martian surface features. — Interagency Dept., Astrogeology 52, Geol. Survey, 1—155, Washington.
- Morris, E. C. et al. (1972): Mars Analog Studies in Wright and Victoria Valleys, Antarctica. — U. S. Antarctic J. 7: 113—114.
- Nichols, R. L. (1961): Coastal geomorphology, McMurdo Sound, Antarctica, prelim. report. — JGY, Glaciol. Rept. 4, Chapter 3: 51—101.
- Nichols, R. L. (1963): Geology features demonstrating aridity of McMurdo Sound area, Antarctica. — Am. J. Sci. 5 (261): 20—31.
- Nichols, R. L. (1966): Geomorphology of Antarctica. — In: Tedrow, J. C. F. et al., Antarctic soils and soil-forming processes, — Am. Geophys. Union Antarctic Res. Ser. 8: 1—46.
- Nichols, R. L. (1969): Geomorphology of Ingfield Land, North Greenland. — Medd. Grønland 188 (1): 1—109.
- Pissart, A. (1966): Le rôle géomorphologique du vent dans la région Mould Bay (Ile Prince Patrick — N. W. T. — Canada). — Z. Geomorph. 10: 226—236.
- Pissart, A., Edlund, S. A. & J. S. Vincent (1977): Dépôts et phénomènes éoliens sur l'île de Banks, Territoires du Nord-Ouest, Canada. — Canad. J. Earth Sci. 14 (11): 2462—2480.
- Pyritz, E. (1972): Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. — Gött. Geogr. Abh. 61: 1—153, Göttingen.
- Rickert, D. A. & J. C. F. Tedrow (1967): Pedologic investigations on some aeolian deposits of Northern Alaska. — Soil Sci. 104 (4): 250—262.
- Rikherdt, G. D. (1960): Denudation processes in Antarctica (in russ.) — Sovet. antarkticheskaia eksped., Trudy 7: 73—84.
- Rochette, J. C. & A. Cailleux (1971): Dépôts nivéoéoliens annuels à Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec. — Rev. Géogr. Montreal 25 (1): 35—41.
- Rutford, R. H. & P. E. Calkin (1974): Reversing barchan dunes in Lower Victoria Valley, Antarctica: Discussion. — Geol. Soc. America Bull. V (85): 1011—1012.
- Samuelson, C. (1926): Äolische Formen in Spitzbergen. — Bull. Geol. Inst. Uppsala X.
- Selby, M. J. et al. (1974): Eolian deposits of the ice-free Victoria Valley, Southern Victoria Land, Antarctica. — NZ J. Geol. Geophys. 17 (3): 543—562.
- Seppälä, M. (1971): Evolution of eolian relief of the Kaamasjoki-Kiellajoki river basin in Finnish Lapland. — Fennia 104: 1—88.
- Simen, R. H. (1977): Planetenforschung für die Erde. — DFG-Mitteilungen 2: 11—12.
- Smith, H. T. U. (1965): Dune morphology and chronology in central and western Nebraska. — J. Geol. 73: 557—578.
- Smith, H. T. U. (1966): Wind-formed ripples in Antarctica. — Geol. Soc. America Spec. Paper 87: 160.
- Smith, H. T. U. (1966a): Windgeformte Geröllwellen in der Antarktis. — Umschau in Wissenschaft u. Technik 10: 334.
- Thompson, D. C., Craig, R. M. & A. M. Bromley (1971): Climate and surface heat balance in an Antarctic Dry Valley. — N. Z. J. Sci. 14 (2): 245—251.
- Tsoar, H. (1974): Desert dunes morphology and dynamics, El Arish (Northern Sinai). — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 20: 41—61, Berlin.
- Verstappen, H. Th. (1972): On dune types, families and sequences in areas of unidirectional winds. — Göttinger Geogr. Abh. 60: 341—353, Göttingen.
- Webb, P. N. & B. C. McKelvy (1959): Geological investigations in South Victoria Land, Antarctica, Part 1, Geology of Victoria Dry Valley. — N. Z. J. Geol. Geophys. 2: 120—136.
- Wilson, I. G. (1971): Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. — Geogr. J. 137 (2): 180—199.