

Colloquium Geographicum

ISSN 0588-3253

Band 32

Dünenstudien auf mittelatlantischen Inseln

**25 Jahre Dünenstudien auf den
östlichen Kanarischen Inseln**

**Dünengebiete und äolische Morphodynamik auf den
Kapverdischen Inseln in vergleichender Sicht**

von

Peter Höllermann

2009

Bergisch Gladbach

DÜNENSTUDIEN AUF MITTELATLANTISCHEN INSELN

COLLOQUIUM GEOGRAPHICUM

Band 32

ISSN 0588-3253

Herausgeber • *Editor*

Geographisches Institut der Universität Bonn
Department of Geography, University of Bonn

Verantwortlicher Herausgeber • *Editor-in-Chief* W. Schenk
Schriftleitung • *Editorial Management* A. Lunkenheimer



E. Ferger Verlag 2009

Dünenstudien auf mittelatlantischen Inseln

25 Jahre Dünenstudien auf den östlichen Kanarischen Inseln

**Dünengebiete und äolische Morphodynamik auf
den Kapverdischen Inseln in vergleichender Sicht**

von • by

Peter HÖLLERMANN

mit 44 Figuren, 29 Fotos und 39 Tabellen

In Kommission bei • *on consignment by*
E. Ferger Verlag, Bergisch Gladbach

alle Rechte vorbehalten
all rights reserved

ISBN: 978-3-931-21939-0

© 2009 E. Fergert Verlag, 51427 Bergisch Gladbach
Druck • *Print* Druckerei Martin Roesberg, 53347 Alfter-Impekoven

Allgemeines Vorwort

Beide Beiträge gelten zwar dem Oberthema „Dünenstudien auf Mittelatlantischen Inseln“, sie sind jedoch von Umfang und Zielsetzung her durchaus verschieden.

Der längere Beitrag behandelt Untersuchungen ausgewählter Sand- und Dünengebiete der östlichen Kanarischen Inseln über ein Vierteljahrhundert hinweg. Es dürfte nur wenige Dünengebiete des arid-semiariden Bereiches geben, die über einen derart langen Zeitraum fortlaufende Studien zu Dünenformen, Dünenbewegungen, Sandbilanz und Dünenmaterial in Beziehung zu den geoökologischen Rahmenbedingungen ermöglichen. Hier liegt der Schwerpunkt also auf dem zeitlichen Wandel der Formen und Prozesse während der langen Beobachtungsperiode sowie auf der Dokumentation des dabei reichlich angefallenen Materials. Das Manuskript wurde bis auf geringfügige Änderungen und Zusätze im Sommer 2007 abgeschlossen.

Der kürzere Beitrag liefert einen gedrängten Überblick der Dünengebiete auf den Kapverdischen Inseln, wobei die Feldstudien auf den Mai 2000 beschränkt blieben. Hauptanliegen ist hier, von dieser Basis ausgehend einen weitgespannten räumlichen Vergleich von Sand- und Dünengebieten der Mittelatlantischen Inselgruppen von den Azoren über die sommertrocken-subtropischen Archipele Madeira-Porto Santo und Kanaren bis zu den wintertrocken-randtropischen Kapverden anzustellen. Neben dem planetarischen Wandel zwischen 38° N und 15° N geht es auch um den nicht minder bedeutsamen west-östlichen Wandel innerhalb der einzelnen Archipele. Zudem wird eine Zuordnung der aktiven äolischen Morphodynamik zum Ariditätsgrad versucht. Das Manuskript wurde bis auf wenige Ergänzungen bereits im Frühjahr 2004 abgeschlossen.

So steht im ersten Beitrag vornehmlich der zeitliche Wandel während der langen Untersuchungsperiode und im zweiten Beitrag der räumliche Wandel in einem weitgespannten Untersuchungsgebiet im Mittelpunkt. Da beide Studien unabhängig voneinander entstanden sind und zu verschiedenen Zeiten abgeschlossen wurden, lassen sich einige Überschneidungen nicht vermeiden.

Der Abschluss der Untersuchungen wurde nicht zuletzt durch Beschränkungen nahegelegt, die ein fortgeschrittenes Lebensalter mit sich bringt. Dieser Abschluss fällt aber umso leichter, als zunehmend auf den Inseln ansässige Wissenschaftler einschlägige Untersuchungen durchführen.

Zu besonderem Dank verpflichtet bin ich den Labor-Mitarbeiterinnen des Geographischen Institutes der Universität Bonn für die Untersuchung der zahlreichen Sandproben, weiterhin Herrn Stephan Scholz (Esquinzo/Jandía, Fuerteventura) für lokale Informationen, Daten von Niederschlagsmessungen und die spanischsprachigen Übersetzungen der Zusammenfassungen. Für Material- und Gedankenaustausch bin ich u. a. den kanarischen Kollegen Prof. Dr. Constantino Criado Hernández (Universidad de La Laguna, Tenerife) und Prof. Dr. Luis Hernández Calvento (Universidad de Las Palmas de Gran Canaria) verbunden. Den Herausgebern des Colloquium Geographicum danke ich für die Aufnahme der Dünenstudien in die Schriftenreihe.

Inhalt: 25 Jahre Dünenstudien auf den östlichen Kanarischen Inseln

	Allgemeines Vorwort	5
	Inhaltsverzeichnis	6
	Figurenverzeichnis	8
	Tabellenverzeichnis	10
	Fotoverzeichnis	12
	Zusammenfassung	14
	Vorwort: 25 Jahre Dünenstudien auf den östlichen Kanarischen Inseln	18
1	Allgemeiner Teil	20
1.1	Lage der Dünengebiete und Herkunft der Sande	20
1.2	Klima und Windregime	23
1.3	Feldexperimente zur äolischen Morphodynamik	31
2	Regionaler Teil	36
2.1	Nord-Lanzarote (Famara)	36
2.1.1	Lage der Dünen	36
2.1.2	Dünenformen und Formenwandel	37
2.1.3	Sandvolumina	41
2.1.4	Windregime	42
2.1.5	Dünenbewegung	45
2.1.6	Dünenmaterial	50
2.1.7	Anhang: Weitere Sand- und Dünengebiete und Bahnen des äolischen Transportes auf Lanzarote	61
2.2	Nord-Fuerteventura – Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach	64
2.2.1	Lage der Dünen	64
2.2.2	Dünenformen und Formenwandel	64
2.2.3	Sandvolumina	68
2.2.4	Windregime	69
2.2.5	Dünenbewegung	73
2.2.6	Dünenmaterial	76
2.2.7	Anhang: Weitere Sand- und Dünengebiete in Nord- und Zentral-Fuerteventura	85
2.3	Süd-Fuerteventura – Leedünen der Playa de Sotavento (Jandía-Halbinsel)	88

2.3.1	Umfeld und Lage der Dünen	88
2.3.2	Die Landenge von La Pared als Einzugsgebiet der Dünensande	90
2.3.3	Dünenformen und Formenwandel	94
2.3.4	Sandvolumina	98
2.3.5	Windregime	99
2.3.6	Dünenbewegung	101
2.3.7	Dünenmaterial	102
2.3.8	Anhang: weitere Sand- und Dünengebiete der Jandía-Halbinsel	109
2.4	Addendum: Das Dünenfeld bei Maspalomas (Gran Canaria)	111
2.4.1	Zielsetzung	111
2.4.2	Lage der Dünen	111
2.4.3	Dünenformen	112
2.4.4	Klima und Windregime	113
2.4.5	Dünenbewegung	116
2.4.6	Dünenmaterial	117
2.4.7	Junge Veränderungen im Maspalomas-Gebiet	121
3	Vergleichender Rückblick	125
4	Fotos	136
5	Literatur	150

Figuren: 25 Jahre Dünenstudien auf den östlichen Kanarischen Inseln

Fig. 1.1	Sandgebiete der Ostkanaren und Lage der Untersuchungsgebiete	20
Fig. 1.2	Tagesgang der Temperatur von trockenen Sand- und Dünenoberflächen	25
Fig. 1.3 a)	Jahressummen der Niederschläge an der Casa Sick, Esquinzo, Jandía, Fuerteventura	28
Fig. 1.3 b)	Jahresniederschläge der Flughäfen Arrecife (Lanzarote) und Fuerteventura 1997–2005	28
Fig. 1.4	Jahreszeitliche Variation der Windrichtungen (ohne Kalmen) auf Fuerteventura 1970	29
Fig. 1.5	Windrichtungshäufigkeit und mittlere Windgeschwindigkeiten am Flughafen Arrecife (Lanzarote) 1982–1986	30
Fig. 1.6	Klimadiagramme der Untersuchungsgebiete	31
Fig. 1.7	Ergebnisse von Sandfallenmessungen der Reptations- und Saltationsfracht in Dünengebieten von Fuerteventura und Lanzarote	33
Fig. 1.8	Beispiel für Sandpegelmessungen an einer Düne im Sandfeld von Corrajefo/Olivia Beach	34
Fig. 2.1	Formenwandel einer Düne der Gruppe 4 zwischen 1981 und 1989	40
Fig. 2.2	Veränderungen der Sandvolumina in den Dünengruppen D 1–D4 zwischen 1984 und 2007	41
Fig. 2.3	Windströmungsfeld der Insel Lanzarote und 8-teilige Windrose des Flughafens Arrecife	43
Fig. 2.4 a)	Jahreszeitliche Variation der Windrichtungen in % (ohne Kalmen), Flughafen Arrecife 1982–1986	45
Fig. 2.4 b)	Anemo-Isoplethen und Monatsmittel der Windstärke 6–21 h, Flughafen Arrecife	45
Fig. 2.5	Verlagerung von Dünen, Jable de Famara, Lanzarote	47
Fig. 2.6	Körngrößenverteilung Düne D 3	55
Fig. 2.7	Prozessuale Differenzierung von Dünensandproben (Famara-Gebiet, Lanzarote)	56
Fig. 2.8	Reptations- und Saltationssande (Sandsturm am 21. September 1986, Famaraküste Lanzarote)	57
Fig. 2.9	Zeitliche Entwicklung von Korngrößen (Mz phi) und Kalkgehalt (%) von Schilddünen und Barchanen, N-Lanzarote	59
Fig. 2.10	Dünenfeld von Corralejo-Oliva Beach (NE-Fuerteventura)	65
Fig. 2.11	Winddaten vom Flughafen Fuerteventura (1982-1986)	71

Fig. 2.12	Windrichtungshäufigkeit und mittlere Windgeschwindigkeit am Flughafen Fuerteventura (1982–1986)	72
Fig. 2.13	Verlagerung von Dünen, Dünenfeld bei Corralejo, Fuerteventura	75
Fig. 2.14	Mittlere Korngröße vs. Sortierung (First Düne V1 und V2, Trend)	79
Fig. 2.15	Korngrößenverteilung Düne V 1	80
Fig. 2.16	Prozessuale Differenzierung von Dünensanden (Düne V1)	82
Fig. 2.17	Zeitliche Entwicklung von Korngrößen (Mz phi) und Kalkgehalt (%), Firstsande Düne V 1 und V 2, NE-Fuerteventura	83
Fig. 2.18	Osteil der Jandía-Halbinsel und Landenge von La Pared (Süd-Fuerteventura) mit Leedünen an der Playa de Sotavento	89
Fig. 2.19	Höhe der Sotavento-Leedünen 1985–2007 (Mittelteil, Ostseite)	96
Fig. 2.20	Windfeldkartierung der Jandía-Halbinsel (Süd-Fuerteventura) und 8teilige Windrose von Esquinzo	100
Fig. 2.21	a) Mittlere Korngröße vs. Sortierung (First westliche Leedüne, Trend) b) Mittlere Korngröße vs. Sortierung (Basissande westliche Leedüne, Trend)	103
Fig. 2.22	Korngrößenverteilung im Querprofil (Westliche Leedüne, Jandía)	105
Fig. 2.23	Zeitliche Entwicklung von Korngrößen (Mz phi) und Kalkgehalt (%), westliche und östliche Leedüne Jandía	107
Fig. 2.24	Dünenfeld von Maspalomas/Playa de Ingleés (Gran Canaria) mit Windfeldkartierung 1997	113
Fig. 2.25	Meteorologischer Tagesgang für Düne im Maspalomas-Gebiet (17./18.9.1992)	115
Fig. 3.1 a	Friedman-Diagramm (Leedünen Jandía, Süd-Fuerteventura und Dünen im Jable-Gürtel, Nord-Lanzarote)	130
Fig. 3.1 b	Friedman-Diagramm (Transversaldünen bei Corralejo, NE-Fuerteventura und Maspalomas, Gran Canaria)	131
Fig. 3.2	Korngröße (Mz phi) vs. Kalkgehalt (%), (Trend)	132
Fig. 3.3	Zeitliche Veränderungen des Dünenmaterials im Friedman-Diagramm (Mz phi vs. Si)	135

Tabellen: 25 Jahre Dünenstudien auf den östlichen Kanarischen Inseln

Tab. 1.1	Kalkgehalte und mittlere Korngröße von Kalkareniten der Ostkanaren	22
Tab. 1.2	Strahlungsbilanz von Sandoberflächen im Vergleich	24
Tab. 1.3	Mittlere Jahressummen der Niederschläge	26
Tab. 1.4	Wassergehalte lockerer Dünensande auf den Ostkanaren	27
Tab. 1.5	Ausgewählte Winddaten der Flughäfen Lanzarote und Fuerteventura 1982–1993	29
Tab. 1.6	Mittlere Korngröße von Saltations- und Reptationssanden	33
Tab. 2.1	Mittlere Größe und Längserstreckung der Famara-Wanderdünen	37
Tab. 2.2	Überschlagskalkulationen der Sandvolumina (m ³) der Famara-Dünen im zeitlichen Vergleich	41
Tab. 2.3	Windrichtungsverteilungen in % (ohne Kalmes, 8-teilige Windrose)	43
Tab. 2.4	Gesamt- und Mittelwerte der Dünenbewegung im Llano de Famara (Nord-Lanzarote)	46
Tab. 2.5	Materialvergleich von Sandsteinen und Sanden des Famara-Gebietes	51
Tab. 2.6	Mittel- und Extremwerte von Texturparametern und weiteren Materialeigenschaften der Firstsande der Dünengruppen D 1–D 4	52
Tab. 2.7	Charakteristika von Dünenständen D 3 (Mittelwerte)	55
Tab. 2.8	Prozessuale Differenzierung von Dünenständen (Famara-Gebiet, Lanzarote)	56
Tab. 2.9	Reptations- und Saltationssande bei Sandsturm am 21. September 1986 an der Famaraküste	57
Tab. 2.10	Vergleich von Firstsandproben D 1–D 4 im Sommer und Winter mit Jahresmittel	58
Tab. 2.11	Mittlere Höhe, Länge und Profilausrichtung der Dünen V 1 und V 2 im zentralen Sandfeld von Corralejo/Oliva Beach	66
Tab. 2.12	Windrichtungen am Flughafen Fuerteventura und Umgebung in %	70
Tab. 2.13	Gesamt- und Mittelwerte der meridionalen Verlagerung von Dünen im zentralen Sandfeld von Corralejo/Oliva Beach	74
Tab. 2.14	Texturparameter und Kalkgehalt von Sanden des Dünenfeldes Corralejo/Oliva Beach	77
Tab. 2.15	Charakteristika von Dünenständen im Profil V 1	80
Tab. 2.16	Prozessuale Differenzierung von Dünenständen (Düne V 1, NE-Fuerteventura, 12.8.1987)	82
Tab. 2.17	Pentaden-Mittelwerte der mittleren Korngröße für die Firstsande der Dünenabschnitte V 1 und V 2	84

Tab. 2.18	Pentaden-Mittelwerte von Materialeigenschaften von Kamm- bzw. Firstsanden der Längsdüne bei Oliva Beach	84
Tab. 2.19	Proben aus weiteren Sand- und Dünengebieten in Nord- und Zentral-Fuerteventura	87
Tab. 2.20	Proben von Paläodünen (Kalkareniten) und mobilen Sanden auf der Landenge von La Pared (Süd-Fuerteventura)	92
Tab. 2.21	Höhe der großen Leedünen an der Sotavento-Küste	97
Tab. 2.22	Texturparameter und Kalkgehalt von Kammsanden der großen Sotavento-Leedünen	102
Tab. 2.23	Charakteristika von Dünensanden im Querprofil, große Leedünen der Sotavento-Küste, Jandía	105
Tab. 2.24	Charakteristika von Dünensanden im Längsprofil der großen Sotavento-Leedünen	106
Tab. 2.25	Pentaden-Mittelwerte der mittleren Korngröße und der Sortierung für die Kammsande der großen Leedünen an der Sotaventoküste von Jandía	108
Tab. 2.26	Texturparameter und Kalkgehalt von Kammsanden der kleinen Leedünen nahe den Barranco-Mündungen am Südostfuß des Jandía-Gebirges sowie von Strandsanden dieses Küstenabschnitts	109
Tab. 2.27	Texturparameter und Kalkgehalt von Sandwehen und -kuppen am Westende der Jandía-Halbinsel (Llano de Angostura)	110
Tab. 2.28	Texturparameter und Kalkgehalt von Sanden des Dünengebietes von Maspalomas/Playa del Inglés	118
Tab. 2.29	Relation Mittelsande zur Feinsandfraktion und Kalkgehalt von Strand- und Dünensanden des Maspalomas-Gebietes	120
Tab. 3.1	Vergleichende Zusammenstellung von Materialeigenschaften der Kamm- bzw. Firstsande in den näher untersuchten Dünengebieten	129
Tab. 3.2	Staubanteil in Oberflächenproben von First- bzw. Kammsanden ostkanarischer Dünen	133

Fotos: 25 Jahre Dünenstudien auf den östlichen Kanarischen Inseln

Foto 1	Barchanoide Schilddüne (D3), Llano de Famara/Nord-Lanzarote (März 1985)	136
Foto 2	Barchan-Düne (D4), Llano de Famara/Nord-Lanzarote (April 1981)	136
Foto 3	Komplexe Dünenform durch Verschmelzen (luvseitiges Auflaufen) barchanoider Dünen (D4), Llano de Famara/Nord-Lanzarote (März 1987)	137
Foto 4	Komplexe Dünenstaffel durch Verschmelzen (luvseitiges Auflaufen) von zwei barchanoiden Dünen, Llano de Famara/Nord-Lanzarote (August 1993)	137
Foto 5	Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach mit barchanoiden Transversaldünen, Nordost-Fuerteventura, Blickrichtung Nordost (August 1996)	138
Foto 6	Leeseite des Dünenabschnitts (V1) als Teilstück einer barchanoiden Transversaldüne, Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach, Nordost-Fuerteventura (März 1980)	138
Foto 7	Barchanförmiger Dünenabschnitt (V 2) nahe dem westlichen Ende einer Transversaldüne, Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach, Nordost-Fuerteventura (Dezember 2004)	139
Foto 8 a	„Längsdüne“ entlang der Straße südwestlich des Hotelkomplexes Oliva Beach, Nordost-Fuerteventura, scharf-gratförmige Ausbildung, Blick von Süden (Februar 1980)	140
Foto 8 b	Flacher Dünenrücken als Rest der „Längsdüne“ bei Oliva Beach, Blick von Südwesten (Februar 2003)	140
Foto 9	Jandía-Bergland und Landenge von La Pared (Süd-Fuerteventura) in Satellitenbild-Szene (Aufnahme 5.12.1993)	141
Foto 10 a	Große Leedünen der Sotavento-Küste von Jandía, Süd-Fuerteventura, Blick von Nordost (Februar 1990)	142
Foto 10 b	Vergleichsaufnahme der großen Leedünen an der Sotavento-Küste von Jandía, Blick von Nordost (Januar 2007)	142
Foto 11 a	Große Leedünen der Sotavento-Küste von Jandía, Süd-Fuerteventura, Blick von Südwest, Richtung Risco del Paso und Los Gorriones (Dezember 1985)	143
Foto 11 b	Vergleichsaufnahme der großen Sotavento-Leedünen, Blick von Südwest (Januar 2007)	143
Foto 12 a	Westliche Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandía, Blick in Längsrichtung (Nord-Süd) vom Kliff zum Strand (Januar 1987)	144
Foto 12 b	Vergleichsaufnahme der westlichen Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandía, Blick in Längsrichtung (Nord-Süd) vom Kliff zum Strand (Januar 2007)	144

Foto 12 c	Vergleichsaufnahme der westlichen Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandía (Dezember 2008)	145
Foto 13 a	Östliche Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandia, Süd-Fuerteventura, Blick in Längsrichtung (Nord-Süd) vom Kliff zum Strand (Januar 1987)	146
Foto 13 b	Vergleichsaufnahme der östlichen Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandia, Blick in Längsrichtung (Nord-Süd) vom Kliff zum Strand (Januar 2007)	146
Foto 14	Luftaufnahme des Dünengebietes von Maspalomas/Playa del Inglés, Gran Canaria	147
Foto 15 a	Dünenfeld von Maspalomas/Playa del Inglés, Gran Canaria, Blick in südliche Richtung (Dezember 1996)	148
Foto 15 b	Dünenfeld von Maspalomas/Playa del Inglés, Gran Canaria bei Westsüdwestwind (von rechts); Asymmetrienumkehr mit Aufsitzerdünen im Kammbereich (September 1992)	148
Foto 16	Komplexes Muster der Dünenanordnung im Zentralteil des Dünenfeldes von Maspalomas/Playa del Inglés, Gran Canaria, Blick gegen Nordosten Richtung San Agustín (Dezember 1996)	149

Zusammenfassung: 25 Jahre Dünenstudien auf den östlichen Kanarischen Inseln

Summary: 25 Years of Dune Research on the Eastern Canary Islands

Different types of dunes are present on the Eastern Canary Islands, controlled mainly by sediment supply, topographic position, and wind regime. Field studies were carried out since 1979–1985 to 2007/2008. Thus about 25 years of studies were invested in the research project. Dune morphology and dynamics, sand budget and textural parameters of the dune sands were subjected to significant changes during the period of studies. An extensive collection of relevant field observations and measurements has accumulated during the longlasting research project.

The bright calcareous sands of the Eastern Canary Islands are derived from bioclastic calcarenites (paleodunes, aeolianites) of Neogene and Pleistocene age. In periods of low sea level biogeneous calcareous sediments were driven from the exposed shelf margins to the islands. The actual sand movement is dominated by an unimodal tradewind regime from NNE, with variations by landforms, by local winds, and in course of the year.

Objects of the study are the spatial position of the different dune types, as well as variations of dune shape, dune movement rates, sand budget and dune sands material in time and space over the last decades.

A scanty sand supply in conjunction with the unimodal wind regime brings about the small individual barchans and shield dunes of the Llano de Famara in northern Lanzarote. A negative sand budget over the last decades is evident. The average movement rate of the dunes ranks about 20 m/year.

An abundance of sand combined with the wide-unimodal wind regime gives rise to large barchanoid transverse dunes (barchanoid ridges) in the central sand field south of Corralejo (NE-Fuerteventura). The average rate of dune movement for a period of 28 years was found to be 5–7 m/year. No reliable data on the sand budget are available.

A bimodal wind regime controlled by local landforms and a sand supply from the low Isthmus of La Pared brings about the longitudinal leeward dunes of the Jandía Sotavento Coast (southern Fuerteventura). These are no migrating dunes, but sandpassing forms in quasi-stationary position. The meridional long axis of the dunes crests is orientated in the resulting direction of longshore winds from the NE, and down-valley winds from NNW. The lee dunes show a marked loss in size and sand volume over the last decades.

The dune field of Maspalomas (southern Gran Canaria) is included in the study for comparison. A complex wind regime with opposite drift directions to some extent brings about reversing dunes with alternating crest asymmetry in the center of the field. Annual dune movements of 6–8 m from ENE to WSW are reported. The actual sand budget looks to be negative.

Special attention is given to the characteristics of dune sands material and its variation in spatial distribution and temporal development over the period of investigation. More than 550 samples of dune sands were analyzed and converted into the phi-based textural parameters devised by FOLK and WARD (1957). The sands characteristics are compared and documented in a multitude of tables, diagrams and figures. Apparently carbonate sands differ from quartz sands in some characteristics.

Resumen: 25 años de estudios dunares en las Canarias orientales

En las Canarias orientales ocurren diferentes formas dunares, dependiendo fundamentalmente de la disponibilidad de material, posición en el relieve y régimen eólico. Desde 1979–1985 hasta el año 2008 se efectuaron estudios de campo en áreas escogidas de esta islas, de modo que el proyecto de investigación abarca un periodo de alrededor de 25 años. Durante este tiempo pudieron constatarse notables cambios en lo que respecta a forma y dinámica de las dunas, así como la cantidad y los parámetros texturales de la arena. Durante el dilatado periodo de estudio se reunió un rico material de observaciones y resultados de mediciones.

Las arenas calcáreas claras de las Canarias orientales se originaron a partir de calcarenitas bioclásticas (paleodunas, eolianitas) de edad néogena y pleistocénica. Durante las fases de nivel marino bajo los fragmentos calcáreos biogénicos fueron transportados por el viento desde los fondos someros, ahora secos, hacia el interior de las islas. El movimiento actual de las arenas está condicionado por el régimen eólico de los alisios, unimodal de N-NE, encontrándose variaciones locales debidas al relieve, vientos locales y periodicidad climática anual.

El objeto de los estudios fue conocer la posición de los distintos tipos de dunas en el terreno, así como los cambios temporales y espaciales producido durante las últimas décadas en la forma y el movimiento de las mismas y en la cantidad y composición de la arena.

Los pequeños barcanes aislados y dunas en escudo que aparecen en el Llano de Famara en el norte de Lanzarote, están condicionados por un aporte moderado de arena combinado con el régimen eólico unimodal. Es evidente un balance negativo en la cantidad de arena durante las últimas décadas. El movimiento medio de las dunas individuales es de alrededor de 20 m/año.

Un aporte rico de arena combinado con un régimen eólico ampliamente unimodal caracteriza las dunas trasversales barcanoides mayores de la zona núcleo de campo de arenas de Corralejo/Oliva Beach en el noreste de Fuerteventura. Durante el periodo de observación de 28 años, la distancia media anual recorrida por estas dunas fue de 5–7 m. No se dispone de datos fiables acerca de balance cuantitativo de las arenas.

Las alargadas dunas de la costa de sotavento en el sur de Fuerteventura son el resultado de un régimen eólico bimodal influenciado por el relieve, combinado con el aporte de arena desde el bajo istmo de La Pared. En este caso no se trata de dunas móviles, sino de formas casi estacionarias de desplazamiento de arena, condicionadas por el relieve. El eje longitudinal de estas dunas, extendido en dirección meridional, es la resultante de

dos fuerzas: vientos del NE, paralelos a la costa, y vientos que descienden por los valles en dirección N-NW. Estas dunas de sotavento han disminuido considerablemente en tamaño y volumen durante las últimas décadas.

El campo dunar de Maspalomas en el sur de Gran Canaria fue incluido en este estudio únicamente con finalidad de comparación. Un régimen eólico complejo, con direcciones temporalmente opuestas, ha formado en la zona núcleo del campo de arena dunas reversibles que presentan una asimetría de cresta variable en el tiempo. La dirección principal de movimiento es de E-NE a W-SW, registrándose desplazamientos medios de 6–8 m/año. La cantidad de arena presenta un balance negativo.

Se puso atención especial en el estudio de las propiedades del material dunar en sus aspectos distribución espacial y cambios en el tiempo, durante el periodo que duraron las investigaciones. Se analizaron más de 550 muestras de arena, calculándose sus parámetros texturales en base a phi (según FOLK y WARD 1957). Se compararon las propiedades de las arenas, documentándose éstas en un gran número de tablas, diagramas e ilustraciones. Parece obvio que existen algunas diferencias entre las propiedades de arenas calcáreas y arenas cuarcíticas.

Zusammenfassung

Auf den östlichen Kanarischen Inseln treten unterschiedliche Dünenformen auf, vornehmlich in Abhängigkeit von Materialangebot, Lage im Relief und Windregime. Hier wurden seit 1979–1985 bis 2007/2008 Geländeuntersuchungen in ausgewählten Testgebieten durchgeführt, sodass das Forschungsprojekt eine Laufzeit von rund 25 Jahren aufweist. Während dieser Periode waren erhebliche Veränderungen von Dünenform und -dynamik, Sandhaushalt und Texturparametern der Dünenande festzustellen. Im Laufe der langdauernden Untersuchungen fiel ein reichhaltiges Material an Geländebeobachtungen und Messergebnissen an.

Die hellen Kalksande der östlichen Kanarischen Inseln entstanden aus bioklastischen Kalkareniten (Paläodünen, Aeolianiten) neogenen und pleistozänen Alters. In Phasen niedriger Meeresspiegelstände wurden biogene Kalkfragmente von den trockengefallenen Schelfrändern auf die Inseln eingeweht. Die heutige Sandverlagerung wird vom unimodalen Passatregime aus NNE beherrscht, wobei Abwandlungen durch das Relief, durch lokale Winde und durch die klimatische Jahresperiodizität auftreten.

Gegenstand der Untersuchungen waren die Lage der unterschiedlichen Dünentypen im Gelände sowie die Veränderungen von Dünenform, Dünenbewegung, Sandhaushalt und Dünenmaterial in Zeit und Raum während der letzten Dekaden.

Eine mäßige Sandversorgung in Verbindung mit dem unimodalen Windregime ist für die kleinen isolierten Barchane und Schilddünen des Llano de Famara in Nord-Lanzarote bezeichnend. Hier ist ein negativer Sandhaushalt während der letzten Dekaden unverkennbar. Die mittlere Bewegungsrate der individuellen Dünen beträgt um 20 m/Jahr.

Ein sehr reichhaltiges Sandangebot bei weit-unimodalem Windregime bedingt die größeren barchanoiden Transversaldünen im Kern des Sandfeldes von Corralejo/

Oliva Beach (NE-Fuerteventura). Die mittlere Bewegungsrate dieser Dünen liegt bei 5–7 m/Jahr über die 28jährige Beobachtungsperiode hinweg. Für die Entwicklung des Sandhaushaltes liegen keine verlässlichen Daten vor.

Ein reliefgesteuertes bimodales Windregime bei einer Sandzufuhr von der niedrigen Pared-Landenge ist die Voraussetzung für die langgestreckten Leedünen an der Sotavento-Küste der Jandía-Halbinsel (Süd-Fuerteventura). Hier handelt es sich nicht um Wanderdünen, sondern um reliefgebundene quasi-stationäre Formen der Sandverlagerung. Die meridional verlaufende Längsachse der Leedünen ergibt sich als Resultante von küstenparallelen Winden aus NE und Talabwinden aus NNW. Die Leedünen haben in den letzten Dekaden beträchtlich an Größe und Sandvolumen verloren.

Das Dünenfeld von Maspalomas im Süden von Gran Canaria wurde lediglich zu Vergleichszwecken in die Studie einbezogen. Ein komplexes Windregime mit zeitweilig gegenläufigen Driftrichtungen lässt im Kern des Sandfeldes Umkehrdünen mit wechselnder Kammasymmetrie entstehen. Die Hauptbewegungsrichtung verläuft von ENE gegen WSW, wobei mittlere Bewegungsraten um 6–8 m/Jahr angegeben werden. Der gegenwärtige Sandhaushalt ist augenscheinlich negativ.

Besondere Beachtung wurde auch den Eigenschaften des Dünenmaterials in seiner räumlichen Verbreitung und in seiner zeitlichen Veränderung während der Untersuchungsperiode geschenkt. Über 550 Sandproben wurden analysiert und in die Texturparameter auf phi-Basis (nach FOLK und WARD 1957) umgerechnet. Die Eigenschaften der Dünenände werden verglichen und in einer großen Zahl von Tabellen, Diagrammen und Abbildungen dokumentiert. Offenbar gibt es einige Unterschiede in den Eigenschaften der Kalksände gegenüber Quarzsanden.

Vorwort: 25 Jahre Dünenstudien auf den östlichen Kanarischen Inseln

Wegen der Entlegenheit der meisten ariden Gebiete stoßen längerfristige und fortdauernde Studien zur äolischen Morphodynamik in der Regel an logistische Grenzen. Das gilt nicht für die östlichen Kanarischen Inseln mit ihrer guten touristischen Infrastruktur und leichten Erreichbarkeit. Diese Inseln liegen bei 28°–29°30'N auf der Breite der nördlichen Sahara und weisen mit rund 100 mm mittlerem Jahresniederschlag in der meernahen Fußstufe ein Halbwüstenklima auf.

Im Rahmen aktuumorphologischer und geoökologischer Studien auf den Kanaren (seit 1973) wurden auch Untersuchungen zur äolischen Morphodynamik und ihrem Formenschatz mit Schwerpunkt auf den Ostinseln durchgeführt. Diese begannen im Sommer 1979 im Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach (NE-Fuerteventura) mit Fortsetzung ab Frühjahr 1981 im Llano de Famara (N-Lanzarote) und schließlich ab 1985 an der Sotavento-Küste der Jandía-Halbinsel (S-Fuerteventura). In diesen Testgebieten sind fortlaufende Beobachtungen bis Anfang 2007 angestellt worden, ergänzt durch Feldversuche zur näheren Erfassung der äolischen Morphodynamik. Vergleichsstudien gab es auch in weiteren Dünengebieten der Kanaren, u. a. im Süden von Gran Canaria (Maspalomas/Playa del Inglés) und von Teneriffa (El Médano).

Über regionale Befunde und Zwischenergebnisse liegen bereits mehrere Publikationen vor (besonders 1990–1997), ergänzt durch eine gedrängte Zusammenschau (P. HÖLLERMANN 1997 a). Zweck der vorliegenden Darstellung kann es daher nicht sein, alle bisherigen Befunde nochmals zusammenzufassen, sondern auf der Grundlage der langen Beobachtungsperioden vorrangig auf zeitliche Entwicklungen und Veränderungen der Dünenformen, der Dünendynamik und des Dünenmaterials einzugehen. Sind doch aktive Dünen durch Anpassung an die jeweils strömungsdynamisch günstigste Form raum-zeitlichen Veränderungen unterworfen. Diese zeitliche Dimension der Dünendynamik als Grenzschichtphänomen im Kontaktbereich von Atmosphäre, Lithosphäre, Reliefsphäre, Hydrosphäre und Biosphäre ist nur durch langangelegte und fortdauernde Feldstudien näher zu verfolgen. Weiter hat diese Studie eine übersichtliche Aufbereitung des umfangreichen, über lange Zeit angefallenen Datenmaterials zum Ziel. Das gilt besonders für die zahlreichen Sandproben in ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität. Gegenüber diesen Hauptanliegen der Feldstudien wird die Diskussion der umfangreichen einschlägigen Literatur unter Verweis auf die vorangegangenen Publikationen auf das Notwendigste beschränkt.

Trotz der relativ geringen Dimension der ostkanarischen Untersuchungsgebiete umfassen sie ein breites Spektrum an Dünenformen. In Abhängigkeit von Materialangebot, Lage, Relief und Windregime weist jedes Gebiet seine Eigenheiten auf. Neben ubiquitären Formen wie Sanddecken, Sandkuppen und kleinen Sandwehen im Lee von Hindernissen finden sich im Famara-Hinterland Nord-Lanzarotes isolierte Schilddünen und Barchane, im Zentrum des großen Sandfeldes von Corralejo/Oliva Beach (NE-Fuerteventura) barchanoide Transversaldünen und an der Sotavento-Küste von Jandía (S-Fuerteventura) große lineare Leedünen. Komplexe barchanoide Transversaldünen („reversing dunes“) mit Anklängen zu einem Aklé-Muster bei Maspalomas (S-Gran

Canaria) ergänzen das Formenspektrum, waren jedoch nicht Objekt regelmäßig-längerfristiger Feldstudien.

Die Testgebiete auf Lanzarote und Fuerteventura wurden in der Regel zunächst alljährlich (in einigen Fällen sogar mehrfach) aufgesucht und in der Folge einem fortdauernden regelmäßigen Monitoring unterworfen, sodass nunmehr Beobachtungsperioden zwischen 22 und 28 Jahren vorliegen. Die regionalen Einzelbefunde dieser empirischen Feldstudien mit konventionellen Beobachtungsverfahren fügen sich erwartungsgemäß in den Rahmen der bekannten allgemeinen Regelmäßigkeiten der äolischen Morphodynamik ein, doch dürfte die umfangreiche Materialsammlung und Dokumentation derartig langer Zeitreihen und Daten eher ungewöhnlich und hinreichende Motivation für die vorliegende Darstellung sein.

1 Allgemeiner Teil

1.1 Lage der Dünengebiete und Herkunft der Sande

Alle größeren Sand- und Dünengebiete der Ostkanaren finden sich in meernaher Lage und in Verbindung mit Sandstränden. Während die ausgedehnten Sandfelder im Hinterland der Famara-Bucht (Nord-Lanzarote) und von Corralejo/Oliva Beach (Nordost-Fuerteventura) im Anschluss an luvseitige Küsten auftreten, entstanden die Dünen der Sotavento-Küste von Jandía (Süd-Fuerteventura) in Leelage (Fig. 1.1).

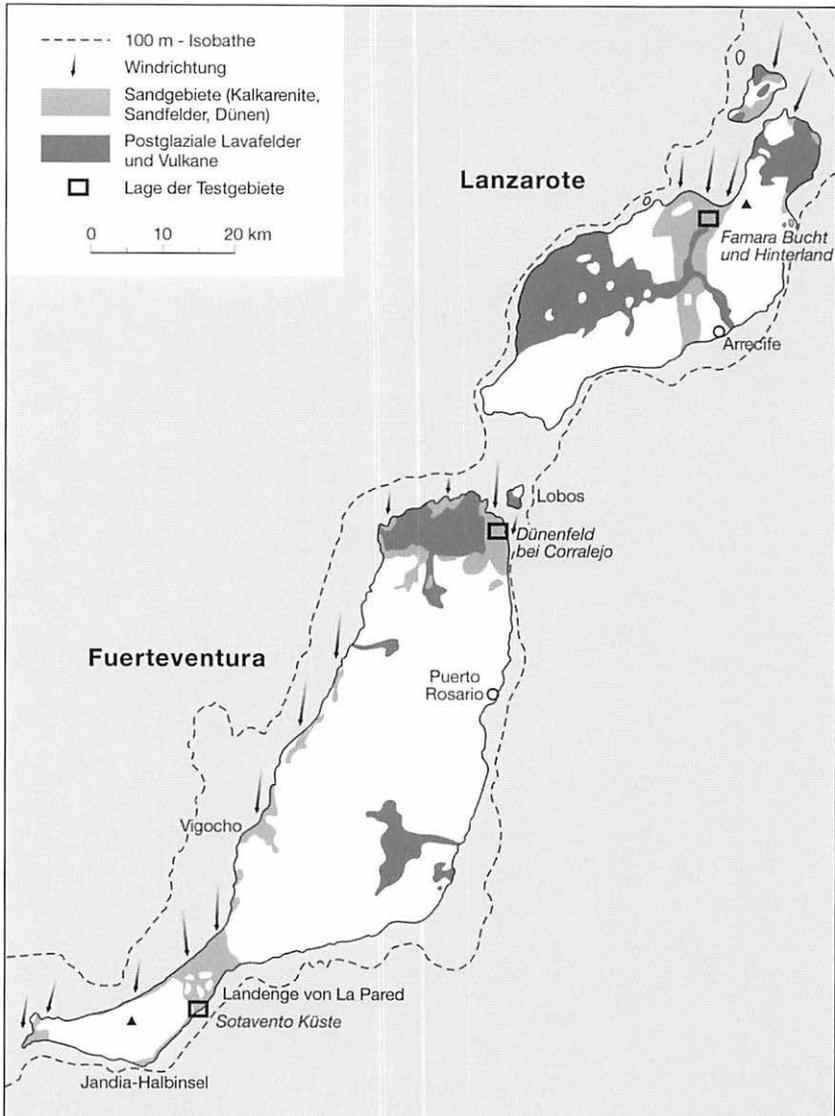


Fig. 1.1 Sandgebiete der Ostkanaren und Lage der Untersuchungsgebiete

Allenthalben auffällig ist der Kontrast zwischen den dunklen Vulkaniten des Untergrundes (meist Basalte) und der hellen Sandauflage sedimentären Ursprungs. Fast alle Sand- und Dünengebiete der Ostkanaren bestehen aus hellen karbonatischen Sanden. Schwere dunkle Basaltsande sind nur selten mit deutlichen äolischen Formen verbunden, z. B. unbewachsene jungvulkanische Aschen und Pyroklastika des 18. Jahrhunderts auf Lanzarote.

Der hohe Karbonatanteil der hellen Strand- und Dünenande von 35 % bis über 90 % ist biogenen Ursprungs. Die Sande bestehen größtenteils aus zerkleinerten Hartteilresten mariner und festländischer Organismen (u. a. Foraminiferen, koralline Algen, Schnecken, Muscheln, Echinodermen, Serpeln) (vgl. z. B. T. BRAVO 1964 oder P. ROTHE 1996). Diese Sande entstammen der Aufbereitung vorzeitlicher Kalksandsteinablagerungen (Paläodünen).

Eine aktuelle Bildung bioklastischer Kalksande im luvseitigen Brandungsbereich (H. E. REINECK 1990, 1993) spielt für die Dünen nur eine sehr geringe Rolle. Sie ist z. B. zu beobachten im Nordosten von Lanzarote (nahe Punta del Palo östlich von Orzola) sowie an der Nordküste von Fuerteventura (Umgebung von Machanijo und Caleta del Marrajo nahe Punta del Toston).

Während in populären Darstellungen die irrige Annahme einer äolischen Sandzufuhr aus der nahegelegenen West-Sahara immer noch gelegentlich zu finden ist, war die bioklastische Natur der Kalksande auf den Ostkanaren im Prinzip schon lange bekannt. So liest sich z. B. bereits in Meyers Konversationslexikon (1876³) für Fuerteventura: „Berüchtigt sind verschiedene sandige Wüsten, aus losen Muscheltrümmern gebildet“. Bei bestimmten Wetterlagen erfolgt allerdings eine Staubzufuhr vom saharischen Festland her, wobei aus pedogenetischen Befunden längerfristig ein mittlerer Staubeintrag von 11–24 g/m² und Jahr berechnet wurde (R. JAHN 1995). Neuere Ergebnisse über Art und Ergiebigkeit saharischer Staubeinträge auf den Kanaren wurden beim Workshop „Lower Latitudes Loess – Dust Transport Past and Present“ im März 2006 auf Lanzarote vorgestellt (C. CRIADO und A. HANSEN, E. DERBYSHIRE, J. MENÉNDEZ et al.).

In Zeiten mit abgesenktem Meeresspiegel, wie sie schon im Neogen und dann besonders während der pleistozänen Kaltzeiten auftraten, waren die Inseln Lanzarote und Fuerteventura noch miteinander verbunden und von trockenengefallenen Schelfsäumen umgeben, die weithin eine stattliche Breite von 3–10 km erreichten (zum submarinen Relief der Ostkanaren vgl. H. PASENAU 1973). Der Verlauf der 100 m-Isobathe in Fig. 1.1 mag den pleistozän-kaltzeitlichen Küstenverlauf annähernd anschaulich machen. Vom freigelegten Schelfbereich wurde bioklastisches Material auf das heutige Festland geweht und dort als Äolianite (Paläodünen) abgelagert. Diese später diagenetisch leicht verfestigten Kalkarenite zeigen durch verbreitete Kreuzschichtung ihre äolische Herkunft an. Sie erlangen ihre größte Verbreitung im flachen Hinterland von Küsten, denen im Norden besonders breite trockenengefallene Schelfflächen als Liefergebiete vorgelagert waren (Fig. 1.1). Das bestätigt die Wirksamkeit von kaltzeitlichen Passatwinden nördlicher Herkunft (D. W. PARKIN u. N. J. SHACKLETON 1973, M. SARNTHEIN 1982, G. TETZLAFF u. M. PETERS 1986, J. MECO 2003, C. CRIADO et al. 2004), während die Ableitung westlicher Winde bei der pleistozänen Dünenbildung im Norden Fuerteventuras durch P. ROGNON et al. (1987) schwerlich verallgemeinert

werden kann. Eine überwiegend jungpleistozän-kaltzeitliche Datierung der Paläodünen ist nicht zuletzt den zeitlichen Grenzen der Radiokarbon-Methode zuzuschreiben. Tatsächlich handelt es sich um eine mehrphasige plio-pleistozäne Entwicklung, unterbrochen durch humidere Zeiten, die durch Paläoböden und zugehörige Fossilien repräsentiert werden (z. B. J. MECO 2003). Jüngere Studien über die Abfolge und Chronologie quartärer Paläodünenablagerungen im Norden von Fuerteventura lieferten C. CRIADO et al. 2004 sowie C. CRIADO und A. HANSEN 2006. Entsprechende Paläodünen- bzw. Kalkarenitablagerungen sind auch von anderen mittelatlantischen Inselgruppen bekannt (Madeira-Porto Santo: J. LIETZ u. M. SCHWARZBACH 1971, Kapverden: A. TORRES u. J. M. SOARES 1946, P. ROTHE 1982).

Für die Kalkarenite als mäßig verfestigte Paläodünenablagerungen ergab sich bei den untersuchten Proben ein mittlerer Kalkgehalt von 82,2 % (n = 39) und eine mittlere Korngröße von 1,99 phi (= ca. 0,25 mm, n = 44). Bei der Korngröße überwiegen also erwartungsgemäß die Mittelsande mit Annäherung zur Grenze der Feinsande, wie es für äolische Sedimente charakteristisch ist („äolische Hauptfraktion“ nach H. BESLER 1980). Regionale Unterschiede und Streuungen sind der Tabelle 1.1 zu entnehmen.

Tab. 1.1 Kalkgehalte und mittlere Korngröße von Kalkareniten der Ostkanaren

Gebiet	Mittl. Kalkgehalt % (Extreme)	Mittl. Korngröße Mz phi = mm (Extreme)
Famara (N-Lanzarote)	79,5 (69,7-89,2) n = 10	2,08 = 0,24 (1,91-2,53) n = 14
Bei Mala (NE-Lanzarote)	85,9 (79,9-88,8) n = 3	1,79 = 0,29 (1,72-1,84) n = 3
Corralejo/Oliva Beach (NE-Fuerteventura)	87,0 (82,1-92,2) n = 7	1,85 = 0,28 (1,71-1,99) n = 8
Pared-Landenge, Jandía (S-Fuerteventura)	78,4 (69,8-88,9) n = 12	2,06 = 0,24 (1,84-2,51) n = 20

Die untersuchten Kalkarenitproben (n = 20) enthielten im Mittel zwischen 5,5 und 7,5 % Staubanteile, mit Maxima bis gegen 17–18 %. Die aktuellen mobilen Dünenoberflächen sind hingegen staubarm (Mittel 0,33 %, n = 136). Die geringsten Staubanteile der aktuellen Dünen fanden sich bei den ständig umgelagerten Kammsanden der Sotavento-Leedünen von Jandía (0–0,3 %), leicht höhere Werte im Firstbereich der Famara-Dünen Nord-Lanzarotes (0–0,9 %) und der nur langsam bewegten Corralejo-Dünen Nord-Fuerteventuras (0–1,9 %). Offensichtlich besteht eine Beziehung zwischen Dünenaktivität und Staubgehalt. Unterhalb der bewegten Dünen sand-Oberflächen nimmt der Staubanteil zu (0,6–2,5 % in 5–10 cm Tiefe, Mittel 1,6 %).

Die Kalkarenite sind lagenweise reich an Einschlüssen wie Landschneckenschalen, kalzifizierten Hymenopterenestern („Sandeier“) oder Rhizokonkretionen. Auch Knochen und Eierschalen einer ausgestorbenen Sturmvogelart (*Puffinus holei*) wurden

lokal aufgefunden (C. A. WALKER et al. 1990, J. MECO 2003). Solche Fossilien werden meist als Anzeiger von Phasen mit verringerter Aridität interpretiert (u. a. H. HAUSEN 1956, A. MACHADO 1976, M. BAEZ u. J. J. BACALLADO 1984, N. PETIT-MAIRE et al. 1986, P. ROTHE 1986, J. MECO 2003, C. CASTILLO RUIZ et al. 2005). J. ORTIZ (2006) konnte anhand von Aminosäuren der Theba-Schneckenschalen acht Paläodünen-Bildungsphasen auf den östlichen Kanarischen Inseln nachweisen.

Die rezenten Drift- und Dünensande stammen letztlich aus der Verwitterung und Verlagerung des Materials der nur gering resistenten Kalkarenite. Die festeren Einschlüsse bilden zusammen mit Schneckenschalen und Kalkkrustenbruchstücken größere Residuen auf Deflationsflächen oder lokale kleinstückige Oberflächenpanzerungen.

Die mobilen Drift- und Dünensande der Ostkanaren bestehen aus einem Gemenge heller (zumeist bioklastisch-karbonatischer) und dunkler (bes. basaltischer) Körner in unterschiedlichen Mengenverhältnissen. Dabei sind die hellen und leichteren Karbonatkörner im Mittel deutlich größer als die dunklen und schwereren Körner basaltischer Herkunft (Näheres im regionalen Teil).

Die Verbreitung der Dünen und Driftsande auf den östlichen Kanarischen Inseln steht also in engem Zusammenhang mit den Ablagerungen der Kalkarenite. Sie sind jeweils dort anzutreffen, wo nördliche Winde von trockengefallenen breiten Schelfflächen die heutige Küstenlinie überschritten und bioklastisches Material ablagern konnten (Fig. 1.1). Die Lage der rezenten Driftsand- und Dünengebiete in genetischer Anknüpfung an überwiegend pleistozäne Kalkarenite wird damit vorrangig schon durch vorzeitliche Bedingungen der pleistozänen Klima- und Landschaftsgeschichte im Rahmen der jeweiligen Reliefvorgegebenheiten determiniert. Zudem wurden auch wesentliche Textur- und Formmerkmale der gegenwärtig windverlagerten Sande bereits durch den Charakter der Kalkarenite als Paläodünenablagerungen (Äolianite) vorgeprägt und vererbt.

1.2 Klima und Windregime

In der Sicht globaler Klimagliederungen sind die Ostkanaren dem Übergang des subtropischen winterfeucht-sommerdürren Steppenklimas zum Halbwüsten- und Wüstenklima zuzurechnen (C. TROLL u. K. H. PAFFEN 1964) bzw. dem megatherm-ariden Subtropenklima mit 1–2 humiden Monaten (W. LAUER, M. D. RAFIQPOOR und P. FRANKENBERG 1996). In der meernahen Fußstufe mit den näher untersuchten Dünengebieten beträgt das Verhältnis arider zu semiariden Jahren etwa 2,5 : 1. Nach der Gliederung von K. GIESSNER (1985) wäre von einem mediterran-winterwarm-ariden Klima zu sprechen. Im Rahmen der globalen atmosphärischen Zirkulation handelt es sich um ein Passatklima mit spärlichen zyklonalen Niederschlägen im Winterhalbjahr. Die Saisonalität der Winterregen ist mit 60–70 % allein in den Monaten November bis Januar noch stärker akzentuiert als im Mittelmeerraum. Der NE-Passat weht im trockenen Sommer besonders regelmäßig und richtungskonstant, wobei in den Hochsommermonaten Juli und August die Winde aus N und NE über 90 % der Terminbeobachtungen ausmachen. Im Winter mit einem abwechslungsreicheren Witterungsgeschehen und zyklonalen Störungen ist der Passat immer noch mit 40–60 % der Windrichtungen vertreten.

Die Saisonalität der Zirkulation und der Niederschläge wirkt sich in der Dünendynamik so aus, dass im Sommerhalbjahr bei unimodalem Passatregime die Sandverlagerung und Dünenbewegung am stärksten ist und die Dünenformen typisch entwickelt sind. Rund 2/3 der Dünenbewegung und des Sandumsatzes finden von Mai bis Oktober statt. Im Winter mit häufig wechselnden Winden und gelegentlichen Niederschlägen erfolgt die Sandverlagerung verzögert, während die Dünenformen unregelmäßiger ausgebildet sind.

Die Globalstrahlung G kann bei sommerlichem Sonnenhöchststand bis über 1 kW/m^2 erreichen, zur winterlichen Mittagszeit nur noch reichlich die Hälfte dieses Wertes. Die durchschnittliche Sonnenscheindauer liegt bei 2700–2950 Stunden im Jahr. Die thermische Saisonalität ist dennoch nur schwach ausgeprägt. Ozeanische Insellage, kühler Kanarenstrom und das damit verbundene Auftriebswasser vor der nordwestafrikanischen Küste führen zu gedämpften und verzögerten Extremen. Die negative Temperaturanomale zum Breitenkreismittel beträgt im Sommer ca. 3° . Bei Jahresmitteln um 20° C in der meernahen Fußstufe ist die mittlere Jahresamplitude mit $6\text{--}7^\circ \text{ C}$ nur geringfügig höher als die mittlere Tagesschwankung oder kommt dieser gleich. Wärmster Monat ist der August ($23,5\text{--}24^\circ \text{ C}$); am kühlgsten sind Januar oder Februar ($17\text{--}17,5^\circ \text{ C}$). Da die hellen Kalksande wegen ihrer hohen Albedo um 50 % eine reduzierte Energieaufnahme aufweisen (Tab. 1.2), treten über ausgedehnten hellen Sandflächen etwas niedrige Temperaturmittel auf (P. HÖLLERMANN 1991 b).

Tab. 1.2 Strahlungsbilanz von Sandoberflächen im Vergleich

Substrat	Globalstrahlung G W/m^2	Albedo %	Strahlungsbilanz Q W/m^2
Dunkle Basaltsande/Lapilli	960	8-9	632
Graubraune Sande (N-Lanzarote)	960	19-20	579
Helle Kalksande (NE-Fuerteventura)	960	49-51	451

(Die Werte basieren auf Messungen bei maximaler Einstrahlung an einem Julitag mit einer Luft-Temperatur von 26° C)

Erst recht sind die Oberflächentemperaturen der Sande material- bzw. albedoabhängig. Fig. 1.2 liefert Beispiele für den sommerlichen Tagesgang der Temperaturen auf trockenen Sand- und Dünenoberflächen bei uneingeschränkter Strahlung. Dabei erreichen die dunklen Basaltsande um rund 20° C höhere Maximaltemperaturen als die hellen Kalksande. Die graubraunen Sande der Famara-Dünen nehmen eine Zwischenstellung ein. In den ausgewählten Beispielen beträgt die Tagesschwankung für die Basaltsande fast 50° C gegenüber 24° C für die hellen Kalksandoberflächen. Wegen der geringen Wärmeleitfähigkeit der trockenen Sande nehmen die Tagesamplituden tiefenwärts rasch ab und verzögern sich (vgl. auch Fig. 2.25). Die obere Sandlage bis zu 10–15 cm Tiefe ist an Strahlungstagen also besonders starken Temperaturschwankungen ausgesetzt, während die Tagesperiode gegen 50 cm Tiefe fast völlig ausklingt. Die Temperaturkurven der Fig. 1.2 stellen keineswegs Extremfälle dar. Wegen der unterschiedlichen Messzeiten sind sie nicht streng vergleichbar.

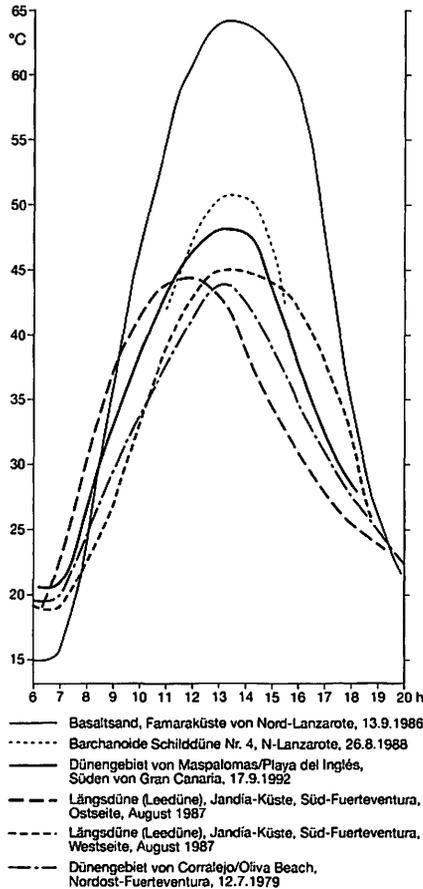


Fig. 1.2 Tagesgang der Temperatur von trockenen Sand- und Dünenoberflächen

Deutlich höhere Lufttemperaturen bis über 40° C treten auf, wenn trockene afrikanische Kontinentalluftmassen auf die Ostkanaren übergreifen („Tiempo Sur“, „Levante“, „Siroco“). Dieser „Saharawind“ ist in der Regel mit Staubzufuhr verbunden („calima“). Im Jahresmittel lässt er sich an 25–50 Tagen erwarten, vorzugsweise im Spätsommer und Herbst. Dabei wurden absolute Maxima von 45,5° C (Fuerteventura) und 48° C (Lanzarote) sowie 44,2° C für Gran Canaria registriert (P. DORTA ANTEQUERA 2005). Noch im Sommer 2004 verzeichnete der Flughafen Arrecife 42,9° C. Der Saharastaub vermengt sich bei starken Luftbewegungen mit lokalem Staub. Flugstaub ist mit geringen Anteilen (Mittel 0,33 %) auch den Dünenstränden beigemischt (vgl. weiter oben). Mit dieser Wetterlage verbundene böige Starkwinde können schon in kurzer Zeit große Sandmengen mobilisieren und die Dünenformen verändern.

Die auf das Winterhalbjahr konzentrierten Niederschläge erreichen in den Dünengebieten mittlere Jahressummen um 100 mm, in Nord-Lanzarote leicht darüber, auf Fuerteventura meist etwas weniger. Die Tabelle 1.3 enthält dazu Niederschlagsdaten, die wegen der ungleichen und z. T. unzusammenhängenden Beobachtungsperioden aber nicht vergleichbar und mit Vorbehalten zu versehen sind.

Tab. 1.3 Mittlere Jahressummen der Niederschläge

Nord-Lanzarote		Fuerteventura	
Orzola (1953-80)	162,4 mm	Flughafen (1970-84)	77,6 mm
Mala (1967-80)	129,5 mm		
Soo (1952-80)	117,0 mm	Jandía-Halbinsel,	
		Süd-Fuerteventura	
Flughafen Arrecife		Costa Calma (1975-87)	88,7 mm
(1945-80)	125,3 mm	Esquinzo (Casa Sick) (1987-2004)	120,2 mm
		Morro Jable (1952-80)	90,3 mm
Nord-Fuerteventura		Joros (1978-84)	81,8 mm
Lobos (1981-87)	82,4 mm	Faro Jandía (1971-87)	53,3 mm
Corralejo (1970-87)	79,2 mm		
Cotillo (1954-80)	93,7 mm		
Lajares (1981-87)	92,6 mm		
Villaverde (1970-87)	120,9 mm		

Quellen: DWD, V. Marzol 1988, Ordenación Agrohídrológica de Fuerteventura 1989, Messungen: S. Scholz für Casa Sick, Esquinzo.

Das Niederschlagsregime zeichnet sich durch eine hohe Unzuverlässigkeit mit großen Unterschieden von Jahr zu Jahr und von Ort zu Ort aus (vgl. dazu die Beispiele Fig. 1.3 a und 1.3 b). Die durchschnittliche Abweichung vom längerfristigen Mittel beträgt über 50 %. Als seltene Ausnahme ist sogar Hagelfall möglich (so im Januar und März 1988). Die Zahl der Niederschlagstage mit >1 mm liegt in der meernahen Fußstufe bei 15–20 im Jahresmittel. Kräftige Regenfälle in kurzer Zeit sind nicht ungewöhnlich, bleiben aber in der Regel räumlich begrenzt. Tagesniederschläge um 50 mm sind im statistischen Mittel nur einmal pro Dekade zu erwarten, Tageswerte um 100 mm nur einmal in 80–100 Jahren (V. MARZOL 1988). Am 4./5. Dezember 1991 fiel am Rand der Landenge von La Pared (S-Fuerteventura) eine Regenmenge von ca. 135 mm innerhalb von 36 Stunden (mündliche Mitteilung von S. Scholz), womit die Höhe des mittleren Jahresniederschlags allein durch dieses Ereignis übertroffen wurde. Extremniederschläge gehen auf den Ostkanaren erfahrungsgemäß meist mit seltenen Südost-Wetterlagen einher.

Feldversuche ergaben eine hohe Infiltrationskapazität der lockeren Dünensande zwischen 15 und 80 mm/min, sodass auch starke Niederschläge in aller Regel völlig versickern. Der Tropfenaufschlag kräftiger Regenfälle kann die Windrippelstruktur der Dünenoberfläche stören oder verwischen. Regenmengen von 10 mm, wie sie im langjährigen Mittel etwa zweimal pro Jahr auftreten, dringen innerhalb einer Stunde nur wenig über 3 cm in den Sand ein; die seltenen Niederschläge von 50 mm um 8–12 cm. Längerdauernde Witterungsphasen mit wiederholten Regenfällen können auch zu einer mehrere Dezimeter mächtigen Durchfeuchtung der Sande führen (so im Dezember 2004). Eine Festlegung der feuchten Drift- und Dünensande erfolgt aber dennoch nur kurzfristig, da gewöhnlich nach nur ein bis zwei Strahlungstagen die Oberflächenlage soweit ausgetrocknet ist, dass die Sanddrift wieder einsetzt.

Nach M. LOGIE (1982) stellt ein Wassergehalt von unter 1,2 % praktisch keine Behinderung und ein solcher bis 4 % nur eine geringe Beeinträchtigung der Dünensandmobilität dar. R. D. SARRE (1987) fand bei Strandsanden sogar erst ab 14 % Wassergehalt merkliche Einschränkungen der Beweglichkeit, die dann ab 24% zum Erliegen kam (vgl. auch W. M. CORNELIS u. D. GABRIELS 2003). Tabelle 1.4 gibt Mittelwerte von Feuchtigkeitsmessungen aus den Dünengebieten der Ostkanaren an,

die zeigen, dass in der Regel (außer unmittelbar nach Regenfällen) keine feuchtebedingte Behinderung der Sanddrift zu erwarten ist.

Hohe Werte der relativen Feuchte um 70–75% in Küstennähe begünstigen die Taubildung während der nächtlichen Abkühlung. Unter den gegebenen meteorologischen Bedingungen besteht die Möglichkeit der Taubildung an 100–250 Tagen (oder richtiger Nächten) im Jahr. Die Taumengen bleiben jedoch gering (vgl. P. HÖLLERMANN u. H. ZEPP 1991 sowie A. GRAF 2004). Sofern sie an den Sandoberflächen überhaupt auffällig wird, geht die Durchfeuchtung meist nicht über eine Mächtigkeit von 1–4 mm hinaus. Gewöhnlich ist die Oberfläche an wolkenfreien Tagen schon am mittleren Vormittag wieder trocken, sodass die Sanddrift durch Taubeefeuchtung keine nennenswerte Einschränkung erfährt.

Tab. 1.4 Wassergehalte lockerer Dünensande auf den Ostkanaren (Angaben in Gewichtsprozent)

Probentiefe unter der Oberfläche	Nord-Lanzarota Jahresmittel	Nordost-Fuerteventura	
		Winter (Dez.-März)	Sommer (Juli-Sept.)
1-2 cm	0,49 (0,0-0,8)	0,6 (0,2-1,3)	0,1 (0,0-0,3)
10 cm	0,99 (0,0-2,9)	1,9 (1,3-2,6)	0,7 (0,0-1,1)
20 cm	1,84 (0,3-6,9)	2,1 (1,2-3,4)	1,0 (0,0-1,6)
Probenzahl	n = 51	n = 25	n = 25

Das episodische Abkommen von Gerinnen und Barrancos nach kräftigen Regenfällen kann sich in den Sand- und Dünengebieten sowohl durch Zufuhr von Feinmaterial aus dem Umland als auch durch Erosion und aquatische Sandverlagerung bemerkbar machen. Dabei kommt es in Sandgebieten zu frischen Erosionsformen, zur Unterbrechung von Fahrwegen und Straßen oder selten zum Angriff auf Dünen durch randliche Unterschneidung. Beim Osterunwetter Ende März 2005 mit den angeblich heftigsten Regenfällen der Kanaren seit 40 Jahren (z. B. S/C de Tenerife 224 mm in nur 3 Stunden) wurden auch an den Famara-Dünen Nord-Lanzarotes Erosionsspuren beobachtet (freundl. mündliche Mitteilung von L. Zöllner). Spontane Erosionsformen werden aber in der Regel schon nach kurzer Zeit wieder durch frische Driftsande verfüllt.

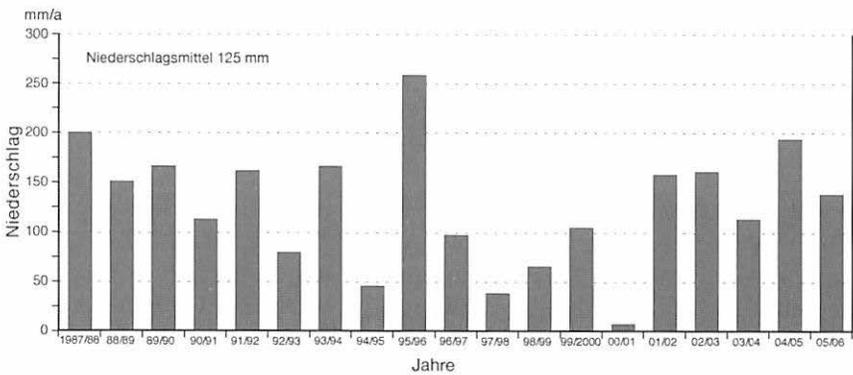
Die potentielle Evaporation errechnet sich anhand der Flughafendaten nach den meisten üblichen Formeln zu Werten um 1200–1400 mm/Jahr, während die potentielle bzw. optimale Landschaftsverdunstung (nach W. LAUER und P. FRANKENBERG 1981 a) bei 380–400 mm/Jahr liegt. Sie ist definiert als potentielle Evaporation eines realen Landschaftsausschnittes unter Annahme einer stets optimalen Wasserversorgung des Bodens. Für die landschaftsökologische Wasserbilanz im Sinne der genannten Autoren würden sich auf dieser Grundlage Jahresdefizite von 245 bis 320 mm ergeben.

Das letztlich für die Intensität und Richtung der Sandbewegung grundlegende Windregime wird ganzjährig von der Passatströmung beherrscht, wobei jedoch deutliche saisonale Unterschiede bestehen. Im Hoch- und Spätsommer ist die Richtungsbeständigkeit der Passatwinde über dem Meer im Umfeld der Kanaren mit 88–93 % am größten. Die passatischen NE-Winde erreichen dann auch ihre höchste mittlere Geschwindigkeit >6 m/sec, mit einem Anteil der Windstärken >8 m/sec bis

über 30 % (DWD Seewetteramt 1986). Bei größerer Witterungsvariabilität im Winter wird der Passat abgeschwächt, herrscht aber auch dann noch gegenüber allen anderen Wetterlagen vor (so im Januar-Februar mit 53–55 %). Winterliche zyklonale Störungen führen zu Winden aus NW und W. Hervorzuheben ist der tropische Wirbelsturm „Delta“ vom 28. November 2005 aus WNW, der mit Windgeschwindigkeiten bis 200 km/h auf mehreren Kanareninseln Verwüstungen anrichtete und auch in den Dünengebieten Spuren hinterließ (Windrichtung in Nordost-Fuerteventura um 300–320° WNW).

Über den Inseln wird das Windfeld durch Einflüsse des Reliefs, des Küstenverlaufes, der Bodenbedeckung oder tagesperiodischer Lokalzirkulationen abgewandelt (vgl. auch P. HÖLLERMANN 1996). Als Grundtyp dominiert über das Jahr ein breit-unimodales Windregime mit Winden aus NNE, das sich aus einem eng-unimodalen Passatregime

a)



b)

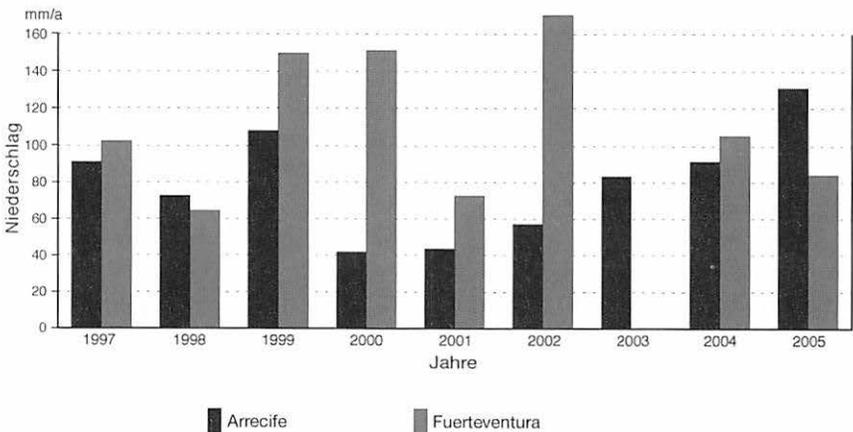


Fig. 1.3 a) Jahressummen der Niederschläge an der Casa Sick, Esquinzo, Jandía, Fuerteventura (Messungen durch S. Scholz)

Fig. 1.3 b) Jahresniederschläge der Flughäfen Arrecife (Lanzarote) und Fuerteventura 1997–2005 (nach www.wetteronline.de, Daten Fuerteventura 2003 fehlen)

im Sommerhalbjahr und einer breiteren Streuung der Windrichtungen im Winter zusammensetzt. Das Diagramm Fig. 1.4 für Fuerteventura 1970 dokumentiert diesen Jahresgang der Windrichtungsverteilung mit dem einseitigen Vorherrschen der Passatströmung aus NE und N im Sommer und der unregelmäßigeren Verteilung im Winter unter Beteiligung von W- und NW-Winden (Daten nach C. GARCÍA CABRERA 1976 ohne nähere Ortsangabe; wahrscheinlich Puerto del Rosario). Im Mittel von sechs küstennahen Stationen der Kanarischen Inseln errechnet sich ein passatbeherrschtes resultierendes Driftpotential von 15° NNE gegen 195°SSW. In Tabelle 1.5 sind einige Grunddaten für die Ostinseln zusammengestellt.

Die Winde aus NNE sind nicht nur die häufigsten, sondern mit rund 7–8 m/sec im Mittel zugleich die stärksten (dazu auch Fig. 1.5 für Arrecife-Lanzarote). Am schwächsten ist in der Regel der SW-Sektor vertreten. Die höchsten periodischen Windgeschwindigkeiten bis > 9 m/sec werden an Sommertagen (Juli–August) zwischen 14 und 17 h erreicht.

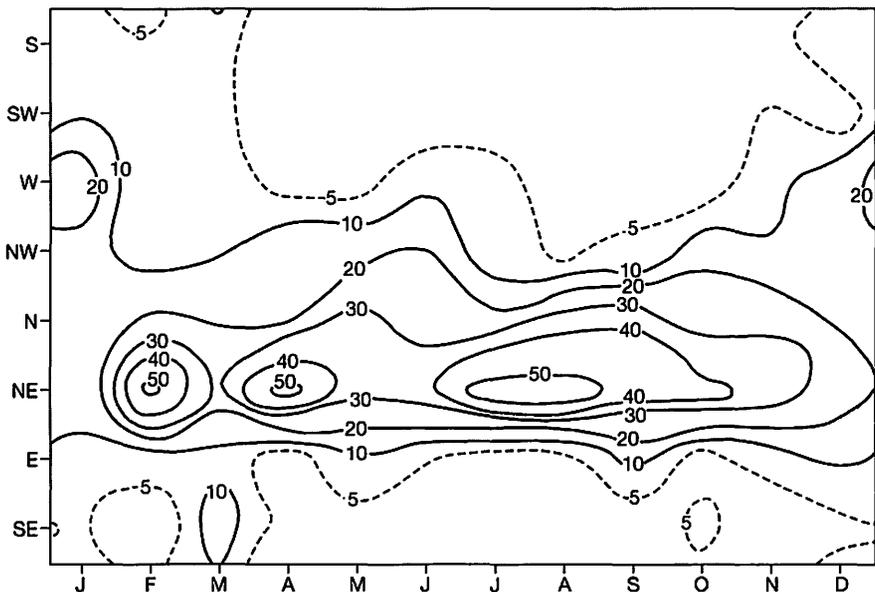


Fig. 1.4 Jahreszeitliche Variation der Windrichtungen (ohne Kalmen) auf Fuerteventura 1970 (nach CABRERA 1976)

Tab. 1.5 Ausgewählte Winddaten der Flughäfen Lanzarote und Fuerteventura 1982–1993 (nach Material des DWD)

	Arrecife (Lanzarote)	Flughafen Fuerteventura
Vorherrschende Windrichtung (%) in der 8-teiligen Windrose in der 16-teiligen Windrose	N (39,6 %) N (24,7 %)	N (35,7 %) NNE (23,8 %)
Mittlere Windgeschwindigkeit (Jahr)	6,29 m/sec	6,39 m/sec
Monat mit der höchsten Windgeschwindigkeit	Juli (8,23 m/sec)	Juli (8,50 m/sec)
Resultierendes Driftpotential	24° NNE - 204°SSW	8° NNE - 188°SSW

Anmerkung: Das ausgewertete Material des DWD umfasst nur Daten der Tagesstunden zwischen 6 und 21 Uhr.

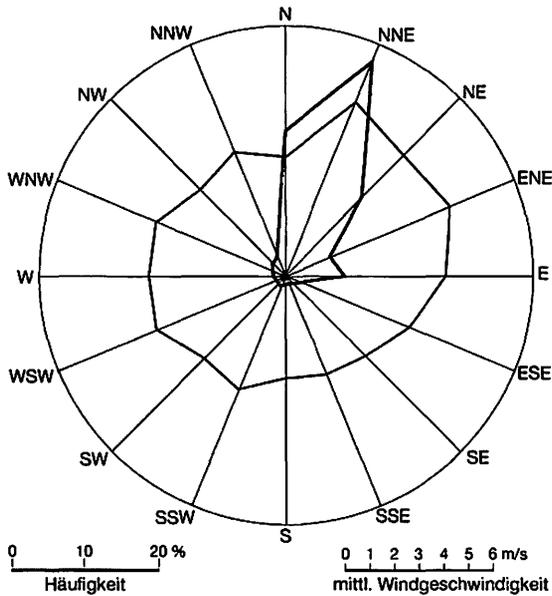


Fig. 1.5 Windrichtungshäufigkeit und mittlere Windgeschwindigkeiten am Flughafen Arrecife (Lanzarote) 1982–1986 (nach Material des DWD)

Extreme aperiodische Starkwinde bei besonderen Witterungssituationen, die bei der Sandverdriftung eine große Rolle spielen, überlagern meist den periodischen Tagesgang.

Der Schwellenwert der morphologisch wirksamen „Sandwinde“ wird für eine Standardmesshöhe von 10 m über Grund mit rund 6 m/sec angegeben (H. BESLER 1980, S. G. FRYBERGER u. G. DEAN 1979). Der Anteil dieser zur Sandmobilisierung notwendigen Winde >6 m/sec beträgt am Flughafen Arrecife rund 60 % und am Flughafen Fuerteventura sogar etwa 65 % (Periode 1982–1986, ohne Nachtwerte).

Die an den Inselflughäfen gemessenen Werte sind nicht uneingeschränkt auf die Dünengebiete zu übertragen, die sich in 20–60 km Entfernung und in abweichenden topographischen Lagen befinden. Näheres zum Windregime der einzelnen Dünengebiete wird im regionalen Teil behandelt.

Klimadiagramme der herkömmlichen Art nach dem Verfahren von H. WALTER (1955) erweisen für die drei verschiedenen Untersuchungsgebiete ein sehr ähnliches hygrothermisches Klima mit ausgeprägter und im Winter nur wenig reduzierter Aridität (Fig. 1.6).

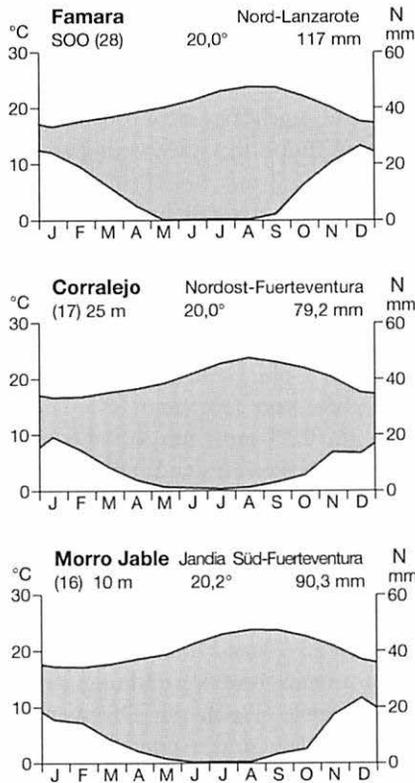


Fig. 1.6 Klimadiagramme der Untersuchungsgebiete

1.3 Feldexperimente zur äolischen Morphodynamik

Neben den längerfristigen Dünenbeobachtungen und Messungen zum Mikro- und Bodenklima der Sandgebiete standen auch exemplarische Feldversuche zur näheren Erfassung der äolischen Morphodynamik und ihrer Bedingungen. Solche Feldversuche unter den vielfältigen und stark wechselnden Geländebedingungen sind naturgemäß schwieriger und im Ergebnis zumeist weniger exakt als experimentelle Untersuchungen unter eingeschränkten und kontrollierten Bedingungen im Labor bzw. Windkanal. Umso wichtiger sind sie, um den regional- und lokalspezifischen Eigenheiten der einzelnen Untersuchungsgebiete gerecht zu werden.

Ein grundlegender Faktor der äolischen Morphodynamik ist die kritische Grenzgeschwindigkeit des Windes, die zur Sandmobilisierung führt. Für die Sandbewegung entscheidend ist die oberflächennahe tangentielle Schubspannung pro Flächeneinheit, die wiederum eng mit der Schubspannungsgeschwindigkeit („drag velocity“) in cm/s als Ausdruck des Vertikalgradienten der Windgeschwindigkeit zusammenhängt (näheres vgl. u. a. bei R. A. BAGNOLD 1941, 1954, A. WARREN 1979, R. D. SARRE 1987 oder G. F. S. WIGGS 1997). Messungen des vertikalen Windprofils wurden in den verschiedenen Untersuchungsgebieten mit zwei Schalenanemometern (Thies Clima) durchgeführt, die an einer Leichtmetallstange in 140 cm und 25 cm Höhe über der

möglichst ungestörten und trockenen Sandoberfläche befestigt waren (Näheres zum Verfahren und zur Durchführung der Messungen bei HÖLLERMANN 1991 c). Als Ergebnis fand sich eine kritische Schubspannungsgeschwindigkeit („fluid threshold velocity“) um $> 20 \text{ cm/s}$ und eine zugehörige Schubspannung von $> 0,05 \text{ Newton/m}^2$. Das entspricht im vertikalen Windprofil Geschwindigkeiten von $4,1 \text{ m/s}$ bei 15 cm Meßhöhe, $5,3 \text{ m/s}$ bei 2 m und $6,2 \text{ m/s}$ bei 10 m ü. d. O., was mit einschlägigen Literaturangaben weitgehend in Einklang steht (z. B. R. A. BAGNOLD 1941, 1954 oder R. D. SARRE 1987). Zahlreiche Messungen der kritischen Grenzgeschwindigkeit der Sandmobilisierung in 15 cm Höhe ergaben bei unterschiedlichen Bedingungen in den Untersuchungsgebieten Werte zwischen $4,1$ und $5,3 \text{ m/s}$, im Mittel um $4,4 \text{ m/s}$. Bei den Dünen in N-Lanzarote und an der Sotaventoküste von Jandía mit mittleren Sandkorngrößen um 2 phi ($= 0,25 \text{ mm}$) lagen die Werte in der Regel bei $4,2$ – $4,5 \text{ m/s}$, im Sandgebiet von Corralejo (NE-Fuerteventura) mit mittleren Korngrößen um $1,4 \text{ phi}$ ($= \text{um } 0,38 \text{ mm}$) mit $4,5$ – $4,6 \text{ m/s}$ oder darüber etwas höher. Der Schwellenwert für das Aussetzen der Sandbewegung („impact threshold“) ist nach den Feldversuchen bei Schubspannungsgeschwindigkeiten von 20 – $16,5 \text{ cm/s}$ zu erwarten. Das Bestimmen der Grenzwerte unter Geländebedingungen wird dadurch erschwert, dass die Windgeschwindigkeiten auch kurzfristig sehr veränderlich sind und die Sandmobilisierung oft durch kleine Windstöße ausgelöst wird.

Die Dünenformen beeinflussen als lokale Hindernisse das bodennahe Windfeld mit staubedingter Strömungskonvergenz und Verstärkung der Windgeschwindigkeit an der Luvseite bis zur höchsten Stelle (First), mit Divergenz und Windabschwächung an der Leeseite. Damit verbunden sind Änderungen des Vertikalgradienten der Windgeschwindigkeit im oberflächennahen Bereich. Der Trend der abgewandelten Windgeschwindigkeit entspricht weitgehend dem Verlauf des Dünenprofils in Windrichtung. H. TSOAR (1985) sprach von einem „amplification factor“ der Dünenaufragung, während bei W. G. NICKLING u. Ch. MCKENNA NEUMAN (1999, S. 19) vom „speed-up effect“ bzw. der „speed-up ratio“ die Rede ist. Dieser Verstärkungsfaktor an der höchsten Stelle der Düne – gemessen in 15 cm ü. d. O. und bezogen auf die Windgeschwindigkeit am Luf Fuß = $1,0$ – ergab sich für die Transversaldünen in NE-Fuerteventura mit $1,3$ – $1,4$, für die asymmetrischen Schilddünen und Barchane in N-Lanzarote mit $1,4$ – $1,55$ und für die Leedünen von Jandía (S-Fuerteventura) mit $1,5$ – 2 . Dem stand am Leefuß eine Abschwächung von $0,4$ – $0,5$ gegenüber. Die angeführten Zahlen sind Mittelwerte zahlreicher Einzelmessungen bei unterschiedlichen Bedingungen, während die Einzelwerte eine breitere Streuung aufweisen. Theoretische Studien und Modelle der Luftströmung über Dünen und den damit verbundenen „speed-up factor“ werden bei G. NICKLING u. Ch. MCKENNA NEUMAN (1999) diskutiert.

Über Messungen zum Einfluss der Oberflächenrauigkeit und der Vegetationsdichte wurde am Beispiel des Famara-Gebietes schon früher eingehend berichtet (P. HÖLLERMANN 1991 c), worauf hier zur Vermeidung von Wiederholungen verwiesen sei.

Messungen der Sanddrift mit Etagenfallen zeigen, dass im Normalfall über 90% der Sandfracht in einer nur 10 cm mächtigen Lage über der Dünenoberfläche bewegt wird, davon mehr als 80% schon in den unteren 5 cm (Fig. 1.7). Mächtigere

Saltationswolken treten über hartem Untergrund oder an Geländekanten auf, während hohe Windgeschwindigkeiten diese Mächtigkeit nur geringfügig steigern. Für den Anteil der am Boden bewegten Reptationsfracht („surface creep“) ergab sich bei den Messungen in N-Lanzarote ein Mittel von 14,2 % (n = 25), bei den größeren Dünensanden in NE-Fuerteventura ein solches von 27,0 % (n = 6) (Fig. 1.7). Die Werte der Einzelmessungen streuen erheblich, was nicht allein Unterschieden der Sanddrift zuzuschreiben ist, sondern auch messtechnischen Unzulänglichkeiten. Die Werte fügen sich jedoch in einschlägige Literaturangaben ein (vgl. z. B. die Literaturdiskussion bei R. U. COOKE u. A. WARREN 1973, S. 259). Naturgemäß sind die am Boden verlagerten Reptationssande gröber als die in der Luft bewegten Saltationssande (Tab. 1.6)

Zur Berechnung der verlagerten Sandmengen auf der Basis der Windgeschwindigkeit wurden von R. A. BAGNOLD (1941, 1954) und anderen Autoren einfache Gleichungen entwickelt. Die bei Feldexperimenten auf den Ostkanaren ermittelten Sandmengen in Abhängigkeit von der effektiven Windgeschwindigkeit bleiben gegenüber den theoretischen Formeln jedoch weit zurück. Solche Erfahrungen sind auch aus anderen Gebieten längst bekannt (Diskussion u.a. bei R. D. SARRE 1987 oder G. F. S. WIGGS 1997). Abgesehen von messtechnischen Fehlermöglichkeiten spielen gegenüber den unter Laborbedingungen entwickelten Formeln lokal-regionale Geländeeinflüsse offensichtlich eine erhebliche Rolle beim Sandmengentransport. Gerade das unterstreicht die Notwendigkeit breit angelegter Feldstudien.

Um den Sandmengentransport und Sandumsatz von Dünen bestimmen oder doch einigermaßen verlässlich abschätzen zu können, reichen Sandfallenmessungen wegen ihrer Kurzfristigkeit und messtechnischer Schwierigkeiten nicht aus. Ergiebiger sind

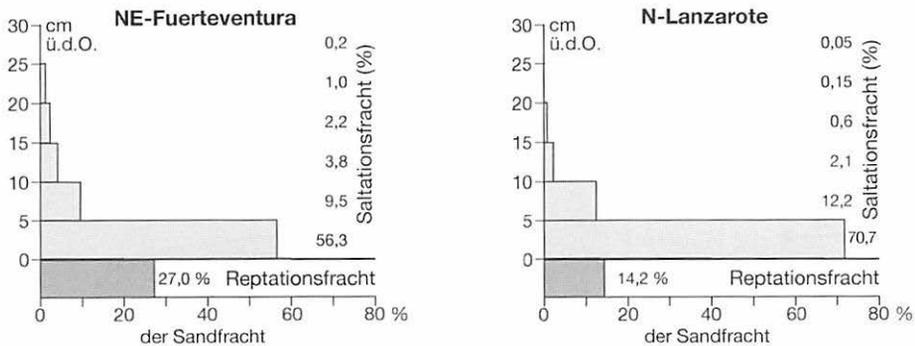


Fig. 1.7 Ergebnisse von Sandfallenmessungen der Reptations- und Saltationsfracht in Dünengebieten von Fuerteventura und Lanzarote

Tab. 1.6 Mittlere Korngröße von Saltations- und Reptationssanden

Lokalität	Saltationssande	Reptationssande	Probenzahl
Famaradünen N-Lanzarote	2,38 phi (= 0,19 mm)	1,82 phi (= 0,29 mm)	n = 19
Dünenfeld Corralejo Oliva Beach NE-Fuerteventura	1,88 phi (= 0,27 mm)	1,06 phi (= 0,48 mm)	n = 6

Stabmarkenmessungen („Sandpegel“) entlang des Dünenprofils, wie ein Beispiel in Fig. 1.8 veranschaulicht. Daraus lässt sich für ein- oder mehrwöchige Perioden der flächenhafte Abtrag durch Abblasung an der Luvseite sowie die Aufhöhung durch Sandakkumulation im Bereich des Leehanges bestimmen und in das Sandvolumen eines ein Meter breiten Profilstreifens umrechnen. So zeigen schon die in Fig. 1.8 vorgestellten Messungen den höheren Sandumsatz im Sommer gegenüber dem Winter. Bei einer hinreichenden Zahl solcher Messungen in verschiedenen Jahreszeiten lassen sich die Ergebnisse zur Abschätzung des Sand-Jahresumsatzes hochrechnen. Im Fall der barchanoiden Transversaldüne in NE-Fuerteventura (Fig. 1.8) führt das zu einem jährlichen Sandumsatz von ca. 55 m³ entlang des ein Meter breiten Profilstreifens. Noch einfacher ist die Größenordnung des jährlichen Sandumsatzes aus der Dünenform und jährlichen Dünenverlagerung im Längsprofil überschläglich zu ermitteln. Dabei errechnen sich ähnliche Werte wie aus der Hochrechnung der aufwendigen Stabmarkenmessungen.

Für die näher untersuchten Dünen in den Sandgebieten der Ostkanaren ergaben sich die nachfolgend genannten Größenordnungen des jährlichen Sandumsatzes (definiert als im Längsprofil pro Meter Querschnitt und Jahr verlagerte Sandmenge):

Famara-Dünen (N-Lanzarote)	ca. 40–60 m ³ /a (Mittel um 50 m ³ /a)
Dünen im Sandfeld von Corralejo/Oliva Beach (NE-Fuerteventura)	30–55 m ³ /a
Leedünen von Jandía (S-Fuerteventura)	30–50 m ³ /a

Damit liegt der Sandumsatz in allen diesen Testgebieten in der gleichen Größenordnung. Allerdings treten sowohl zwischen einzelnen Dünen als auch in verschiedenen Jahren große Unterschiede auf. So wurde an einem Barchan in N-Lanzarote als Maximum ein Jahresumsatz von 85 m³ bestimmt (1986/87).

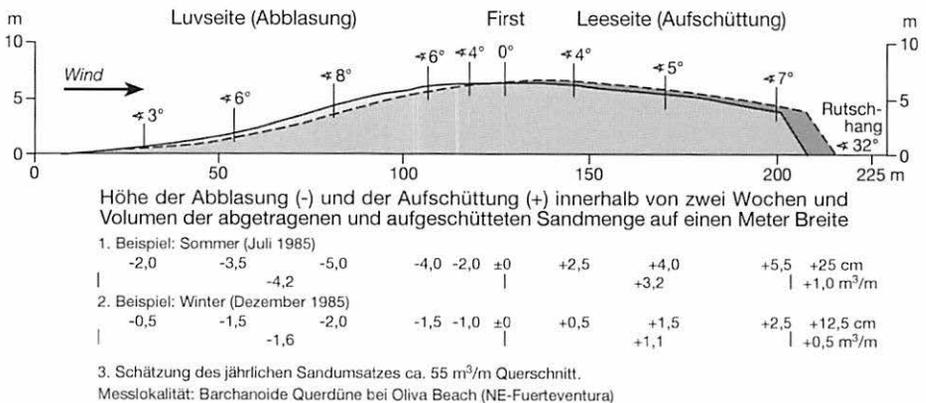


Fig. 1.8 Beispiel für Sandpegelmessungen an einer Düne im Sandfeld von Corralejo/Oliva Beach

In der Regel herrscht bei den Dünen im Rahmen der Messgenauigkeit eine ausgeglichene Sandbilanz zwischen Luv- und Leeseite als optimale Anpassung der Dünenform an die strömungsdynamischen Bedingungen des Windfeldes und der Umgebung. Außer kurzfristigen Schwankungen des Sandumsatzes zwischen Sommer und Winter oder in verschiedenen Jahren zeigt sich für einige Dünen der Trend eines negativen Sandhaushaltes. Das bedeutet eine Abnahme des Sandvolumens und der Dünengröße sowie in letzter Konsequenz eine völlige Auflösung von Dünen. Beispiele dafür wird der regionale Teil liefern.

2 Regionaler Teil

2.1 Nord-Lanzarote (Famara)

2.1.1 Lage der Dünen

Das Sand- und Dünengebiet von Famara im Norden von Lanzarote zieht sich von der Famara-Bucht an der Nordküste südwärts zur Wasserscheide der Insel zwischen Mozaga und Teguisse. Es liegt in einer weitgespannten sanften Mulde zwischen der Steilböschung des bis 600 m ansteigenden Famara-Berglandes im Osten und einer Reihe von Vulkanbergen bei Soo, Tiagua und Tao im Westen. Parallel zur Nordküste (Playa de Famara) erstreckt sich ein ca. 500 m breiter Saum mit ortsbeständigen Sandkuppen und pflanzengestützten Sandwehen. Das Material stammt vom vorgelagerten Strand. Die Prozesse aktueller Sandbildung und -verlagerung im Strandbereich wurden von H.-E. REINECK (1993) eingehend beschrieben. Weiter landeinwärts treten in ca. 3–5,5 km Küstenabstand (südlich von Caleta de Famara) Einzelformen und Gruppen von Wanderdünen auf, die seit 1981 beobachtet und eingehend untersucht wurden. Das mit offener Halbwüsten-Vegetation bestandene Umland wird als Llano de Famara bezeichnet und unterlag lange Zeit der Beweidung durch mehrere Ziegenherden. Seit 1987 hat es den Status eines Landschaftsschutzgebietes. Den Untergrund bilden zu meist quartäre Basalte (Serie II), die jedoch weithin von Kalkareniten (Paläodünen, Äolianite) und deren Umlagerungsprodukten überlagert werden. Nach J. MECO (2003, S. 38) sind diese Paläodünen in das ausgehende Mittelpleistozän und den Anfang des Jungpleistozäns zu datieren. Bei Las Melianas (nordöstlich von Tiagua) überlagern sie einen Paläoboden mit Polygonalstruktur aus dem großen Interglazial (ca. 440.000 Jahre b. p. nach J. MECO 2003, S. 40). Die in Kalkareniten bei Tiagua gefundenen Reste des Sturmvogels (*Puffinus holeri*) werden von Mecco dem Beginn des Jungpleistozäns zugeschrieben. Nahe der Wasserscheide zwischen Tao und Mozaga sind Paläodünen von junquartären Vulkaniten (Serie III) überlagert worden.

Das Sand- und Dünengebiet trägt den Namen El Jable (wohl vom franz. „sable“). Es ist Teil eines 3–8 km breiten und rund 20 km langen Sandstreifens, der sich von der luvseitigen Nordküste über die Wasserscheide bis zur leeseitigen Südküste westlich von Arrecife erstreckt und als maßgeblicher Sandlieferant für die Strände der zentralen Südküste gelten kann (Fig. 1.1).

Dieser inselquerende Jable-Gürtel, in dem die Passatdrift Sande zwischen der Nord- und Südküste verlagert, findet bereits bei L. TORRIANI (1590) Erwähnung:

„Von Norden nach Süden, bei Famara beginnend, wird sie [die Insel Lanzarote, P. H.] von Sanddünen durchquert, welche (wie der Sand Libyens) vom Nordwind getrieben werden [...] Fast das ganze Jahr weht dort der Nordostwind.“ (Übersetzung von D. WÖLFEL 1940).

Bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts lag nach zeitgenössischen Berichten der Schwerpunkt der äolischen Morphodynamik im Mittel- und Südteil des Jable-Gürtels (u. a. K. von FRITSCH 1864, K. SAPPER 1906, E. HERNANDEZ PACHECO 1910). Gegenwärtig sind Wanderdünen nur noch im nördlichen Teil des Gürtels (Famara-

Hinterland) vorhanden, während der Südteil starke Veränderungen durch Landnutzung und Bebauung erfahren hat, sodass Sandverwehungen dort nur noch selten und in sehr eingeschränktem Maße auftreten.

Der Jable-Gürtel und die Dünen von Famara werden im jüngeren Schrifttum mehrfach erwähnt (u. a. H. HAUSEN 1959, T. BRAVO 1964, H. PASENAU 1981, P. ROTHE 1986) und auch näher untersucht (P. HÖLLERMANN 1991 c, H.-E. REINECK 1993).

2.1.2 Dünenformen und Formenwandel

Die mit Pflanzenwuchs verbundenen und ortsbeständigen Küstendünen entlang der Playa de Famara werden von den Wanderdünen des Hinterlandes durch eine gut 2 km breite Zone getrennt, in der Deflation und Korrasion überwiegen. Auch Reste kleiner Sandwehen in der offenen Halbwüste sind durch Deflation stark angegriffen worden.

Bei den Wanderdünen in 3–5,5 km Küstendistanz ließen sich zu Beginn der Feldstudien Anfang der 80er Jahre vier Gruppen unterscheiden, die in der Reihenfolge von Norden nach Süden als D 1 bis D 4 bezeichnet wurden. Sie wiesen Abstände von 0,4 bis 1 km voneinander auf. Bei den Dünenformen handelt es sich um eine Vergesellschaftung von asymmetrischen Schilddünen mit elliptischem Grundriss und steilerer Leeseite, barchanoiden Schilddünen mit sichelartig geschwungenem steilen Rutschhang („slipface“) im Lee (Foto 1, Fotos s. am Ende der Dünenstudien) sowie um mehr oder weniger typische kleine Barchane (Foto 2). Sie bilden eine genetisch eng zusammengehörige Formengemeinschaft mit gleitenden Übergängen und individuellem zeitlichen Formenwandel. Am beständigsten und häufigsten erweisen sich die barchanoiden Schilddünen. Über die Dimensionen und Ausrichtung der Dünen informiert Tab. 2.1.

Abgesehen vom Sonderfall der Dünengruppe D 2 liegen die Dimensionen der Einzeldünen ungeachtet der jeweiligen Dünenform also in einer ähnlichen Größenordnung. Die Relation Höhe : Länge : Breite der Formen liegt im Mittel bei 1 : 18 : 12.

Tab. 2.1 Mittlere Größe und Längserstreckung der Famara-Wanderdünen (Extreme in Klammern)

Dünengruppe	Dünenhöhe	Dünenlänge	Richtung der Längsachse
D 1	3,4 m (2,5-4,2 m)	67,4 m (51-77 m)	15° NNE (5°-25° NNE)
D 2*	1,8 m (1,0-2,5 m)	(195 m)	9° NNE (5°-10° NNE)
D 3	3,5 m (2,4-4,0 m)	75 m (56-81 m)	3,5° NNE (350° NNW-15° NNE)
D 4**	4,0 m (3,5-4,5 m)	66,1 m (53-78 m)	2,5° NNE (350° NNW-10° NNE)

* Die Dünengruppe 2 hat sich 1993/94 aufgelöst. Die ungewöhnliche Länge bezieht sich auf das gemeinsame Sandfeld, dem 3 flache Schilddünen mit 35-55 m Länge aufgesetzt waren.

** Die Dünengruppe 4 war im Laufe der Beobachtungsperiode besonders großen Veränderungen unterworfen. Die Zahlen beziehen sich daher auf unterschiedliche Einzeldünen.

Beim zeitlichen Formenwandel ist zwischen kurzfristigen Veränderungen in Abhängigkeit von Witterung und Jahreszeit sowie den längerfristigen Umwandlungen der Dünenformen im Laufe der Beobachtungsperiode zu unterscheiden. So kam es bei „Saharawind-Wetterlagen“ mit starken böigen Fallwinden aus östlicher Richtung vom angrenzenden Fajara-Hochland her schon in kurzer Zeit zu Umgestaltungen der Dünenformen mit Ausbildung einer Ost-West-Asymmetrie. Im Januar 2007 waren nach einer längeren Periode mit kräftigen östlichen Winden sogar ausgeprägte Slipface-Böschungen an der Westseite der Dünen ausgebildet (Steilhangexposition 290–300° WNW). Die normaltypischen Dünenformen mit Nord-Süd-Asymmetrie und leeseitiger Rutschböschung sind bei richtungskonstanter Passatdrift im Sommer am besten ausgebildet. Unregelmäßig wechselnde Winde im Winter verwischen die Grundform und können zur Abflachung oder zur zeitweiligen Beseitigung der Lee-Rutschhänge führen.

Zu Beginn der Beobachtungen Anfang der 80er Jahre existierten in den vier Dünengruppen D 1–D 4 insgesamt 9 Einzeldünen, ungeachtet weiterer kleiner Sandanhäufungen. Seit Mitte der 90er Jahre hat sich diese Zahl auf 3 individuelle Dünen verringert. Die Mehrzahl der anfänglich vorhandenen Dünen hat sich aufgelöst oder ist miteinander verschmolzen (Foto 4). Die Dünengruppe D 2 ist seit 1993/94 völlig verschwunden.

Der nördliche **Dünenkomplex D 1** überweht schon seit Beginn der Beobachtungen die Straßenanlagen einer gescheiterten Urbanisation aus den 70er Jahren. Anfang der 80er Jahre setzte sich die Dünengruppe aus drei miteinander verschmolzenen barchanoiden Schilddünen mit einer weitgehend zusammenhängenden einheitlichen Rutschböschung im Lee zusammen und konnte zunächst als barchanoide Transversaldüne bezeichnet werden. Seit Mitte der 80er Jahre verlagerte sich die düneninterne Sandmasse zunehmend in den Westteil des Sandkörpers, wo mit 4,2 m (1987) auch die größte Höhe erreicht wurde. Der Ostteil verlor ständig an Höhe und löste sich schließlich in ein flaches Sandfeld mit kleinen Sandwehen auf. Der Westteil entwickelte sich bis 1989 zur eigenständigen barchanoiden Schilddüne und zeitweise zu einer asymmetrischen Barchanform mit stärker entwickeltem flachen Südostflügel und kürzerem steileren Westteil. 1993 hatte sich der zuvor lang ausgezogene Südostflügel als flache schildförmige Nebendüne mit nur 1,2–1,5 m Höhe selbständig gemacht, die aber nur kurze Zeit bestand. Der Hauptteil der Düne D 1 zeigte sich nun als breite barchanoide Schilddüne aus zwei miteinander verschmolzenen elliptischen Sandkörpern mit einer gemeinsamen langgezogenen Lee-Rutschböschung. Die größte Höhe mit 3,6 m lag im Ostteil.

Seit Mitte der 90er Jahre hat D 1 zunächst die Grundform einer barchanoiden Schilddüne mit Höhen zwischen 3,0 und 3,8 m bewahrt. Allerdings ist die leeseitige Rutschböschung niedriger und unbeständiger geworden. Kräftige Ostwinde führten phasenweise zur Versteilung und Rutschhangbildung an der westlichen Dünenflanke. In den letzten Jahren ist die leewärtige Abgrenzung des Dünenkörpers durch Verflachung der Böschung und die Ausbildung eines flachen Sandfeldes im Vorland unscharf geworden. Im Januar 2007 bildete D 1 nur noch eine flache Schilddüne ohne Slipface mit 2,4–2,5 m Höhe und 45–46 m Länge. An der leewärtigen Süd- und Westseite war sie nicht mehr klar gegen die vorgelagerten Sandfelder und Sandwehen abzugrenzen. Von der Luvseite her erfolgte eine fortschreitende Einengung und Verkürzung des

Dünenprofils. Eine stark reduzierte Verlagerung des Dünenkörpers an der Leeseite sowie die augenfällige Verringerung von Dünenhöhe, -länge und -volumen deuten darauf hin, dass sich die Düne dem kritischen Bereich der Auflösung annähert. Bei Fortdauer der Entwicklung ist eine Auflösung in ein Sandfeld mit Sandwehen in der Halbwüsten-Strauchvegetation zu erwarten.

Die **Dünengruppe D 2** bestand anfänglich aus einer Abfolge von drei flachen Schilddünen mit 1,5–2 m Höhe, die sich über ein gemeinsames Sandfeld ca. 200–220 m in Nord-Süd-Richtung erstreckte. In den Folgejahren verflachte und verkleinerte sich der Dünenkomplex und löste sich randlich in Sandwehen der umgebenden Halbwüstenvegetation auf. 1989 gab es im langgestreckten Sandfeld nur noch zwei flache Schilddünen mit maximal 1,5 m Höhe und Längen von 38 und 50 m. Seit 1993 bestand kein zusammenhängender Sandkörper mehr, sondern nur ein Feld von pflanzengebundenen Sandwehen nahe der Fahrpiste zur Urbanisation Vista Graciosa. Bis 1995 waren die Dünenreste nicht mehr zu erkennen.

Die **Düne D 3** war während der gesamten Beobachtungsperiode eine Einzelform. Sie hat ihre Grundform als barchanoide Schilddüne mit durchschnittlich 3–4 m Höhe immer beibehalten und diente darum auch als bevorzugte „Versuchsdüne“ für Feldexperimente. An der barchanoid geschwungenen Leeseite war der Südostflügel gewöhnlich stärker entwickelt und länger ausgezogen als der Südwestflügel. Zwischen 1995 und 1999 erschien die Düne dadurch geradezu diagonal verzerrt. Natürlich wies auch diese Düne Abwandlungen der Grundform in Abhängigkeit von der Jahreszeit und der jeweiligen Witterung auf, wovon in erster Linie die Leeseite betroffen war.

Die am weitesten landeinwärts (südwärts) liegende **Dünengruppe D 4** war dem stärksten Formenwandel unterworfen. Sie bestand Anfang der 80er Jahre aus vier Einzeldünen, die jeweils einer individuellen Entwicklung unterlagen. Von Norden nach Süden gestaffelt fanden sich eine flache Schilddüne von 2 m Höhe, eine barchanoide Schilddüne von 2,5–3,5 m Höhe, eine annähernd barchanförmige Düne von 3,5–4,5 m Höhe und schließlich eine weitere barchanoide Schilddüne von 3,5 m Höhe. Bei der Verlagerung nach Süden mussten diese Dünen eine Geländeschwelle quer zur Bewegungsrichtung passieren. Dabei ließ sich für eine dieser Dünen verfolgen, wie sich die Grundform der barchanoiden Schilddüne im Bereich der stauenden Schwelle zu einem typischen Barchan entwickelte (1985/86). 1987 entstand daraus durch luvseitiges Auflaufen der folgenden Düne eine komplexe Dünenform aus mehreren Staffeln jeweils mit leeseitigem Steilhang (Foto 3). Nach Überwinden der Schwelle wurde 1988/89 wieder die ursprüngliche Grundform einer barchanoiden Schilddüne gebildet.

An einer anderen Düne der Gruppe 4, die bereits 1981 die Bodenschwelle erreicht hatte, war zu beobachten, wie aus dem Barchanstadium der Schwellenposition (1981/82, Foto 2 und Fig. 2.1) eine barchanoide Schilddüne (1983/84) und schließlich eine flache Schilddüne wurde (1985/87). Ab 1988 löste sich die Düne in ein flaches Sandfeld mit unscharfer Begrenzung und Sandwehen an den durchragenden Pflanzen auf. Ab 1989 wurde dieses Feld von der Luvseite her durch Ausblasnischen („blowouts“) und Deflationskanten angegriffen und zunehmend aufgezehrt. Fortschreitende Deflation mit Windgassen löste das Gelände bis 1992 in flache Reste der ehemaligen Oberfläche

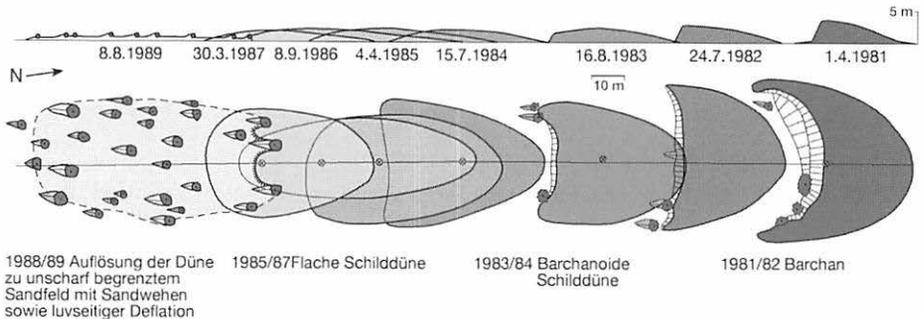


Fig. 2.1 Formenwandel einer Düne der Gruppe 4 zwischen 1981 und 1989

(„mesas“) auf. Durch weitere Abtragung und auch Sandanwehung blieb letztlich nur ein Kleinkuppenrelief übrig (1993/94), das sich in den Folgejahren der umgebenden Halbwüstenoberfläche anglich. Die Dünenentwicklung für den Zeitraum 1981–1989 ist in Fig. 2.1 dargestellt.

Die noch verbliebenen beiden Dünen der Gruppe D 4 verschmolzen in den Jahren 1993–95 miteinander (Foto 4) zu einem diagonal zur Hauptwindrichtung verlaufenden Sandkörper von etwa 100–110 m Länge. Daraus entstand wiederum eine normale barchanoide Schilddüne, die noch heute besteht. Von den einst vier Dünen der besonders variablen Gruppe D 4 ist somit nur noch eine übrig geblieben. Diese läuft seit 2005 einer vorgelagerten Bodenschwelle auf. Im Bereich dieser Geländeschwelle bildete sich auch hier eine barchanoid geschwungene Leeseite (2005/06), während sich nach weiterer Verlagerung der Typ einer asymmetrischen Schilddüne einstellte (Anfang 2007). Allerdings überwog im Januar 2007 in einer längeren Phase mit kräftigen Ostwinden die Ost-West-Asymmetrie (mit Slipface am Westrand) gegenüber der normalen Nord-Süd-Asymmetrie.

Die meisten der Famara-Wanderdünen wiesen also eine begrenzte individuelle Existenzdauer auf. Sie durchliefen jeweils eine Formenentwicklung („dune sequence“ bzw. Dünensukzession im Sinne von H. Th. VERSTAPPEN 1972). Nach möglichen Übergängen von Barchanen und barchanoiden Schilddünen kam es mit Abnahme der Sandmasse und -mächtigkeit in flachen Schilddünen schließlich zur Auflösung in Form eines Sandfeldes mit unscharfer Begrenzung und zahlreichen Sandwehen, evtl. zu einer weitergehenden Zerstörung durch Deflation und Korrosion. Am beständigsten erwies sich die Düne D 3, die bislang weder einen grundlegenden Formenwandel noch Auflösungserscheinungen erkennen ließ.

Für den Formenwandel der Dünen sind mehrere Ursachen in Betracht zu ziehen. Abgesehen von Änderungen des Windfeldes spielen besonders das Relief, die Bodenbedeckung und Oberflächenrauigkeit sowie die Lage zu den Liefergebieten des sandigen Materials eine Rolle, die jeweils den Sandumsatz bzw. Dünenhaushalt beeinflussen können. Die im Gebiet vorherrschende Form der barchanoiden Schilddüne interpretiert H. TSOAR (1985) als Ergebnis einer rascheren Verlagerung der leeseitigen steilen Rutschböschung relativ zur Luvseite. Wenn das zutrifft, muss die leeseitige größere Bewegung bei längerer Dauer zur Verflachung des Sandkörpers und schließ-

lich zur Bildung einer Schilddüne führen. Flache Schilddünen mit weniger als 1–2 m Gesamthöhe sind einem schwächeren Windschub ausgesetzt und können keinen leeseitigen Rutschhang mehr ausbilden. Die geringmächtige Sanddecke ist auch nicht mehr in der Lage, die offene Halbwüstenvegetation zu überdecken. Über die Sanddecke aufragende Sträucher steigern die Rauigkeit und fördern die Auflösung der ehemaligen Düne in ein flaches Sandfeld mit aufgesetzten Sandwehen im Lee der Pflanzen (Fig. 2.1 links).

2.1.3 Sandvolumina

Mit den Formänderungen und der abnehmenden Zahl der Dünen war im Laufe der Beobachtungsperiode natürlich auch eine Abnahme der bewegten Sandmassen verbunden. Detaillierte Volumenberechnungen gestalten sich wegen der unregelmäßigen Form der einzelnen Dünen schwierig. Daher wurde ein empirisches Näherungsverfahren entwickelt, um unter Annahme geometrisch einfacher Dünenformen allein anhand der Maßzahlen maximale Höhe, Länge und Breite einer Düne das Sandvolumen abzuschätzen. Die Ergebnisse dieser Kalkulation lassen sicher an Genauigkeit zu wünschen übrig, dürften in der Größenordnung und im Trend aber doch brauchbare Resultate liefern (Tab. 2.2).

Tab. 2.2 Überschlagskalkulationen der Sandvolumina (m³) der Famara-Dünen im zeitlichen Vergleich

Zeit	Dünengruppe				Gesamtvolumen
	D1	D2	D3	D4	
1985/86	2 850	2 000	2 500	6 000	13 350 m ³
1995/96	2 600	-	3 100	4 400	10 100 m ³
2004	2 250	-	2 900	3 300	8 450 m ³
2007	1 450	-	3 150	3 550	8 150 m ³

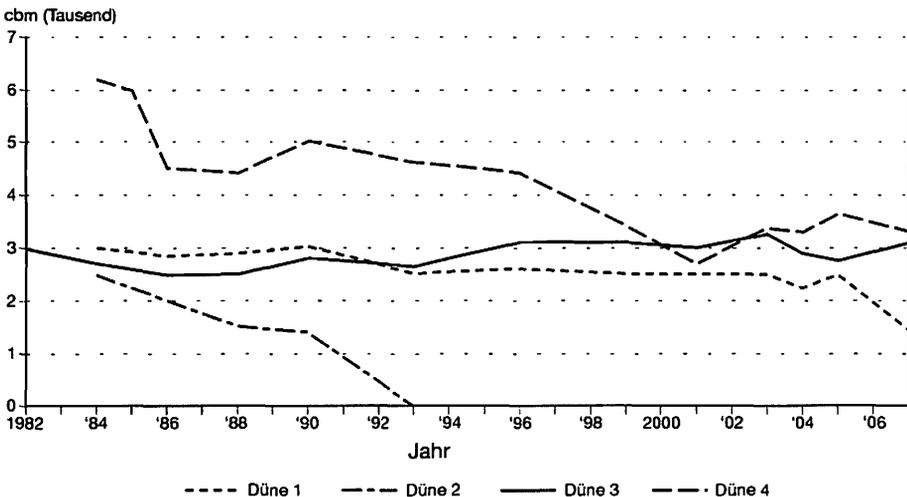


Fig. 2.2 Veränderungen der Sandvolumina in den Dünengruppen D 1–D4 zwischen 1984 und 2007

Daraus ergibt sich für den erfassten Zeitraum ein Sandvolumenverlust von fast 40 %. Die Abnahme erfolgte jedoch nicht gleichmäßig, sondern mit einigen Schwankungen, die z. T. auch der stark vereinfachten und ungenauen Berechnungsmethode anzulasten sein mögen. Im März 2006 war z. B. für alle verbliebenen Dünen wieder eine Volumenzunahme bis zu insgesamt rund 10.000 m³ zu konstatieren, die aber nicht als Trendumkehr gewertet werden kann. Möglicherweise besteht bei den verbliebenen Dünen D 3 und D 4 ein Trend zur Stabilisierung mit Sandvolumina um 3000–3500 m³. Die Düne D 1 mit einer starken Volumenabnahme in jüngster Zeit ist hingegen wohl auf dem Wege zur Auflösung.

Fig. 2.2 stellt die Volumenänderungen in besserer zeitlicher Auflösung dar. Daraus wird ersichtlich, dass der starke Rückgang vorrangig den Dünengruppen D 2 (1993/94 aufgelöst) und D 4 (Verringerung der Dünenzahl von 4 auf 1) zuzuschreiben ist, während die Dünen D 1 und D 3 lange Zeit ihre Sandmasse ungeachtet einiger Schwankungen im wesentlichen beibehalten konnten, abgesehen von den jüngsten Verlusten von D 1. Insgesamt ergibt sich jedenfalls eine ausgeprägt negative Sandbilanz der Famara-Wanderdünen zwischen 1985 und 2007.

2.1.4 Windregime

Die allgemeinen Grundzüge des passatbeherrschten Windsystems auf den Kanarischen Inseln wurden bereits im Abschnitt 1.2 genannt. Die flächenhafte Ausbildung des bodennahen Strömungsfeldes auf der Insel Lanzarote ließ sich anhand windbedingter Pflanzendeformationen kartieren und ist in Fig. 2.3 dargestellt (zur Methode P. HÖLLERMANN 1996 und 1997b). Daraus wird ersichtlich, dass der Zentralteil der Insel mit Einschluss des Jable-Gürtels von der Passatdrift aus NNE gequert wird, während sonst weithin ein Trend zu küstenparallelen Strömungen besteht. Im engeren Untersuchungsgebiet trifft die zunächst parallel zum Steilabfall des Famara-Berglandes verlaufende Hauptwindrichtung aus NNE auf die Küste der Famarabucht. Weiter landein biegt der Wind entlang der Jable-Senke mehr in eine N-S-Strömung um, quert die Wasserscheide und erreicht aus N bis NNE die Südküste im Abschnitt Flughafen–Arrecife. Das leichte Umbiegen der Hauptströmung von NNE auf N in der Jable-Senkenzone wird auch im Verlauf der Dünen-Längsachsen deutlich (Tab. 2.1).

Die eigenen Windmessungen im küstennahen Famara-Gebiet während der Geländeaufenthalte 1982–1990 waren unzusammenhängend und umfassen lediglich eine Zeitdauer von insgesamt 27 Wochen zu verschiedenen Jahreszeiten (Messhöhe 2 m ü. d. O.). Die in Tab. 2.3 A angeführten Ergebnisse sind daher nicht mit längerfristigen und regelmäßigen Stationsbeobachtungen (Tab. 2.3 B und C) vergleichbar.

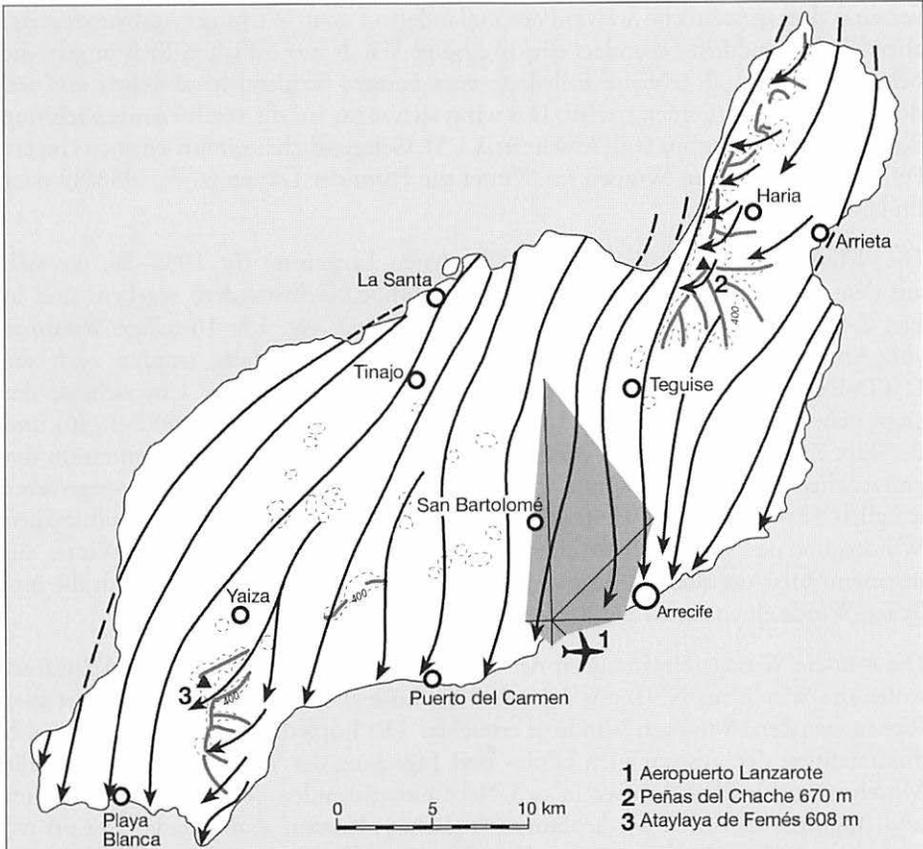


Fig. 2.3 Windströmungsfeld der Insel Lanzarote und 8-teilige Windrose des Flughafens Arrecife (aus P. HÖLLERMANN 1996)

Tab. 2.3 Windrichtungsverteilungen in % (ohne Kalmen, 8-teilige Windrose)

Station	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
A) Famara-Küstengebiet (1982-1990) (Unzusammenhängende Feldmessungen von insg. 27 Wochen Dauer.)	36,9	41,3	3,0	2,4	4,3	3,5	1,9	6,7
B) Flughafen Arrecife (1969-1971) (nach D. Fernandopullé (1976))	35,6	32,8	5,2	4,2	3,4	4,0	4,2	10,6
C) Flughafen Arrecife (1982-1993) (nach Material der DWD; unvollständige Daten (6-21 Uhr, ohne Nachtstunden))	39,6	29,4	12,3	3,5	3,6	2,9	3,8	4,9

Immerhin machen auch die kurzen Messungen nahe der Famara-Küste das starke Vorherrschen der NNE-Winde deutlich. Dabei überwog NE leicht gegenüber N, anders als bei den Stationsbeobachtungen des Flughafens Arrecife an der Südküste. Die im Famara-Gebiet zeitweilig auftretenden tageszeitlichen Zirkulationen (Land-Seewind-System) bleiben für die Dünedynamik von untergeordneter Bedeutung. Allenfalls

verstärkt der tageszeitliche Seewind den auflandigen Passat. Wichtiger sind kurzfristige, aber für die Sanddrift besonders effektive böige Winde aus östlichen Richtungen, die bei „Sahara-Luft“ als lebhaft fallende Winde vom Famara-Bergland herabwehen und auf die Ostflanken der Dünen treffen. Das wirkt sich sogar auf die resultierende Richtung der Dünenbewegung aus (vgl. Abschnitt 2.1.5). Gelegentlich beeinflussen auch längere Perioden mit östlichen Winden im Winter die Form der Dünen (z. B. 1988/89 oder im Januar 2007).

Die Winddaten der Station Arrecife (Flughafen Lanzarote) für 1982–86, die sich aus dem unvollständigen Material des DWD (ohne Nachtstunden) ergeben, sind in Fig. 2.4 a und 2.4 b graphisch dargestellt (dazu auch Fig. 1.5: 16-teilige Windrose von Arrecife/Flughafen). Bei einer weitergehenden Auswertung wurden auch die DWD-Daten 1887–1993 einbezogen. Daraus erklären sich einige Unterschiede der graphischen Darstellungen (Fig. 1.5, Fig. 2.4 a und 2.4 b: Periode 1982–1986) und der Tab. 2.3 C (Periode 1982–1993). Aus Fig. 2.4 a ist die hohe Konzentration der passatischen N- und NE-Winde mit 85–93% in den Sommermonaten gegenüber lediglich 58–61% in den Wintermonaten zu entnehmen. Aus dem eng-unimodalen Windregime des Sommers wird durch die stärkere Richtungsstreuung im Winter ein insgesamt breit-unimodales Regime auf Jahresbasis. Im Winter können auch die östlichen Winde einen Anteil bis 20 % erreichen.

Die mittlere Windgeschwindigkeit der Station Flughafen Arrecife liegt bei 6,2 m/sec, wobei die Winde aus NNE mit 7,6 m/sec die höchste mittlere Geschwindigkeit aller Richtungen der 16-teiligen Windrose erreichen. Die Isolethen-Darstellung Fig. 2.4 b dokumentiert den ausgeprägten Jahres- und Tagesgang der Windgeschwindigkeit mit Mittelwerten bis über 9 m/sec in den Nachmittagsstunden der Sommermonate Juli und August. Der Anteil der geomorphologisch wirksamen „Sandwinde“ mit >6 m/sec in Standardmesshöhe macht am Flughafen Arrecife fast 60 % aus. 6,6 % aller gemessenen Winde erreichen noch Geschwindigkeiten von 11 m/sec und darüber. Als Maxima wurden Werte zwischen 16,5 und 18,5 m/sec registriert. Da das ausgewertete Material des DWD nur Daten der Tagesstunden zwischen 6 und 21 h enthält, die windschwächeren Nachtstunden also unberücksichtigt bleiben, sind von den vorgenannten Mittelwerten gewisse Abstriche zu machen. Auch ist aus Mittelwerten die besonders hohe geomorphologische Wirksamkeit aperiodischer Starkwindphasen nicht zu erkennen. Solche Phasen mit extrem verstärkter Sanddrift sind im Prinzip zu allen Jahreszeiten möglich.

Aus differenzierten Winddaten lassen sich für die verschiedenen Windrichtungen Vektoreinheiten der wirksamen Sandwinde und daraus das resultierende Driftpotential aller Richtungen bestimmen (S. G. FRYBERGER und G. DEAN 1979, S. G. FRYBERGER und T. S. AHLBRANDT 1979). Bei sinnvoller Auswertung der vorhandenen Daten errechnet sich für die Station Flughafen Arrecife (1982–1993) ein resultierendes Driftpotential von 24° NNE auf 204° SSW. Über 90 % des Driftpotentials entfallen auf den Nordostsektor.

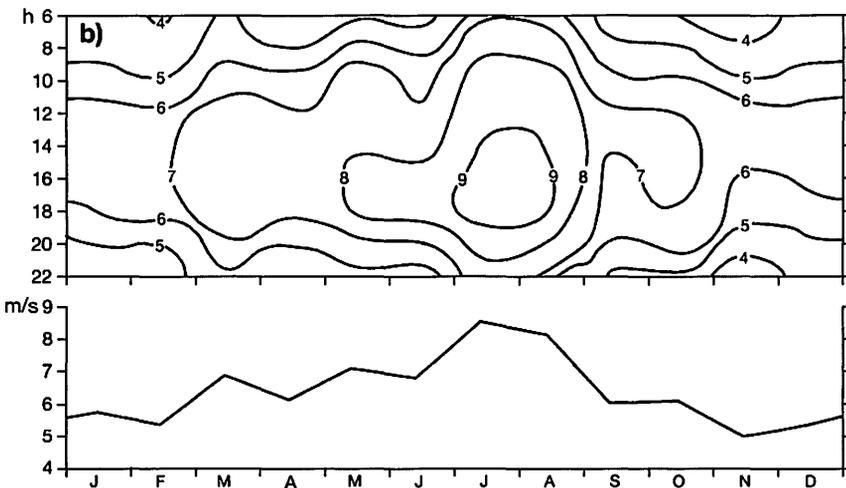
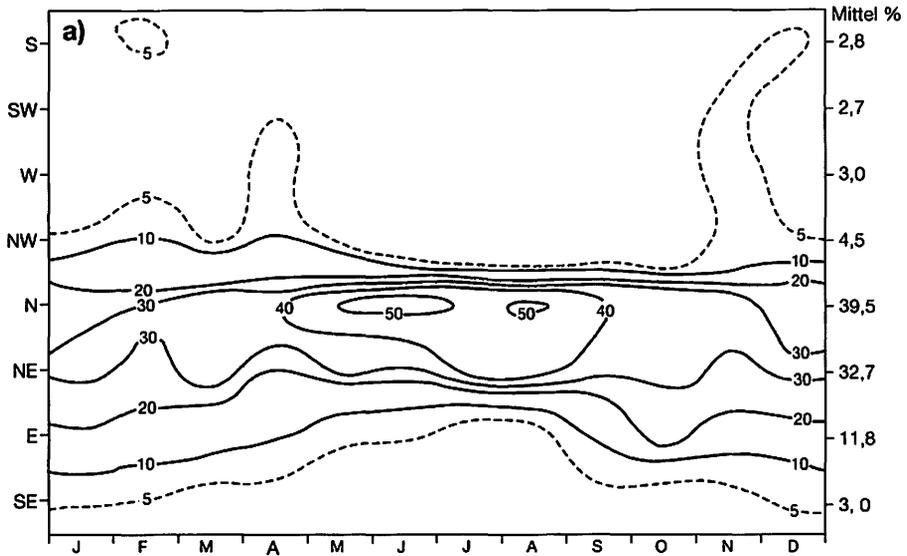


Fig. 2.4 a) Jahreszeitliche Variation der Windrichtungen in % (ohne Kalmen), Flughafen Arrecife 1982-1986 (Daten nach DWD)

Fig. 2.4 b) Anemo-Isoplethen und Monatsmittel der Windstärke 6-21 h, Flughafen Arrecife (Daten nach DWD)

2.1.5 Dünenbewegung

Untersuchungen zur Bewegung der Famara-Dünen fanden seit 1981/82 statt. Gemessen wurde die Verlagerung des leeseitigen Dünenfußes, in der Regel durch Bezug zu vorher errichteten Marken oder zu auffälligen Geländepunkten. Seit Anfang 1999 kamen ergänzende Messungen mit GPS (Garmin GPS 12) hinzu, wobei auch der höchste Punkt der Dünen („First“) eingemessen wurde. Die Ergebnisse der zu verschiedenen Zeiten gemachten Messungen wurden zur Vergleichbarkeit auf Jahreswerte umgerechnet. Durch

Umrechnung und Grenzen der Messverfahren waren Ungenauigkeiten im Detail nicht zu vermeiden, doch sind die in Tab. 2.4 zusammengefassten Gesamtergebnisse hinreichend verlässlich.

Die größte Verlagerung pro Jahr wies die 1993 aufgelöste, nur bis 2 m hohe Dünengruppe D 2 auf. Hier war die geringste Sandmasse zu bewegen. Generell verliefen die Dünenbewegungen erwartungsgemäß umso langsamer, je höher die Düne und je größer ihre Sandmasse war. Die mittleren Jahresbeträge der Dünenverlagerung zwischen 16 und 35 m entsprechen in der Größenordnung Werten, wie sie auch sonst für Barchane bzw. barchanoide Dünen in Passatwüsten mit vorherrschend unidirektionaler Windrichtung gefunden wurden (vgl. z. B. die Zusammenstellung von D. D. G. THOMAS 1992 oder 1997).

Die Jahresbewegung der Famara-Dünen vollzog sich zu rund 2/3 im Sommerhalbjahr mit eng-unimodalem passatischem Windregime und größten Windstärken. So gliedert sich z. B. bei der besonders gut untersuchten Düne D 3 die mittlere Jahresbewegung von 23,4 m in 16,2 m während des Sommerhalbjahres (Mai–Oktober) und 7,2 m im Winterhalbjahr (November–April) mit unregelmäßigeren und schwächeren Winden. Allein in den Monaten Juli und August waren Monatswerte bis über 4 m zu beobachten.

Die berechneten Werte der Dünenverlagerung für die Einzeljahre der gesamten Beobachtungsperiode sind in Fig. 2.5 dargestellt. Schwierigkeiten dieser detaillierten Aufschlüsselung traten in Einzelfällen durch den Verlust von Messmarken oder größere Beobachtungslücken auf, die dann durch Vergleich mit Nachbardünen oder Interpolation geschlossen werden mussten. Aus dem Diagramm werden Streuungen der Jahreswerte sowohl zwischen den verschiedenen Dünengruppen als auch innerhalb derselben Gruppe bzw. Einzeldüne deutlich.

Tab. 2.4 Gesamt- und Mittelwerte der Dünenbewegung im Llano de Famara (Nord-Lanzarote)

Düne bzw. Dünengruppe	Beobachtungsperiode mit Zahl der Jahre	Bewegung insgesamt	Mittlere Jahreswerte
D 1	1982-2007 (24,5 J.)	394 m	16,1 m / Jahr
D 2*	1982-1993 (11,1 J.)	382 m	um 34 m / Jahr
D 3	1981-2007 (25,3 J.)	591 m	23,4 m / Jahr
D 4**	1981-2007 (25,3 J.)	582 m	23,0 m / Jahr

* Die Dünengruppe 2 hat sich 1993 aufgelöst.

** In Dünengruppe 4 fanden Dünenauflösungen, -verschmelzungen und -neubildungen statt, sodass im Laufe der Beobachtungsperiode verschiedene Dünen als Grundlage der Messungen benutzt werden mussten.

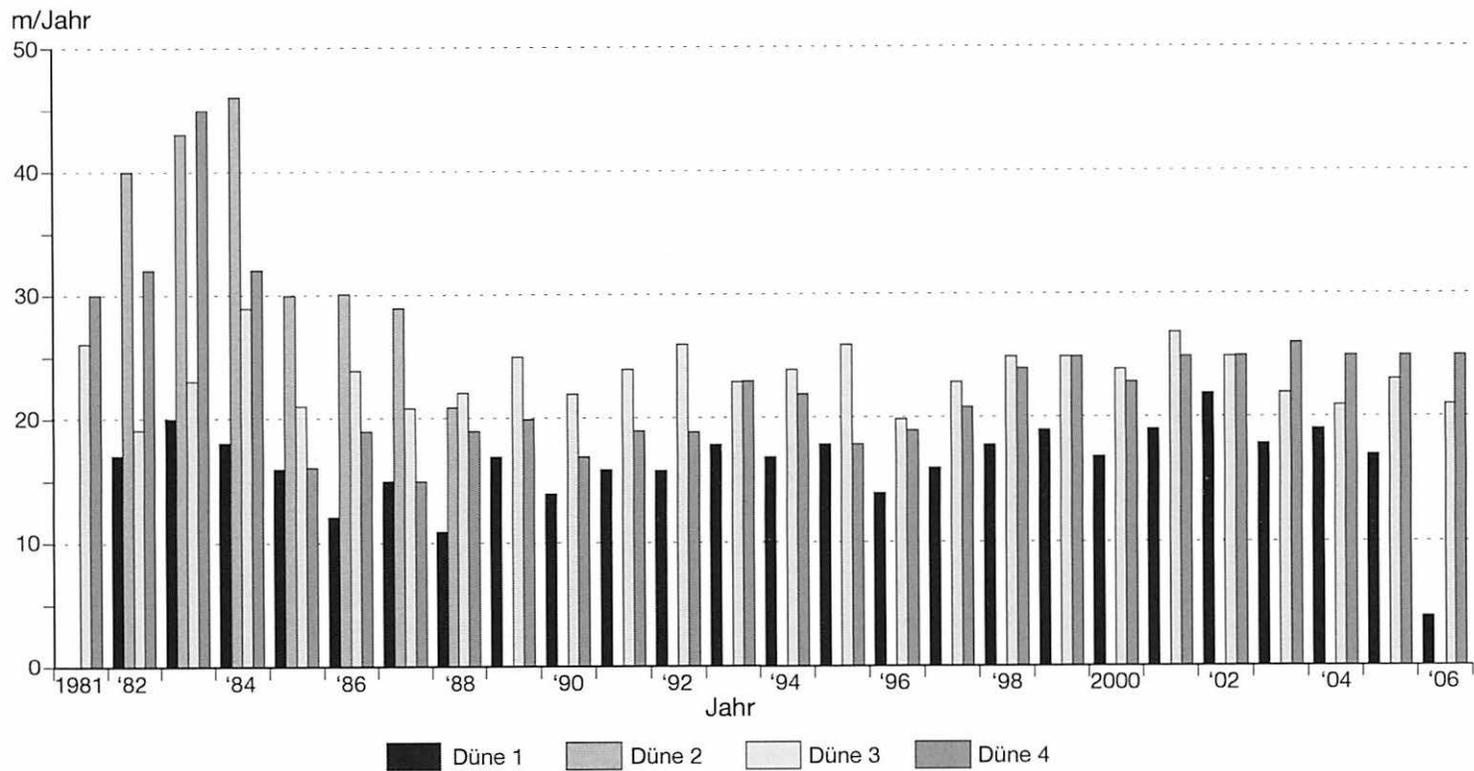


Fig. 2.5 Verlagerung von Dünen, Jable de Famara, Lanzarote

So erreichte die Dünengruppe D 2 bis 1983/84 Maximalwerte der Jahresbewegung bis über 40 m, die dann in den Folgejahren bis zur Auflösung der Dünengruppe beständig abnahmen. Mit fortlaufender Verflachung dieser Dünen ließ die Schubkraft der Winddrift nach. Auch die Dünen der besonders variablen Gruppe D 4 wiesen erhebliche Schwankungen der Jahreswerte zwischen 16 und 45 m auf. Diese erklären sich z. T. daraus, dass wegen des ausgeprägten Formenwandels innerhalb dieser Gruppe während der Beobachtungsperiode unterschiedliche Dünen als Messbasis herangezogen werden mussten. Bei den Dünen der Gruppe D 4 führte zudem der Stau durch eine Geländeschwelle und ihr Überwinden (vgl. Abschnitt 2.1.2) zu Veränderungen der Bewegungsraten. So war die auffällige Abnahme zwischen 1983 und 1987 durch den Stau an dieser Geländeschwelle und das Auflaufen der nachfolgenden Düne bedingt. Auch das Verschmelzen zweier Dünen 1993 bis 1995 und die dadurch vergrößerte Sandmasse führten zunächst zur Verringerung der Bewegung, während in den Folgejahren die abnehmende Sandmasse wiederum gesteigerte Jahresverlagerungen mit sich brachte. Die Dünen D 1 und D 3 blieben trotz individueller Schwankungen der Bewegungsraten am beständigsten. Die Streuung der Jahreswerte (D 1 = 11–22 m, D 3 = 19–26 m) lässt sich vorrangig aus Veränderungen der Dünenhöhe und Sandmasse erklären, nachgeordnet auch durch zeitliche Veränderungen der Windstärke bzw. des Driftpotentials. Die überaus geringe Bewegung der Düne D 1 in jüngster Zeit (2006/07) deutet auf eine bevorstehende Auflösung dieser Düne hin (vgl. Abschnitt 2.1.2).

Die Richtung und Auswirkung der Passatdrift kommt in der Ausrichtung der Dünenlängsachsen zum Ausdruck. Diese wurde für die Dünengruppe D 1 und D 2 mit 9–15° NNE, für D 3 und D 4 mit 2.5–3.5° N bzw. NNE im Mittel der ganzen Beobachtungsperiode gemessen (vgl. Tab. 2.1). Die generelle Richtung der Dünen- und Sandmassenverlagerung weicht jedoch davon ab. Zur passatbedingten Südverdriftung tritt eine Versetzung von Ost nach West, wesentlich bedingt durch aperiodische stürmische Ostwinde, die als Fallwinde vom Famara-Hochland die Dünen der vorgelagerten Famara-Senke in der Flanke treffen. Das führt nicht nur zu zeitweiliger Ost-West-Asymmetrie der Dünenformen mit steilerer Westabböschung oder gar zur Slipface-Bildung dort durch länger dauernde winterliche Ostwindphasen, sondern auch zu einer Versetzung der Sandmassen in westliche Richtung, die in Einzeljahren Beträge um 10 m erreichen kann. Extreme Werte um 20 m wurden im Winter 1988/89 erreicht, als kräftige Ostwinde während der Monate Dezember und Januar langdauernd und nahezu beständig wehten. Auch im Winter 2006/07 war die Westverschiebung mit 11–15 m bemerkenswert groß (kräftige Ostwinde besonders im Januar 2007). Die Dünenverlagerung insgesamt vollzieht sich in der Resultierenden der dominierenden passatischen N- bzw. NNE-Winde und der starken aperiodischen Ostwinde.

Der exzessive Tropensturm „Delta“, der am 28. November 2005 mit weit über 100 km/h auch die Ostkanaren aus 300–330° NW betraf, war zu kurzdauernd, um eine deutliche Umgestaltung der Dünenformen zu bewirken.

Im Gelände wird die resultierende Bewegungsrichtung besonders deutlich durch die Position der luvseitigen Deflationsflächen, welche die Lage der Dünen in den Vorjahren bezeichnen. Diese noch nicht wieder bewachsenen Flächen weichen gegenüber der Richtung der Dünenlängsachsen um 25–35° nach Nordosten ab. Daraus lässt sich die

resultierende Richtung der Dünenbewegung gegen ca. 210° SSW erschließen. Das bestätigen und präzisieren die GPS-Messungen zwischen 1999 und Januar 2007, nämlich 214° SSW für D 1, 206° SSW für D 3 und 202° SSW für D 4 (Mittel 207° SSW). Die mittlere Abweichung der Verlagerungsrichtung vom Meridian beträgt also 27°. Die mittlere Bewegungsrichtung gegen 207° SSW zeigt eine gute Übereinstimmung mit dem resultierenden Driftpotential am Flughafen Arrecife mit 24° NNE auf 204° SSW (vgl. Abschnitt 2.1.4).

Die Beziehungen zwischen dem Ausmaß der Dünenbewegung und der Windstärke sind bei unmittelbarer Geländebeobachtung offenkundig. An der „Versuchsdüne“ D 3 wurde das Vorrücken des leeseitigen Dünenrandes (Fuß des Rutschhanges) über insgesamt drei Monate im Frühjahr und Sommer verfolgt und mit Windmessungen verglichen, die aus technischen Gründen nahe der Famaraküste vorgenommen werden mussten, d. h. in ca. 3,5–4 km Abstand von der Düne D 3. Gemessen wurde dort die mittlere Windgeschwindigkeit zwischen 14 und 16 h in 2 m Höhe. Im Vergleich ergab sich bei einer Windgeschwindigkeit von 5 m/sec ein tägliches Vorrücken des Dünenfußes um 8 cm, bei 7,5 m/sec um 30 cm, bei 10 m/sec um 50 cm und bei 12 m/sec um 65 cm. Die Beziehungen sind nicht linear. Aperiodische Starkwinde führen zu einer überproportionalen Steigerung der Dünenbewegung.

Ein einfacher Vergleich der jährlichen Dünenbewegung mit den Jahres- oder Halbjahresmitteln der Windgeschwindigkeit am Flughafen Arrecife ist zu grob und liefert keine überzeugenden Zusammenhänge. Z. B. sind die Bewegungsraten in den Jahren 1982–83 mit besonders niedrigen Mitteln der Windgeschwindigkeit (5,8 und 5,9 m/sec) nicht geringer als in den Jahren 1985/86 mit hohen Jahresmitteln (7,1 m/sec). Für die Sanddrift besonders effektive Starkwindphasen sind in den Mitteln nicht mehr als solche erkennbar. Die Bewegungsraten der Dünen hängen nicht nur von der Windgeschwindigkeit, sondern von der Form und Größe der jeweiligen Düne und den spezifischen Umlandbedingungen ab. Es bestehen also keine direkten Korrelationen zwischen Windgeschwindigkeit und Dünenbewegung, sondern allenfalls zwischen dem Driftpotential der effektiven (=morphologisch wirksamen) Windstärken und der dadurch verdrifteten Sandmenge. Einfache Formeln für diese Zusammenhänge, die im Labor bzw. Windkanal entwickelt wurden, werden der Komplexität der Geländerealität kaum gerecht. Eine Diskussion solcher Probleme am Beispiel der Famara-Dünen wurde unter Berücksichtigung der einschlägigen Literatur bereits an anderer Stelle geführt (P. HÖLLERMANN 1991 c) und soll mangels neuer Geländeerfahrungen dazu hier nicht wiederholt werden.

Zu den wichtigsten Umlandbedingungen, welche auf die Dünenbewegung Einfluss nehmen, gehören das Relief (z. B. Geländeschwellen in der Verlagerungsbahn der Dünengruppe D 4) und die Oberflächenrauigkeit bzw. Vegetationsdichte. Wenn die höheren Windgeschwindigkeiten der Jahre 1985/86 nicht zu einer Steigerung der Dünenbewegung geführt haben, so ist das auf die Verdichtung der Vegetationsdecke im Dünenumfeld aufgrund von überdurchschnittlichen Winter- und Frühjahrsniederschlägen dieser Jahre zurückzuführen. Der Deckungsgrad der Halbwüstenvegetation von gewöhnlich 20–35 % stieg durch das Aufkommen annueller Pflanzen bis auf 50–80 %. Das bedeutete eine Verringerung der Sandmobilität durch

die dichtere Pflanzendecke nebst Rhizosphäre und die gesteigerte Oberflächenrauigkeit (dazu auch P. HÖLLERMANN 1992). Der Sandumsatz sank dadurch z. B. bei der Düne D 3 von rund 50 m³ in Normaljahren (vgl. Abschnitt 2.3) auf nur 35–37 m³/Jahr ab. Die vom gesteigerten Driftpotential zu erwartende Steigerung von Dünenbewegung und Sandumsatz konnte sich durch die erhöhte Vegetationsdichte der regenreichen Jahre nicht auswirken. Auch die hohe Vegetationsdichte im niederschlagsreichen Winterhalbjahr 2005/06 brachte eine Verringerung der Bewegungsraten mit sich.

2.1.6 Dünenmaterial

Das Material der Famara-Dünen stammt letztlich auch größtenteils aus Kalkareniten, die als mäßig verfestigte Paläodünen-Ablagerungen die Westseite der Famara-Senke als breiten Gürtel begleiten, während sie an der Ostseite am Fuß des Famara-Hochlandes von Barrancoläufen in mehreren Metern Mächtigkeit angeschnitten werden. Diese mächtigen Ablagerungen können dem Typ der fluvio-äolischen Sandrampen im Sinne von D. BUSCHE et al. (2005, S. 302) zugerechnet werden. Beim episodischen Abkommen der Barrancos wird sandiges Material in die vorgelagerte Senke transportiert und dort abgelagert. Bei lokalem Wasserstau gelangen auch Schlufflagen zur Ablagerung, besonders im Vorfeld der Düne 1. Die dann durch Trockenrisse in kleine Felder („mud curls“) aufgelösten Schluff- und Tonlagen werden später durch die Dünen überwandert und begraben. Nach A. SCHÄFER (2005) sind solche Lagen signifikant für äolische Bildungen in Trockengebieten. H. HAUSEN (1959) sah in den Barrancos die Hauptquelle der Sandzufuhr in die Famara-Senke. Für die aktuellen Dünen dürfte diese Materialzufuhr durch die Hang-Barrancos in der Tat von großer Bedeutung sein. H.-E. REINECK (1993) betrachtet die aufländige Sandverwehung vom Famara-Strand als Ursprung der Flugsanddecke und ihrer Dünen im Binnenland. Diese vom 4–5 km langen Famara-Strand landeinwärts verlagerten Driftsande kommen aber ganz überwiegend in einem ca. 500 m breiten küstennahen Streifen mit relativ dichter Halbwüstenvegetation bereits wieder zur Ablagerung. Zwischen diesen pflanzengebundenen Küstendünen und den mobilen Dünengruppen D 1 bis D 4 liegt eine rund 2,5 km breite Zone mit sehr schütterem Bewuchs und überwiegender Deflation. Die Materialunterschiede zwischen den Strandsanden und Küstendünen einerseits und den Sanden der Dünengruppen D 1 bis D 4 andererseits zeigen, dass gegenwärtig keine direkte genetische Beziehung zwischen den frischen küstennahen Sanden und den küstenfernen Wanderdünen besteht. Die Unterschiede werden im Kalk- und Schwermineralgehalt besonders deutlich (Tab. 2.5). Eine Untersuchung der Oberflächensedimente des Jable-Gürtels durch L. CABRERA et al. (2006) bestätigt die Differenzierung zwischen den küstennahen und den weiter landeinwärts gelegenen Sanden.

Die mobilen Sande und Dünen des Jable-Gürtels stammen in der Regel nicht direkt aus den Kalkareniten, sondern aus bereits umgelagertem und veränderten Material, das in Form eines mürben braunen Sandsteins im Kern der Famara-Senke den Untergrund und zugleich die Unterlage der heutigen Wanderdünen und Driftsande bildet. Diese braunen Sandsteine, die sich in Farbe, Verfestigungsgrad und Kalkanteil von den Kalkareniten unterscheiden, sind überwiegend äolischen Ursprungs, enthalten aber auch wasserverlagerte Einschaltungen. Der nur mäßig verfestigte braune Sandstein fällt

bei Freilegung leicht der Verwitterung und Abtragung (auch Deflation und Korrosion) anheim und ist als Hauptlieferant der Driftsande und Wanderdünen des Jable-Gürtels anzusehen. Das zeigt sich in weitgehenden Materialübereinstimmungen zwischen den mobilen Sanden bzw. Dünen und den unterlagernden mürben braunen Sandsteinen (Tab. 2.5).

Tab. 2.5 Materialvergleich von Sandsteinen und Sanden des Famara-Gebietes

Material	Mittl. Korngröße Mz phi = mm	Kalkanteil %	Schwermineral- anteil % *	Lagerungsdichte g/cm ³
1. Kalkarenite (n = 11)	2,04 = 0,24	79,1	n. b.	1,47
2. Strandsande Famaraküste (n = 7)	2,22 = 0,22	61,1	10,1	1,46
3. Küstendünen Famara (n = 7)	2,26 = 0,20	63,2	8,5	1,49
4. Mürber brauner Sandstein (n = 11)	2,15 = 0,23	43,5	34,7	1,50
5. Wasserver- lagerte Sande (n = 3)	1,60 = 0,33	32,1	n. b.	n. b.
6. Firstsande D 1 (n = 24)	2,13 = 0,23	39,0	37,8	1,51
7. Firstsande D 2 (n = 10)	2,05 = 0,28	36,1	43,1	1,62
8. Firstsande D 3 (n = 24)	2,18 = 0,22	36,3	48,9	1,62
9. Firstsande D 4 (n = 24)	2,12 = 0,23	36,6	50,1	1,65
10. Kl. Sandwehen der Famarasenke (n = 10)	2,30 = 0,20	46,5	37,3	1,52

* Die Schwermineralanteile sind 1988 gemessene Einzelwerte (Dr. L. Pfeifer)
n.b. = nicht bestimmt

Über 300 Sandproben von Lanzarote wurden untersucht, davon die Mehrzahl aus dem Famara-Gebiet. Die nähere Kennzeichnung der Texturparameter mittlere Korngröße (Mz phi), Sortierung (Si), Kurtosis (Kg) und Schiefe (Sk) auf Phi-Basis erfolgte nach den statistischen Verfahren von R. L. FOLK und W. C. WARD (1957). Neben dem Kalkgehalt sind für ausgewählte Proben auch Lagerungsdichte, Schwermineralanteil (nur 1988) und Rundungsgrad der Sandkörner bestimmt worden. Tab. 2.6 liefert eine pauschale Zusammenstellung der Mittel- und Extremwerte für die First- bzw. Kammsande der Famara-Wanderdünen D 1–D 4.

Die Werte zeigen ganz überwiegend die Charakteristika von typischen Dünen sanden. Die mittlere Korngröße der Firstsande der barchanoiden Famara-Wanderdünen liegt mit 2,13 phi innerhalb der äolischen Hauptfraktion zwischen 2–3 phi (=0,250–0,125 mm) nahe der Grenze der Mittelsande zu den Feinsanden. Die Mittelsande machen im Durchschnitt fast 2/3 der gesamten Sandmenge aus. Alle Proben weisen eine unimodale Korngrößenhäufigkeitsverteilung auf. Nach der Gliederung von H. BESLER (2002)

gehören sie dem granulometrischen Typ der aktiven Kammsande an. Bei den von L. CABRERA et al. (2006) erwähnten bimodalen Sanden aus dem Famara-Gebiet handelt es sich offenbar um Mischproben äolischer Sande mit Material anderer Herkunft. Die Sande sind gut bis mäßig gut sortiert. Die Kurtosiswerte liegen zumeist im mesokurtischen Bereich (K_g 0,9–1,1), was nach H. BESLER (1980) ein Gleichgewicht mit den rezenten äolischen Ablagerungsbedingungen anzeigt. Nur 6 % der Proben insgesamt ($n = 95$) sind dem leptokurtischen Bereich zuzuordnen, der als Hinweis auf äolisch vorsortierte Sande angesehen wird. Bei den Schiefewerten ergibt sich im Mittel der Proben eine annähernde Symmetrie, wie das bei Barchansanden die Regel ist (H. BESLER 1986). Zwar ist das Mittel leicht positiv, doch liegt im einzelnen eine erhebliche Streuung der Werte vor. Dabei weisen 58 % der Proben die für Dünen als typisch angesehene positive Schiefe auf, d. h. eine leicht asymmetrische Verteilung zugunsten des Feinmaterialanteils, gegenüber 36 % mit negativer Schiefe und 6 % mit völliger Symmetrie ($n = 70$). Die Texturparameter der heutigen Drift- und Dünenande waren durch den letztlichen Ursprung aus Kalkareniten als Paläodünen und deren Umlagerungsprodukten bereits in hohem Maße vorgeprägt. Einträge von Sahara-Fernstaub und Lokalstaub können leicht positive Schiefewerte begünstigen. Eine Besonderheit ist die landeinwärts zunehmende Beimengung basaltischen Materials aus dem Substrat. Die Dünen bestehen also nicht aus einheitlichem Material, sondern aus einem Gemenge (leichter) karbonatischer und (schwerer) nicht karbonatischer Sande. Daraus lassen sich einige Abweichungen von der Norm erklären. Die leichteren karbonatischen Körner sind bei vergleichbarer Größe besser beweglich als die Komponenten vulkanischen Ursprungs (dazu auch J. ALCÁNTARA-CARRIÓ u. I. ALONSO 2001 sowie L. CABRERA et al. 2006, S. 33). Die hellen karbonatischen Sandkörner sind im Durchschnitt gröber als die dunklen (meist basaltischen) Körner. Bei Zufallsstichproben zur Einzelkornmessung von Firstsanden der Düne D 3 ergab sich eine mittlere Korngrößenrelation um 1,4 : 1 zwischen den hellen und den dunklen Gemengteilen. Eine eingehendere Diskussion der Charakteristika der Famara-Dünenande findet sich bei P. HÖLLERMANN (1991 c).

Tab. 2.6 Mittel- und Extremwerte von Texturparametern und weiteren Materialeigenschaften der Firstsande der Dünengruppen D 1–D 4

Mittlere Korngröße ($n = 93$)	Mz phi mm	2,13 (1,84-2,43) 0,229 (0,275-0,183)
Mittelsandanteil (0,2-0,63 mm)	64,4 %	(44,7-84,7 mm)
Sortierung Si	0,498	(0,381-0,704)
Schiefte Sk	+0,006	(-0,352-+0,274)
Kurtosis kg	1,023	(0,939-1,472)
Kalkanteil	37,1 %	(30,2-41,1 %)
Schwermineralanteil (1988)	44,9 %	(35,6-51,1 %)
Anteil rundkantiger Körner im Mittel- und Feinsandbereich	79,6 %	(76,0-81,4 %)
Lagerungsdichte	1,6 g/cm ³	(1,47-1,67 g/cm ³)

Die Sandkörner sind überwiegend rundkantig („subrounded“ in der Steiligen Skala nach E. J. PETTIJOHN et al. 1972). Eine Zunahme der Rundung beim Transport landeinwärts ist kaum zu erkennen, was zum einen der relativ kurzen Transportstrecke und zum anderen der wachsenden Beimengung kantigen basaltischen Materials zuzuschreiben ist. Auch der geringe Kalkanteil von durchschnittlich 37,1 %, der erheblich gegenüber dem Karbonatgehalt der Kalkarenite, Strandsande und Küstendünen zurücksteht, ist der landeinwärts zunehmenden Vermengung mit Basaltpartikeln aus dem Untergrund bzw. den unterlagernden mürben braunen Sandsteinen zuzuschreiben. So erklärt sich großenteils auch der für Dünen ungewöhnlich hohe Schwermineralanteil von fast 45 % im Mittel (dazu auch L. PFEIFFER 1991) und die damit verbundene höhere Lagerungsdichte. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Firstsande D 1–D 4 durch ihre ausgeprägte Windexposition einer selektiven Ausblasung der leichteren Komponenten und damit einer Anreicherung von Schwermineralen an den Dünenoberflächen ausgesetzt sind (zur Anreicherung dunkler Schwermineralpartikel an Dünenoberflächen vgl. auch D. BUSCHE et al. 2005, S. 305). Die Lagerungsdichte korreliert naturgemäß positiv mit dem Schwermineralanteil und negativ mit dem Kalkgehalt.

Bei den besonders exponierten First- bzw. Kammsanden besteht trendmäßig ein positiver Zusammenhang zwischen mittlerer Korngröße ($Mz_{\phi} = y$) und Sortierung ($Si = x$), da die gesteigerte Windkompetenz bzw. selektive Ausblasung sowohl zu besserer Sortierung als auch zur Anreicherung größerer Körner führt. Der Trend lässt sich mit der Gleichung $y = 1,187x + 1,555$ näherungsweise beschreiben.

Im Vergleich der einzelnen Dünen bzw. Dünengruppen untereinander findet von D 1 zu D 4 landeinwärts eine Abnahme des Karbonatsandanteils und damit eine Zunahme von Schwermineralgehalt und Lagerungsdichte statt. Damit fügen sich die Dünen in den allgemeinen Trend sinkender Kalkanteile bei wachsenden Schwermineralgehalten und Lagerungsdichten ein, der innerhalb des inselquerenden Jable-Gürtels von den kalkreichen Dünen an der Nordküste ($CaCO_3$ 60–65 %) über die Dünen D 1–D 4 (36–40 %) zu den Driftsandresten und Sandwehen der Insel-Südseite (20–40 %) besteht. Der Hauptwandel vollzieht sich schon im Nordteil des Jable-Gürtels. Bei den Unterschieden der mittleren Korngrößen der Dünenfirstsande D 1–D 4 (Mz_{ϕ} 2,05–2,18 = 0,232–0,221 mm) sowie der mittleren Sortierung (Si 0,484–0,51) lässt sich kein regelhafter räumlicher Bezug erkennen.

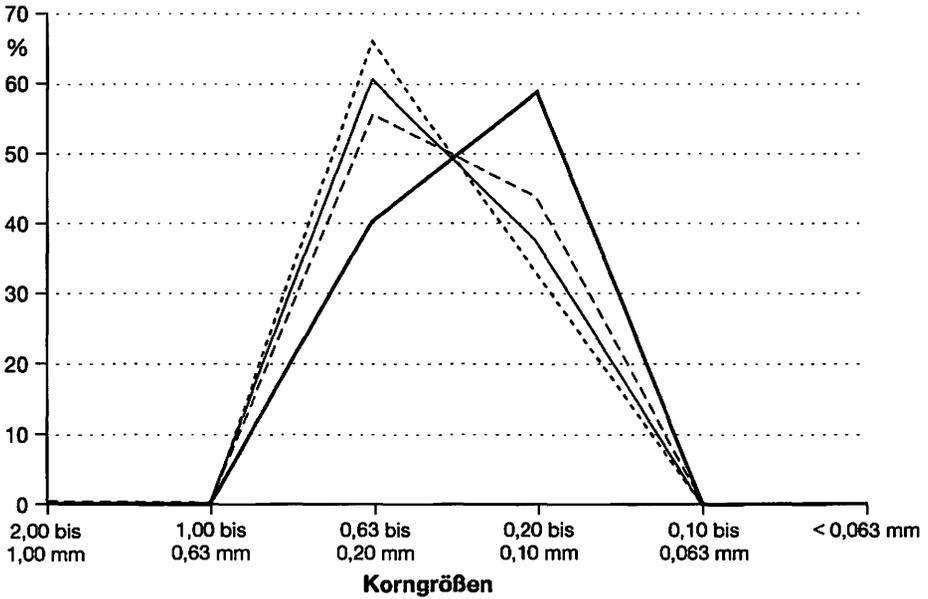
Die räumliche Variabilität der Sandeigenschaften (Korngröße, Kalkgehalt) des Jable-Gürtels wurde neuerdings von L. CABRERA et al. (2006) systematisch untersucht und zu einer Gliederung des Sandgürtels in sechs Sektoren genutzt. Die wesentlichen Ergebnisse der Studie stimmen mit den eigenen einschlägigen Befunden seit 1991 gut überein.

Weitere räumliche Unterschiede bestehen in der Verteilung der Korngrößen und anderer Sandeigenschaften im Dünenprofil. Dazu sind in der Literatur je nach Dünenform und den regionalen Gegebenheiten recht verschiedene und z. T. kontroverse Angaben zu finden. Fig. 2.6 veranschaulicht die Korngrößenverteilung für die besonders gut untersuchte barchanoide Schilddüne D 3 in den anschaulichen konventionellen Größenklassen, ergänzt durch weitere Angaben in Tabelle 2.7. Dabei zeigt sich von den Basissanden des Luvfußes in Richtung der Sandbewegung über die höchste Stelle (First

oder Kamm) bis zu den Basissanden des Leefußes und den vorgreifenden Barchanspitzen eine Abnahme der mittleren Korngröße und damit eine zunehmende Verschiebung von den Mittelsanden zu den Feinsanden, die dann in den Barchanspitzen vorherrschen. Bei ausgeprägter Slipface-Entwicklung sind die Sande der Leefußbasis durch gravitative Sortierung gröber als an der Oberkante des Rutschhanges. Der Kalkanteil ist bei den besonders windexponierten First- bzw. Kammsanden am geringsten. Die durch selektive Ausblasung angereicherten Schwermineralkörner können dort fast 50 % erreichen. Der höchste Kalkanteil und damit der geringste Schwermineralgehalt tritt an den Barchanspitzen auf. Die Kurtosiswerte bleiben ganz überwiegend im mesokurtischen Bereich und erreichen nur in den Barchanspitzen leicht leptokurtische Werte. Abweichend von der Dünennorm ist die durchgängig negative Schiefe mit den höchsten Werten wiederum in den Barchanspitzen. Dabei geht es aber nur um geringe Abweichungen von der für barchanoide Dünen sonst typischen symmetrischen Verteilung. Bei den Daten in Fig. 2.6 und Tab. 2.7 handelt es sich um Mittelwerte. Einzelwerte weichen fallweise von den genannten Regelmäßigkeiten ab, da ja jede Sandprobe nur einen Augenblickszustand als Ausdruck der vorangegangenen oder herrschenden raum-zeitlich variablen Morphodynamik erfasst.

Die im Umland der Dünen D 1–D 4 verbreiteten kleinen Sandwehen, pflanzengestützten Leedünen und Driftsandfelder unterscheiden sich in ihrem Material kaum von den größeren Dünen. Allenfalls sind sie geringfügig besser sortiert (Mittel $S_i = 0,449$), feinkörniger und kalkreicher (vgl. Tab. 2.5, Nr. 10).

Sandproben sind in der Regel Mischproben als Ergebnis mehrerer Prozesse (Reptation bzw. Creep, Saltation, Rippelung, evtl. Rutschung oder Deflation). Den Versuch einer prozessualen Differenzierung liefert Fig. 2.7 mit Tabelle 2.8. Deutlich heben sich die gröberen Reptationssande mit einem besonders hohen Mittelsandanteil (>80 %) von den feineren Saltationssanden ab, die mit zunehmender Verlagerungshöhe über der Oberfläche ein ansteigendes Maximum in der Feinsandfraktion aufweisen. Mit zunehmender Höhe verbessert sich auch die Sortierung, während die Kurtosis sich vom mesokurtischen in den schwach leptokurtischen Bereich verschiebt. Die durchgängig leicht negativen Schiefewerte nehmen höhenwärts ab. Rutschsande am Fuß von Slipface-Böschungen nehmen als gravitativ verlagertes Gemenge von Saltations- und Reptationssanden eine Zwischenposition mit überwiegendem Mittelsandanteil ein. Gegenüber Proben vom Slipface-Oberrand sind sie besser sortiert und kalkreicher. Die nur stichprobenartig untersuchten Kalkgehalte erweisen sich erwartungsgemäß bei den Reptationssanden als besonders gering (meist 20–30 %) gegenüber >40 % bei den Saltations- und Rutschsanden.



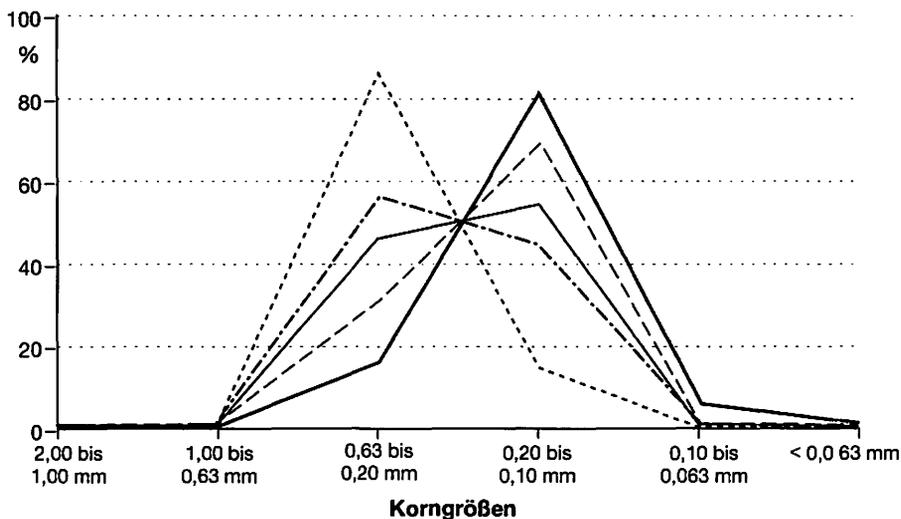
- - - Serie 1: luvseitige Basissande - - - Serie 3: leeseitige Basissande
 — Serie 2: First- bzw. Kammsande — Serie 4: Sande aus Barchanspitzen

Fig. 2.6 Körngrößenverteilung Düne D 3

Tab. 2.7 Charakteristika von Dünenständen D 3 (Mittelwerte)

Lage	Mz phi = mm	Si	Kg	Sk	CaCO ₃	SM-Gehalt *
Basissande Luvseite (n = 7)	2,05 = 0,244	0,497	0,980	-0,071	45,2 %	35,74 %
Fist- bzw. Kammsande (n = 18)	2,17 = 0,228	0,491	0,997	-0,016	36,3%	48,89 %
Basissande Leeseite (n = 8)	2,23 = 0,210	0,435	0,977	-0,092	44,3 %	35,66 %
Sande aus Barchanspitzen (n = 6)	2,30 = 0,203	0,471	1,142	-0,233	49,0 %	29,32 %

* Der Schwermineralgehalt (SM) wurde nur einmalig im Jahr 1988 bestimmt (L. Pfeiffer).



- Serie 1: Reptationssande
- Serie 2: Saltationssande 0-5 cm ü. d. O.
- - - Serie 3: Saltationssande 5-15 cm ü. d. O.
- Serie 4: Saltationssande 15-30 cm ü. d. O.
- Serie 5: Rutschsande (Fuß Slipface)

Fig. 2.7 Prozessuale Differenzierung von Dünen sandproben (Famara-Gebiet, Lanzarote)

Tab. 2.8 Prozessuale Differenzierung von Dünen sanden (Famara-Gebiet, Lanzarote)

Prozesstyp	Mz phi = mm	Si	Kg	Sk
Reptation (n = 6)	1,82 = 0,286	0,431	0,988	-0,016
Saltation 0-5 cm ü. d. O. (n = 6)	2,35 = 0,197	0,445	1,052	-0,106
Saltation 5-15 cm ü. d. O. (n = 13)	2,50 = 0,176	0,406	1,125	-0,076
Saltation 15-30 cm ü. d. O. (n = 3)	2,71 = 0,155	0,399	1,157	-0,062
Rutschsande (Fuß Slipface) (n = 8)	2,23 = 0,210	0,435	0,977	-0,092

Als Einzelfall werden in Fig. 2.8 und Tabelle 2.9 Etagenfallen-Messungen während eines Sandsturms am 21. September 1986 dargestellt. Die Messungen nahe der Famara-Küste wurden zwischen 11 h und 12.30 h bei Windstärken zwischen 10–24 m/sec (Mittel um 15 m/sec in 2 m Höhe) durchgeführt. Der Reptationsanteil, der nur wenig über 10 % der gesammelten Sandmengen ausmacht, konzentriert sich mit fast 95 % auf die Mittelsandfraktion und ist daher bei einem Korngrößenmittel von Mz 1,75 phi (= 0,30 mm) besonders gut sortiert. Auch die Saltationsfracht ist naturgemäß unter Starkwindbedingungen grobkörniger, wobei die bodennahe Fracht (0–5 cm ü.d.O.)

ihren Hauptanteil noch bei den Mittelsanden hat. Wie üblich nimmt die mittlere Korngröße mit zunehmender Bodendistanz ab, doch wird die Sortierung schlechter, was wohl auf stärkere Turbulenz während des Sandsturms zurückzuführen ist.

Bei einem Vergleich von Oberflächenproben vor und nach Starkwindphasen sind die Befunde weniger eindeutig. In der Regel zeigt sich neben erhöhter mittlerer Korngröße eine leicht verbesserte Sortierung und ein gesteigerter Kalkanteil. Letzterer kommt dadurch zustande, dass bei hohen Windgeschwindigkeiten verstärkt biogenes Material (Schill, Schalenbruchstücke u. ä.) vom luvseitigen Vorland auf die Düne geweht wird.

Der Einfluss kräftiger Niederschläge auf die Sandoberflächen wird beim Vergleich von Proben vor und nach dem Regenereignis nicht immer deutlich. Die Splash-Wirkung starker Regenfälle führt augenscheinlich zu einer Störung der Lagerung und

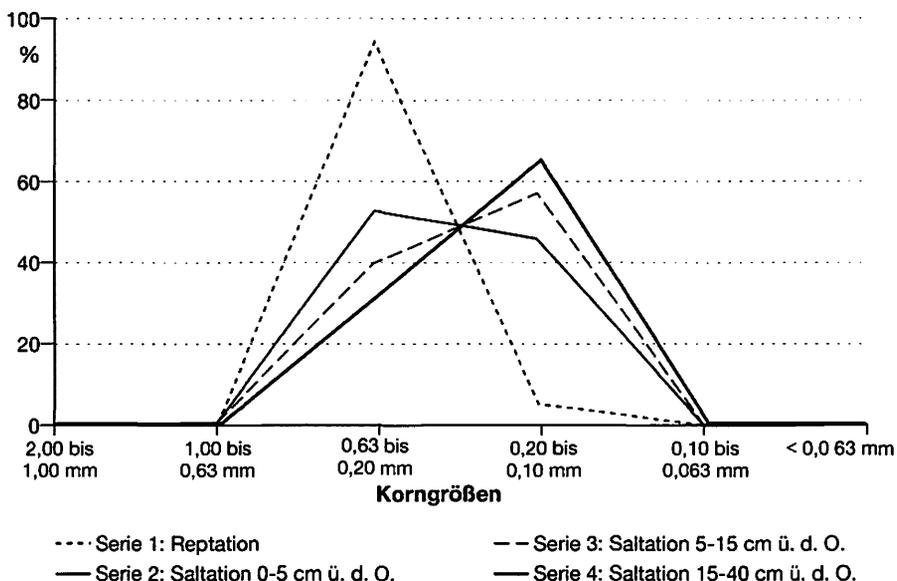


Fig. 2.8 Reptations- und Saltationssande (Sandsturm am 21. September 1986, Famaraküste Lanzarote)

Tab. 2.9 Reptations- und Saltationssande bei Sandsturm am 21. September 1986 an der Famaraküste (Mittelwerte)

Prozesstyp	Mz phi = mm	Si	Kg	Sk
Reptation	1,75 = 0,300	0,392	1,025	-0,0128
Saltation 0-5 cm ü. d. O. (n = 2)	2,27 = 0,212	0,436	1,050	-0,097
Saltation 5-15 cm ü. d. O. (n = 3)	2,35 = 0,196	0,455	1,063	-0,182
Saltation 15-40 cm ü. d. O. (n = 4)	2,44 = 0,184	0,500	1,141	-0,208

Materialvermischung. Dadurch wird die zuvor durch selektive Deflation entstandene Anreicherung gröberer Sande und Schwermineralpartikel am Dünenfirst angegriffen. Daraus ergibt sich eine schlechtere Sortierung und verringerte mittlere Korngröße der Oberflächensande, die nach Austrocknung durch die wieder einsetzende äolische Mobilisierung aber bald wieder rückgängig gemacht werden. Die durch Regen hervorgerufenen Veränderungen sind also nur von kurzer Dauer.

Neben solchen kurzfristigen Änderungen und Schwankungen ist auch ein mittel- und längerfristiger Wandel der Dünensande zu konstatieren. Im Pauschalvergleich von Firstsandproben aus den Sommermonaten (Juni–September) mit solchen aus den Wintermonaten (November–März) ergeben sich allerdings nur geringfügige Unterschiede (Tab. 2.10). Allenfalls sind für den Sommer mit größerem Driftpotential die etwas höheren Korngrößen zu nennen, während die Unterschiede in Sortierung und Kalkgehalt unbedeutend bleiben. Im Dünenprofil sind die Materialunterschiede zwischen Dünenfuß und Dünenfirst bzw. -kamm sowie zwischen Luv- und Leeseite wegen der größeren Intensität und Richtungs-beständigkeit der Passatdrift im Sommer–Herbst allerdings größer als im Winter–Frühjahr mit schwächeren und in der Richtung wechselnden Winden.

Tab. 2.10 Vergleich von Firstsandproben D 1–D 4 im Sommer und Winter mit Jahresmittel

Jahreszeit	Mz phi = mm	Si	CaCO ₃
Sommer (Juni-Sept.) (n = 25)	2,104 = 0,232	0,485 (0,381-0,663)	38,19 % (32,50-46,90 %)
Winter (Nov.-März) (n = 18)	2,159 = 0,224	0,488 (0,408-0,592)	36,36% (31,85-41,80 %)
Jahresmittel (n = 68)	2,126 = 0,229	0,501 (0,381-0,707)	37,28 % (30,17-46,90 %)

Die Zeitreihe der Messdaten von mittlerer Korngröße und Kalkgehalt der Firstsande D 1–D 4 für die gesamte Beobachtungsperiode 1981/82 bis 2005/06 wird in Fig. 2.9 vorgestellt. Die Linien zwischen den Messdaten (Punkten) sollen lediglich den optischen Vergleich erleichtern und nicht als Kontinuum betrachtet werden. Neben schwer erklär-baren individuellen Schwankungen und Unregelmäßigkeiten sind in den Zeitreihen auch in den Grundzügen gleichlaufende Entwicklungen zu erkennen. So kam es in der zweiten Hälfte der 80er Jahre bis in die 90er Jahre hinein zu einer Zunahme der mittleren Korngrößen durch Verstärkung der Mittelsandfraktion bei Abnahme der Feinsandfraktion. Im Mittel aller Daten verschiebt sich Mz phi von 2,22 (= 0,215 mm) in der Zeitspanne 1981/82–1985 auf 2,03 (= 0,246 mm) in der Phase 1986–1992. Dann folgt auf den Abschnitt 1993–1998 mit erheblichen individuellen Schwankungen (Mittel Mz phi 2,16 = 0,225 mm) die Phase 1998–2004 mit wieder überwiegend feineren Sanden (Mittel Mz phi 2,22 = 0,215 mm). Die Sortierungswerte, die ja bei den Firstsanden trendmäßig mit den mittleren Korngrößen korrelieren, zeigen im Prinzip einen ähnlichen Verlauf, sind also in Phasen mit gröberem Sanden in der Regel am besten. Die Kurtosiswerte bleiben überwiegend im mesokurtischen Bereich, liegen aber in der ersten Hälfte der Zeitreihe (1982–1993) etwas höher (Mittel 1,071) als in der zweiten Hälfte (1994–2004) (Mittel 0,986).

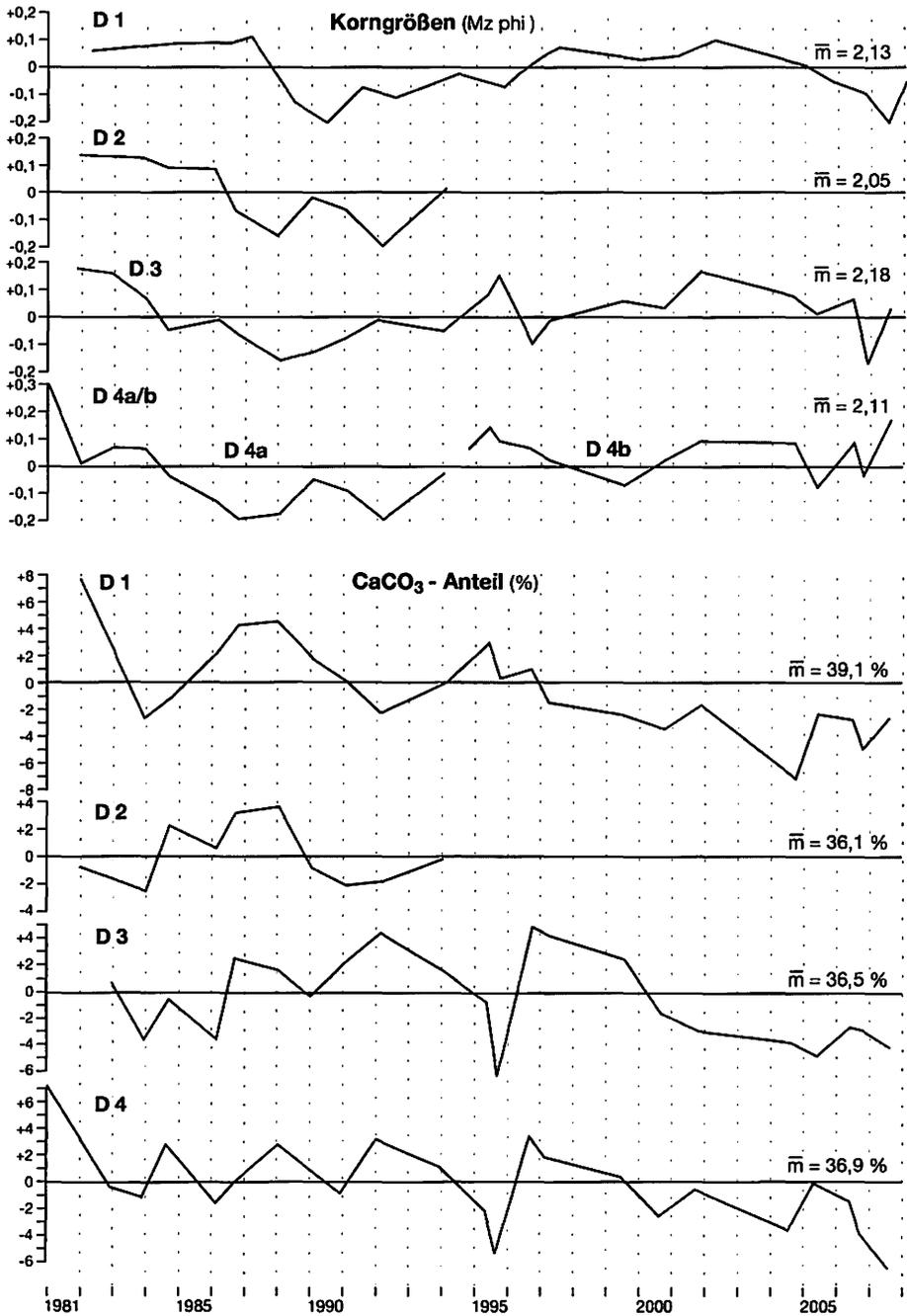


Fig. 2.9 Zeitliche Entwicklung von Korngrößen (Mz phi) und Kalkgehalt (%) von Schilddünen und Barchanen, N-Lanzarote (Anomaliendarstellung)

Bei den gleichlaufenden Entwicklungen liegen als Ursache übergeordnete meteorologische Einflussfaktoren nahe. Eine Häufung von Starkwindphasen würde zu größeren Sanden, besserer Sortierung und auch zu höheren Kalkanteilen führen. Leider ist das verfügbare meteorologische Material nicht detailliert genug, um solche Beziehungen über die ganze Zeitreihe hinweg im Detail zu verifizieren. Immerhin ist aus den Daten vom Flughafen Arrecife zwischen 1982/83 und 1985/86 eine Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeit nebst mehreren Starkwindphasen 1985 und 1986 zu erkennen. Das könnte die Veränderungen der Sand-Texturparameter seit Mitte der 80er Jahre erklären. Zudem führten in dieser Zeit überdurchschnittliche Winterniederschläge mit nachfolgender Vegetationsverdichtung zu einer herabgesetzten Nachlieferung frischer Sande und zu einem eingeschränkten Sandumsatz der Dünen. Derart grobe Erklärungsmuster aufgrund meteorologischer Mittelwerte bleiben aber unbefriedigend. Da Änderungen sich vornehmlich sprunghaft während meteorologischer Extremsituationen vollziehen, könnte nur eine genauere zeitliche Auflistung derartiger Ereignisse den Ansatz für ein vertieftes Verständnis der Veränderungen liefern.

In allgemeinerer Sicht lässt sich die Zeitreihe der Korngrößen und damit verbundener Texturparameter mit der Dünenentwicklung während der Beobachtungsperiode in Beziehung setzen. Barchanoide Dünen können „altern“ und dabei ihre Korngrößenhäufigkeitsverteilung ändern, indem Feinsande verstärkt ausgeblasen werden (vgl. z. B. H. BESLER 2001). Während im Famara-Dünenkomplex anfänglich noch 9 Einzeldünen existierten, kam es seit Mitte der 80er Jahre bis in die 90er Jahre hinein zu einer „Alterung“, d. h. zu einem defizitären Dünenhaushalt durch Auflösung, Verschmelzung oder Verkleinerung einzelner Dünen bei starker Abnahme des Gesamt-Sandvolumens (Abschnitt 2.1.2 und 2.1.3). Das entspricht der Phase mit Zunahme der mittleren Korngrößen durch Verstärkung der Mittelsandfraktion. In der Abstufung des „äolischen Alters“ von Barchanen nach H. BESLER (2001) fand in dieser Phase eine Verschiebung von typischen aktiven Kammsanden bis nahe an die Grenze der inaktiven Kammsande statt. Nach einer Übergangszeit 1993–98 konnten sich die verbliebenen drei Einzeldünen bei stark reduziertem Gesamtvolumen den veränderten Bedingungen wieder besser anpassen (quasi „verjüngen“). Diese Entwicklung in Richtung auf ein neues Gleichgewicht führte wiederum zu vorherrschend geringeren mittleren Korngrößen. Ob sich seit 2004 erneut ein gegenläufiger Trend ankündigt, muss die weitere Entwicklung erweisen.

Versuche, granulometrische Parameter und Dünenentwicklung bzw. -formen in nähere Beziehung zu setzen, finden allerdings eine Grenze darin, dass die Korngrößenparameter sich spontan oder doch in kurzer Zeit verändern können, während die Formenentwicklung der Dünen sich erst in längerer Zeit an veränderte Bedingungen anpassen kann (vgl. z. B. A. WARREN und P. KNOTT 1983).

Die Zeitreihe für den Kalkanteil der Dünensande (Fig. 2.9) zeigt neben Übereinstimmungen auch etliche Gegenläufigkeiten im Verlauf. Trendmäßig weisen Zeiten mit größeren Sanden höhere Kalkanteile auf, während mit Abnahme der mittleren Korngrößen meist auch die Kalkgehalte sinken. Die Übereinstimmungen werden deutlicher, wenn man D 1 und D 2 einerseits sowie D 3 und D 4 andererseits vergleicht. Das spricht dafür, dass außer übergeordnet-allgemeinen auch lokale

Faktoren auf den Kalkanteil Einfluss nehmen, z. B. die Zufuhr frischer Kalksande durch Barrancos vom Famara-Steilhang oder das Überwandern kalkreicher Ablagerungen bei der Dünenbewegung.

Die offenkundige zeitliche Variabilität der Dünen sandparameter warnt zur Zurückhaltung bei der Interpretation von Einzelproben, die immer nur eine Momentaufnahme des herrschenden oder vorangegangenen Zustandes liefern können. Ein generelles Problem bei der Untersuchung von Dünen sanden liegt auch darin, dass bei der üblichen Probenahme aus dem Dünenkörper die vorherrschende laminitische Feinstruktur der äolischen Sedimente mit kleinräumigen Korngrößenunterschieden zerstört wird, also nur Mischproben mit eingeschränktem Informationsgehalt gewonnen werden.

2.1.7 Anhang: Weitere Sand- und Dünengebiete und Bahnen des äolischen Transportes auf Lanzarote

Außer dem inselquerenden Jable-Gürtel mit den Famara-Wanderdünen treten auf Lanzarote noch einige kleinere Sand- und Dünengebiete auf, die zu Vergleichszwecken kurz genannt werden und die dazu beitragen, die Bahnen des Sandtransportes im Bereich der Insel besser verfolgen zu können.

Die nördlich der Insel dem Famara-Gebiet vorgelagerten kleinen Inseln (Isletas, Archipiélago Chinijo) bestehen aus quartären Basalten mit Tuffkegeln und Kraterformen – z. T. stark von der Meerestätigkeit angegriffen – doch treten im sanfteren Gelände auch Kalkarenite und Driftsande auf. Auf Alegranza liegt nahe der Nordküste ein recht begrenztes Vorkommen mobiler Kalksande („Los Jabillos“). Auf dem Inselchen Montaña Clara lässt das Relief nur im Südteil (Llano de Aljibe) Raum für einen fossil-reichen Kalksandstein und daraus hervorgegangene Sande.

Wegen des Schutzstatus der Isletas ist nur die größte (27 km²) und südlichste Insel La Graciosa allgemein zugänglich. Größere Sandfelder („Jables“) und Dünen treten vornehmlich im flachen Nord- und Südostteil auf, überragt von einigen Vulkankegeln. Driftsande und Dünen haben auch hier ihren Ursprung in fossilreichen Kalksandsteinen (dazu J. MECO 2003, S. 61 ff.). Formen der aktuellen Sandablagerung sind ungegliederte Sanddecken mit Rippelmuster, kleine pflanzengestützte Sandfahnen und Sandwehen sowie einzelne größere Leedünen im Anschluß an Geländeauftragungen. Die lockeren Sande sind hell und kalkreich (Kalkanteil im Mittel 75–80 %), zumeist etwas gröber als die Dünen sande von Famara (Mz 1,82 phi = 0,286 mm) und gut bis mäßig sortiert. In stark windexponierten Lagen zeugen Deflationspflaster aus Schneckenschalen und lithifizierten Antophora-Nestern sowie Großrippelmuster von kräftiger Windwirkung. Im Norden der Insel mit auflandigen Winden dringen Driftsande gegen zumeist aufgegebenes Kulturland vor.

Auf der Hauptinsel liegt am Westfuß des Famara-Steilabfalls („Risco de Famara“) und nur wenig südlich der bekannten Salinen von El Rio die dünen gesäumte Sandbucht Playa del Risco. Der durch nördliche Winde über die breite Strandplattform verdriftete Sand wird im südlichen Randgebiet des Strandes zu kleinen Dünen angehäuft. Sandfeldern mit Windrippelung sind pflanzengebundene Sandwehen (kleine Leedünen) sowie flache Schilddünen aufgesetzt. Die Dünen-Sandproben (n = 3) haben eine mitt-

lere Korngröße Mz von 2,01–2,11 phi (= 0,23–0,25 mm) bei guter Sortierung. Wegen der Beimengung basaltischen Materials aus dem steilen Famara-Hinterland und aus der Brandungszone ist der Kalkgehalt mit 45–46 % relativ gering.

Im Nordosten der Insel fällt nahe der Landspitze Punta Prieta an der Straße nach Orzola ein Gebiet mit blendend hellen Sanden auf, das bereits von H.-E. REINECK (1990) beschrieben wurde. Wo der auflandige Passat und die Meeresbrandung auf rauen Basaltfels treffen, werden kalkige Hartteile von Meeresorganismen zertrümmert, weiter zerkleinert und vom Wind ca. 200–300 m über das Lavafeld landeinwärts verweht. Reineck sprach von einer „Sandmühle für Kalksand“, ein Beispiel für aktuelle Kalksandbildung aus biogenem Material. Während nahe der Wasserlinie noch gröbere Bruchstücke und Schill anzutreffen sind, bilden die Driftsande landeinwärts helle Sandfelder, Sandfahnen im Lee von Pflanzen und bewachsene Sandkuppen. Wegen der kurzen Transportstrecke sind die Drift- und Dünensande relativ grobkörnig (Mz 1,38–1,57 phi = 0,34–0,38 mm), aber gut sortiert (Si 0,350–0,400) und natürlich besonders kalkreich (78–92 %, Mittel um 87 %).

Das Dünengebiet „Jable de Enmedio“ an der Nordostküste Lanzarotes östlich von Mala steht in Verbindung mit drei Kalksandsteinzügen, die sich auf einem Landvorsprung annähernd küstenparallel nach Süden bis in die Nähe der kleinen Touristenkolonie Los Cocoteros erstrecken. Die Kalksandsteine sind durch Sandgruben gut aufgeschlossen. Die daraus hervorgegangenen Driftsande, Flugsanddecken, pflanzengebundenen Sandwehen und Sandkuppen sind kalkreich (67–91 %, Mittel 82,4 %) und relativ grobkörnig (Mittel Mz 1,80 phi = 0,28 mm; n = 6). Die Sortierung der Proben aus den Driftsanddecken und Sandwehen ist gut (Mittel Si um 0,400), bei den festliegenden Sandkuppen mit 0,500–0,550 eher mäßig gut.

Ausgehend von diesem Sandgebiet östlich Mala werden Sande bei annähernd küstenparallelen Winden entlang der Ost- und Südostküste der Insel durch Meer und Wind verdriftet, lagern sich in Buchten ab, wo sie nach Austrocknung vom Wind ausgeblasen und in der Umrahmung der Buchten als geringmächtige Sandfelder und Sandwehen wieder abgesetzt werden. Solche kleinen Dünen waren im Küstenabschnitt bei Costa Teguis früher verbreitet, sind jedoch bis auf bescheidene Reste dem raschen Ausbau der Urbanisation zum Opfer gefallen. Bei guter Sortierung und variablen Korngrößen waren diese Sande durch Vermengung mit Basaltmaterial beim Transport entlang der Küste mit 44–50 % deutlich kalkärmer als im Ursprungsgebiet bei Mala.

Weiter entlang der Küste hält bei den Strand- und Dünensanden der Trend abnehmender Kalkanteile zunächst noch weiter an (z. B. bei Playa Honda zwischen Arrecife und dem Flughafen nur 22–29 %). Wo dann aber der inselquerende Jable-Gürtel die Südküste nahe dem Flughafen erreicht, wird durch diese „Auffrischung“ vom Lande her der Kalkgehalt wieder leicht erhöht und beträgt an den Stränden zwischen dem Flughafen und Puerto del Carmen 31–41 %. Im Unterschied zu den hellen kalkreichen Sanden der Nordküste weisen diese Mischsande eine braune Färbung auf.

Nahe der Insel-Südspitze (Punta del Papagayo) sind schließlich wieder Felsbuchten mit hellen Sandstränden und randlichen Sandverwehungen (Driftsandsäume, kleine Sandfahnen) anzutreffen. Die Sande sind vergleichsweise grobkörnig (Mittel

Mz 1,77 phi = ca. 0,30 mm), gut bis mäßig gut sortiert (Mittel Si um 0,400) und kalkreich (mittlerer Kalkanteil 77–78 %; n = 6). Die Kalksande stammen wohl hauptsächlich aus der vorgelagerten seichten Bocaina-Meerestraße und weniger aus lokalen Kalkvorkommen (meist Kalkkrusten), die früher in Kalkbrennöfen genutzt wurden. Ein Photovergleich mit dem Zustand zu Anfang der 80er Jahre lässt auf eine Abnahme der Sandmenge seither schließen. Leider sind die Papagayo-Sandbuchten zunehmender touristischer Belastung ausgesetzt. Das rasch angewachsene Ferienzentrum Playa Blanca hat sich bis an den Rand dieser Buchtenküste ausgedehnt.

Die lokalen Beobachtungen lassen sich zu einem Gesamtbild der Hauptbahnen der Sandverlagerung auf Lanzarote zusammenfügen (dazu auch Fig. 2.3 mit dem Windströmungsfeld). Primäre Quellen der mobilen äolischen Sande und Dünen sind die Paläodünenablagerungen der Kalkarenite an der luvwärtigen Insel-Nordseite, beginnend mit den vorgelagerten Isletas über die Famara-Küste und den westlich anschließenden Küstenbereich bis La Santa, dann im Osten das Gebiet um Mala. An der Nordostküste zwischen Orzola und Arrieta überdeckt das postglaziale Lavafeld des Malpás de la Corona die älteren Kalksandsteine fast völlig. Dort ist lediglich nahe der Punta Prieta eine lokale aktuelle Bildung biogener Kalksande zu beobachten. Die Sande im luvseitigen Ursprungsgebiet der Sandströme sind kalkreich sowie großenteils auch ziemlich grobkörnig.

Der Hauptsandstrom erstreckt sich mit dem Jable-Gürtel in rund 20 km Länge von der Famara-Küste im Norden quer über die Insel bis zur Südküste in der Nähe des Flughafens. Durch Vermengung mit Basaltpartikeln nimmt der Kalkgehalt der Sande auf diesem Wege ab. Ein weiterer Sandstrom zieht sich mit küstenparallelen Winden und „longshore-drift“ entlang der Ostküste vom Kalksandsteingebiet bei Mala über Arrecife bis Puerto del Carmen. Diese Transportbahn ist unzusammenhängend und wurde durch den Ausbau der küstennahen Siedlungen zunehmend gestört. Auch in dieser küstennahen Transportstrecke nimmt der Kalkgehalt ab, bis auf die geringfügige Auffrischung durch das Zusammentreffen mit dem Jable-Gürtel in der Umgebung des Flughafens. An der Südküste westlich von Puerto del Carmen setzt mit ablandigen Winden und fehlendem Sandnachschub aus dem Hinterland der Sandstrom aus.

Trotz überwiegend küstenparalleler Winde fehlt der Westküste im Bereich des Timanfaya-Nationalparks ein der Ostküste vergleichbarer Sandstrom, weil die jungen Laven der Ausbrüche 1730–36 bis ins Meer reichen und Kalksandsteine als mögliche Sandquellen überdecken. Nur in wenigen kleinen Lücken der Lavadecke („Islores“) treten Sande an die Oberfläche. Erst nahe der Inselfüdspitze sind in den Buchten des Papagayo-Gebietes wieder kalkreiche Sande in ausgeprägter Leelage anzutreffen. Ihr Ursprung dürfte in der vorgelagerten Bocaina-Meerestraße zwischen Lanzarote und Fuerteventura zu suchen sein.

2.2 Nord-Fuerteventura – Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach

2.2.1 Lage der Dünen

Das Sand- und Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach im Nordosten Fuerteventuras ist mit 17,2 km² Fläche das größte zusammenhängende Dünengebiet des Kanarischen Archipels. Zwischen dem Ort Corralejo an der Nordostküste bis an den Fuß der Montaña Roja im Süden erstreckt sich das Sandfeld über 7–8 km Länge, während die mittlere Breite um 2,5 km beträgt (Fig. 2.10).

Der Untergrund besteht aus quartären Basaltlaven, die aber nahezu geschlossen von Kalkareniten und mobilen Kalksandn überdeckt werden. Auch hier fällt die Bildung der kalkarenitischen Paläodünen ins jüngere Mittelpleistozän und Jungpleistozän (C. CRIADO et al. 2004, S. 293 f.; vgl. auch Abschnitt 2.1). In den Dünensenken und Randgebieten des Dünenfeldes liegen die Kalkarenite frei. An der Ostseite grenzt das Gebiet mit einem ca. 7 km langen Sandstrand („Grandes Playas“) ans Meer. Auch die Westgrenze gegen die jungquartären Laven des Malpaís de Huríamen ist recht scharf ausgebildet.

Seit den 80er Jahren hat das Sandgebiet von Corralejo/Oliva Beach zusammen mit der im Nordosten vorgelagerten kleinen Insel Lobos Naturpark-Status. Untersuchungen über das Dünenfeld liegen vor von C. CRIADO HERNÁNDEZ (1987), C. CRIADO et al. (2004) und P. HÖLLERMANN (1982, 1997 a, 1997 b).

2.2.2 Dünenformen und Formenwandel

Die Dünen sind in Form, Größe und Dichte unregelmäßig über das Sandgebiet verteilt (dazu auch Fig. 2.10). Das Einzugsgebiet im Norden – unmittelbar an die Siedlungsfläche von Corralejo anschließend – enthält neben freiliegenden Kalkareniten Sandfelder und flache Sandrücken sowie aufgesetzte Sandwehen im Lee von Pflanzen. Die Mobilität der geringmächtigen Sanddecke wird durch die relativ dichte Halbwüstenvegetation (Deckung bis 30 %) weithin eingeschränkt. Mobile und kaum bewachsene Sandflächen sind in der Regel an Kalksandsteinrücken gebunden. Größere Dünen fehlen dem Gebiet, während Deflationsspuren verbreitet sind.

Im Zentralteil des Sandfeldes sind die Dünen am besten entwickelt und erreichen dort auch ihre größte Höhe (meist um 4–6 m, vereinzelt bis über 8 m). Es überwiegen barchanoide Transversaldünenzüge quer zur vorherrschenden Windrichtung. Sie kehren den nördlichen Winden eine sanfte Luvseite zu, während die Leeseite im typischen Fall mit einer steilen Rutschböschung (slip face) endet (Foto 5). Wo lokal oder zeitweise die steilen Lee-Rutschhänge fehlen, sind die Dünen im Profil doch immer asymmetrisch mit steilerer Leeseite ausgebildet. Der Abstand der Transversaldünenzüge beträgt meist zwischen 100 und 200 Meter, doch gibt es dabei große Unterschiede sowie lokale Berührungen und Vernetzungen der Sandrücken. In diesem mobilen Zentralteil des Dünenfeldes ist der Bewuchs spärlicher und konzentriert sich überwiegend auf die Senken zwischen den Dünen mit stabiler Oberfläche oder Kalksandsteinbasis. Wo die Dünensenken nicht oder kaum bewachsen sind (z. B. im luvseitigen Vorland der Wanderdünen), treten auch Kleinformen der Deflation und Abrasion sowie

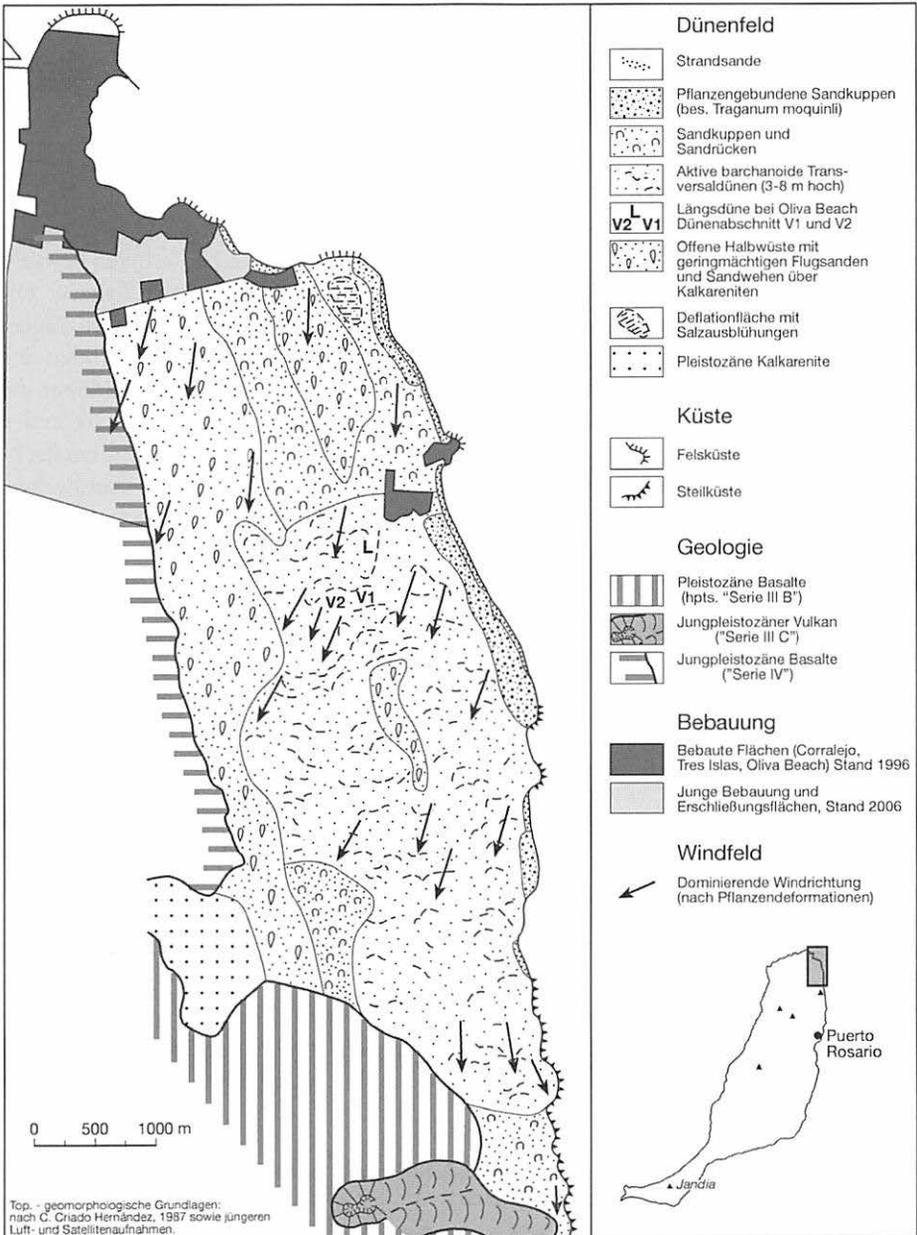


Fig. 2.10 Dünenfeld von Corralejo-Oliva Beach (NE-Fuerteventura)

Großrippelmuster auf. Auf das seltene Vorkommen freier Längsdünen im Hauptfeld wird im letzten Teil dieses Kapitels näher eingegangen.

Im Südtteil des Sandfeldes wird der mobile Sand im ansteigenden Vorland der Montaña Roja und benachbarter Aufragungen abgebremst und gegen Südosten zum Meer abgeführt. Hier treten zunehmend Durchragungen des Basaltuntergrundes an die

Oberfläche, während Kalksandsteine nun weniger auftreten. Das Sandgebiet wird südwärts schmaler. An der Sandverlagerung zur Küste ist auch der selten abkommende Barranco de las Pilas beteiligt. Die Transversaldünen verlieren im Südteil an Größe und Formenprägnanz. Sie lösen sich in Sandhügel, Sandwehen und Sandfelder auf.

Neben dieser nord-südwärtigen Formendifferenzierung entlang der Hauptwind- und Bewegungsrichtung stehen auch Abwandlungen der Dünenformen entlang der östlichen und westlichen Peripherie des Sand- und Dünenfeldes. An der Ostseite – also nahe der Küste – folgen auf den flachen Sandstrand zunächst von Halophyten bewachsene rundliche Sandkuppen von 1,5–3 m Höhe sowie Sandwehen an Pflanzen. Die vegetationsgebundenen rundlichen Kuppen („Kupsten“) in Strandnähe stehen augenscheinlich mit Wasser in geringer Tiefe in Verbindung. Weiter landeinwärts finden sich flache Sanddome und asymmetrische Schilddünen, ehe die großen Transversaldünen des Hauptfeldes im Zentralteil einsetzen. Entlang der Westseite, d. h. an der Grenze zu den angrenzenden jungen Lavafeldern, überwiegen neben freiliegenden Kalkareniten flache Sandrücken in Nord-Süd-Richtung nebst kleinen pflanzegebundenen Sandwehen. Bei geringer Mächtigkeit der Sanddecke kommt es häufiger zu Durchragungen des Basaltuntergrundes. Hier ist das Dünenfeld sichtlich weniger mobil als im Zentralteil. Auch die Halbwüstenvegetation wird wieder dichter.

Im zentralen mobilen Teil des Feldes wurden zwei Dünenabschnitte zur eingehenderen Beobachtung und fortdauernden Überwachung ausgewählt. Die „Düne V 1“ (Foto 6) ist Teilstück einer Transversaldüne mit barchanoid geschwungener Leeseite (Beobachtung seit 1979, GPS-Koordinaten im Dezember 2005: 28°42'053'N 13°50'668'W). Ihr Längsprofil in Nord-Süd-Richtung entspricht einer barchanoiden Schilddüne mit sanft ansteigender Luvseite (Mittel 6–8°) bis zum höchsten Punkt („First“) sowie zweigliedriger Leeseite mit flachem Oberteil (Mittel um 5°) und abschließender Rutschböschung (Slipface, 31–32°) (zum Profil vgl. Fig. 1.8). Die „Düne V 2“ steht nur einseitig in Verbindung mit Nachbardünen und zeichnet sich durch eine besonders ausgeprägte barchanoide Slipface-Leeböschung aus. Sie gleicht an der Leeseite einem idealen Barchan (Foto 7). V 2 ist höher als V 1, entspricht im Profil aber gleichfalls einer barchanoiden Schilddüne (Beobachtung seit 1980, GPS-Koordinaten im Dezember 2005: 28°42'054'N 13°50'798'W). Die Achse der Transversaldüne, deren Teilstücke die Dünenabschnitte V 1 und V 2 darstellen, streicht von 280° WNW gegen 110° ESE. Die Dimensionen und Profil-Ausrichtung dieser Dünen sind in Tab. 2.11 zusammengestellt.

Tab. 2.11 Mittlere Höhe, Länge und Profilausrichtung der Dünen V 1 und V 2 im zentralen Sandfeld von Corralejo/Oliva Beach

	Dünenhöhe	Länge im Profil	Profilausrichtung
V 1	5,6 m (4,8-6,8 m)	173 m (145-204 m)	8° NNE (350° NNW-20° NNE)
V 2	9,4 m (8,0-11,5 m)	140 m (96-212 m)	14° NNE (345° NNW-30° NNE)

Auch diese Dünen unterliegen kurzfristigen und jahreszeitlichen Formänderungen. So sind im Winter mit unregelmäßigeren und wechselnden Witterungsbedingungen die leewärtigen Slipface-Böschungen oft unscharf oder stark reduziert ausgebildet. Bei der niedrigeren Düne V 1 kann diese Steilböschung zeitweilig durch eine weniger steile Sandrampe ersetzt werden. Das Profil entspricht dann einer asymmetrischen Schilddüne.

Langfristig gesehen haben die fortlaufend untersuchten Dünen V 1 und V 2 ihre Grundform mit dem Profil barchanoider Schilddünen im Prinzip über die gesamte Beobachtungsperiode bewahrt. Dabei gab es allerdings Schwankungen von Höhe und Profillänge innerhalb gewisser Grenzen (vgl. die Extremwerte der Tab. 2.11). Da die Dünen V 1 und V 2 nur Teilabschnitte einer größeren Transversaldüne sind, waren auch seitliche Verlagerungen von Sandmassen und barchanoiden Steilböschungen nicht ungewöhnlich.

Die Düne V 1 wies seit den 90er Jahren seltener eine deutlich ausgeprägte und hohe Lee-Rutschböschung (Slipface) auf als in der ersten Hälfte der Beobachtungszeit. Sie erscheint daher in jüngerer Zeit häufiger als asymmetrische Schilddüne mit unscharfem Leefuß, wodurch auch markenzugehörige Messungen der Bewegung zunehmend erschwert wurden. Seit 1993/94 traten verstärkt Sandüberwehungen und pflanzengebundene Sandwehen im leeseitigen Vorland auf. Darin sind jedoch keine verlässlichen Anzeichen einer fortschreitenden Dünendegeneration zu sehen, denn im Dezember 2008 wurde die Düne wieder weitgehend im Normalzustand angetroffen.

Die Düne V 2 zeichnete sich während der gesamten Phase der Beobachtung durch ihre Höhe (8–11 m) und die modellartig geschwungene barchanoide Rutschböschung der Leeseite aus (Foto 7). Zeitweilig (z. B. 1985–87) glich die Form einem asymmetrischen Barchan mit länger ausgezogenem Westflügel. Die fast modellartige und beständige barchanoide Formausprägung wurde wohl dadurch begünstigt, dass diese Düne sich zumeist über einer tennenartig verfestigten glatten Kalksandsteinoberfläche bewegte.

Seit etwa 1995 wurde die Düne V 2 durch eine von der Luvseite ausgreifende Windgasse in zwei Kuppen gegliedert, die zunächst noch durch eine gemeinsame barchanoide Rutschböschung an der Leeseite verbunden waren. In den Folgejahren entwickelte sich die östliche Kuppe unter Beibehaltung der Höhe um 9–10 m und des hohen Slipface zu einer eigenständigen barchanoiden Schilddüne, jedoch mit verkürztem Profil und geringerer Sandmasse. Durch Auflaufen einer luvseitig vorgelagerten Nachbardüne 2002/03 hat sich der Ostteil von V 2 wieder vergrößert. Der Westteil wurde durch die sich erweiternde Windgasse mehr und mehr abgetrennt und nahm die Form einer langgestreckten flachen Schilddüne ohne Slipface an (Länge um 200 m).

Es zeigt sich also, dass auch bei diesen Teilstücken einer ausgedehnten barchanoiden Transversaldüne in der Profilgestalt zeitliche Sukzessionen von Barchanen, barchanoiden Schilddünen und asymmetrischen Schilddünen aufgetreten sind.

Erwähnenswert ist noch das Auftreten einzelner freier Längsdünen im zentralen Teil des Sandfeldes, die also einen annähernd meridionalen Verlauf in der Hauptwindrichtung aufweisen. Sie erstrecken sich mit 4–8 m Höhe über wenige 100 Meter Länge parallel zur Straße Corralejo – Puerto de Rosario. Die Lage dicht ne-

ben der Straße lässt vermuten, dass diese Sandansammlungen primär auf menschliche Aktivitäten zurückgehen. Straßenbauarbeiten, Sandräumungen der zeitweilig überwehten Straßendecke und vormals betriebene Sandgruben mögen zur Entstehung straßenparalleler Sandanhäufungen geführt haben. Im breit-unimodalen Windfeld kommt es zu wechselnden Asymmetrien im Querschnitt der Sandrücken bis hin zur Kambildung mit beiderseitigen Rutschböschungen. Diese ausgeprägte dachförmige Kammstruktur mit scharfem Zentralgrat war aber nur während der 80er Jahre zu beobachten (Foto 8 a). Die fortlaufend untersuchte Längsdüne entlang der Straße südwestlich des Hotel- und Apartment-Komplexes „Oliva Beach“ (GPS-Koordinaten im Dezember 2005: 28°42'220"N 13°50'667"W), die 1990/91 noch 6,5–9,4 m Höhe erreichte und einen scharfen dachfirstförmigen Kamm aufwies, hat sich seit den 90er Jahren zu einem nur ca. 3–4 m hohen flachen Sandrücken entwickelt, der kaum noch als selbständige Längsdüne zu erkennen ist (Foto 8 b). Zugleich kam es zu einer Verkürzung des Sandrückens mit lokaler Freilegung der Auflagerungsbasis.

Je nach Windrichtung ist die eine oder andere Flanke steiler und zeitweise als Rutschböschung entwickelt. Die Längsachse des zentralen Dünenteils verläuft um 15–20° NE, während das südliche Ende mit 25–35°NE in Richtung auf das zentrale Dünenfeld umschwingt. Insgesamt hat diese Längsdüne während der langen Beobachtungsperiode deutlich an Sandvolumen und Formenprägnanz verloren, wie im Vergleich der Foto 8 a und Foto 8 b deutlich wird.

Rückblickend bleibt festzuhalten, dass sich bei den näher und längerfristig untersuchten Dünen im zentralen Sandfeld seit den 90er Jahren Formänderungen vollzogen haben, die z. T. mit Änderungen bei den Sandmassen verbunden waren (vgl. auch den Abschnitt 2.2.3). Ob diese Änderungen jedoch im Sinne einer bevorstehenden Dünendegeneration zu deuten sind oder nur eine nicht ungewöhnliche Übergangsphase bezeichnen, lässt sich auch nach 29jähriger Beobachtung nicht verlässlich beurteilen.

Bildvergleiche legen allerdings nahe, dass es sowohl im nördlichen Einzugsgebiet bei Corralejo als auch am Südostende des Dünenfeldes im Laufe dieser Zeit zu einer Abnahme mobiler Sande gekommen ist.

2.2.3 Sandvolumina

Da die näher untersuchten Dünenabschnitte V 1 und V 2 nur Teilstücke einer großen barchanoiden Transversaldüne ohne individuelle seitliche Abgrenzung bilden, lassen sich ihre Sandvolumina nicht bestimmen. Hier kann lediglich die Fläche der Dünenprofile überschläglich ermittelt und im zeitlichen Ablauf verglichen werden.

Auch dazu liegen nur vom Dünenprofil V 1 Beobachtungsdaten für die gesamte 29jährige Beobachtungsperiode vor. Die Profilfläche nahm zunächst zwischen 1979/80 und 1987/88 von rund 700 m² bis auf unter 500 m² ab, wuchs dann bis 1996/98 wieder auf über 650 m² an. Seitdem variieren die Werte zwischen 650 m² und 550 m², mit neuerlichem Anstieg bis auf 750/800 m² 2007/2008.

Der höhere Dünenabschnitt V 2 wies um 1995 über 1000 m² Profilfläche auf. Durch Zweiteilung der Düne verkleinerte sich der Querschnitt des verbleibenden barchanoiden Ostteils 1998–2000 auf etwa 570 m². Durch Auflaufen einer angrenzenden Düne

vergrößerte sich die Profilfläche bis 2004 wieder bis ca. 850 m². Der überwiegende Teil der Sandmasse der ursprünglichen Düne V 2 findet sich nun im abgetrennten Westteil, wo seit 1998 die Querschnittfläche bis über 1000 m² erreichte.

Ein genereller Trend abnehmender Sandvolumina lässt sich aus solchen Zahlen nicht herleiten, zumal die Profilflächen V 1 und V 2 nicht als repräsentativ für das Sandvolumen der übergeordneten Transversaldüne und erst recht nicht für das gesamte Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach gelten können.

Wenn eine negative Sandbilanz in diesem Bereich nicht so augenfällig wird wie in den anderen untersuchten Dünengebieten, so ist das wohl besonders der beständigen Verfügbarkeit von Sandmaterial aus der liegenden Kalkarenitdecke sowie dem geringen Bewuchs im Zentral- und Südteil des Feldes zuzuschreiben, sodass eine Einschränkung des Sandnachschubs in niederschlagsreichen Perioden mit verdichteter Vegetationsdecke hier kaum eine Rolle spielt.

2.2.4 Windregime

Im Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach wurde 1996 eine Windfeldkartierung anhand windbedingter Pflanzendeformationen durchgeführt (P. HÖLLERMANN 1997 b; zur Methode P. HÖLLERMANN 1996). Dabei ergab sich das Bild eines passatbeherrschten Strömungsfeldes mit einer mittleren Windrichtung um 11° NNE, was sowohl mit der Profilausrichtung der Dünenabschnitte V 1 und V 2 (8–14° NNE, Tab. 2.11) als auch mit dem resultierenden Driftpotential am Flughafen Fuerteventura (um 8° NNE; vgl. weiter unten) annähernd in Einklang steht. Dennoch kamen bei dieser Windfeldkartierung bereits Bedenken hinsichtlich der Verlässlichkeit besonders für den Südteil des Sandfeldes auf (P. HÖLLERMANN 1997 b, S. 282 f.). Diese Vorbehalte haben sich bestätigt und machten Korrekturen nötig. So wurden im Dezember 2005 und im Januar 2007 erneut Messungen der windbedingten Pflanzendeformationen auf breiterer Basis durchgeführt (n = 475) und die Ergebnisse als Pfeile in die Karte Fig. 2.10 eingetragen. Für den größten Teil des Dünenfeldes bestätigte sich zwar das Bild der passatbeherrschten Strömung aus NNE, doch ergab sich gegen das südliche Ende des Feldes ein (wohl reliefbedingtes) Umbiegen der Winde aus NNW (340–350° NNW). Dieses letztlich nach SE gegen die Küste gerichtetes Umbiegen des Strömungsfeldes kommt auch in einer Kartierung von C. CRIADO et al. (2004, S. 294) zum Ausdruck.

Dennoch führt der Vergleich der Windfeldkartierung mit den morphologischen Geländebefunden zu Diskrepanzen. Schon im Zentralteil des Feldes ist der Sandstrom nicht landeinwärts gegen Südwest gerichtet, wie die mit der Kartierung erfasste Passatströmung erwarten lässt, sondern weist in SSE-Richtung (vgl. Abschnitt 2.2.5), was erst recht für den Südteil des Feldes gilt, wo der Sand nahe dem Südende ins Meer geleitet wird. Auch der Entwurf einer Sandstromkartierung von C. CRIADO HERNÁNDEZ (1987, S. 34) macht diesen Verlauf schon deutlich. Gegen das Südende des Dünenfeldes ist mit Stau und Ablenkungen des bodennahen Windfeldes durch die vorgelagerte Aufragung der Montaña Roja (312 m) zu rechnen.

Die angesprochenen Diskrepanzen zwischen Windfeldkartierung und Verlauf des Sandstroms erklären sich wohl dadurch, dass windverformte Pflanzen vornehmlich

die Richtung häufiger und beständiger Winde anzeigen (d. h. die Passatzirkulation), nicht aber die Auswirkung kürzerfristiger Abweichungen oder von Extremereignissen. Die pflanzengestützte Windfeldkartierung erweist sich also zur Erklärung des Verlaufs der Dünen- und Sandverlagerung offenbar als nicht hinreichend. Die Fehler der Erstkartierung 1996 zeigen die Grenzen des Verfahrens.

Das Einzugsgebiet für die nördlichen und nordwestlichen Winde ist während der Untersuchungsperiode durch die rasch zunehmende Erweiterung des Ortes Corralejo immer weiter eingeschränkt worden. Inzwischen zieht sich das Neubaugebiet von der Nordseite entlang der Nordwestgrenze des Sand- und Dünengebietes über 2 km weit südwärts (Fig. 2.10). So können die nördlichen Winde nur noch an der Nordostecke unbehindert von der Bebauung in das Gebiet eintreten. Auch behindert der Ausbau des Hafens von Corralejo mit der Fährmole die Sandverlagerung durch „longshore drift“ zu den südlich gelegenen Stränden und Sandgebieten.

Die nächstgelegene meteorologische Station ist der Flughafen Fuerteventura, südlich der Hauptstadt Puerto Rosario an der Ostküste gelegen, mit 25–30 km Distanz zum Dünengebiet. Die Station am Flughafen Lanzarote ist mit ca. 35 km nur wenig weiter entfernt, ist aber wegen der Lage an der Südküste weniger repräsentativ.

Die Winddaten vom Flughafen Fuerteventura wurden für die Periode 1982–86 bereits detailliert dargestellt (P. HÖLLERMANN 1991 b), konnten aber inzwischen größtenteils auf die Periode 1982–93 ausgeweitet werden. Tab. 2.12 sowie die Fig. 2.11–2.12 geben die Winddaten wieder (dazu auch Tab. 1.5 und Fig. 1.4).

Tab. 2.12 Windrichtungen am Flughafen Fuerteventura und Umgebung in % (ohne Kalmen, steilige Windrose)

Periode	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
1987-1993 (Daten des DWD, nur Tagesstunden 6-18 Uhr)	28,1	37,8	8,6	3,6	3,0	2,0	5,6	11,3
1970-1984 (Daten nach C. Criado Hernández 1987, aus 16-teiliger Skala umgerechnet)	27,8	35,5	12,7	2,9	3,2	1,7	4,9	11,3
1970 (Daten nach C. García Cabrera 1976 ohne Lokalisierung; wohl Puerto Rosario oder auch Flughafen)	25,3	41,2	6,5	3,4	2,9	2,4	7,2	11,1

Natürlich herrscht auch hier das passatische Windregime mit dominierender Strömung aus dem Nordost-Sektor (1. Quadrant), besonders ausgeprägt und regelmäßig in den Sommermonaten mit ca. 90 %, durch wechselnde Wetterlagen eingeschränkt in den Wintermonaten mit 40–60 % der tageszeitlichen Registrierungen. Häufigste Windrichtung in der 8-teiligen Skala ist NE mit 37,8 %, in der 16teiligen Skala NNE mit 22,7 % (DWD-Daten 1982–93, nur Tagesstunden von 6–18 h). Der Nordost-Quadrant mit N bis ENE bringt es zusammen auf 66,1 %. Bemerkenswert ist der erhebliche Anteil von Winden aus dem Nordwest-Quadranten, nämlich W bis NNW in der 16teiligen Skala mit 21,6 %. Die Winde aus dem Nordwest-Sektor sind im Winter und Frühjahr am häufigsten (Fig. 2.11 oben). Im Sommer kommt es durch tagesperio-

dische Interaktion von Passatströmung und nachgeordneter Land-Seewind-Zirkulation im Laufe der Nacht bis zum frühen Morgen zu N- bis NW-Winden (Überlagerung von Passat und ablandigem Wind), während tagsüber durch Kombination von Passat und auflandigem Wind die NE-Strömung vorherrscht.

Das Jahresmittel der Windgeschwindigkeit liegt um 6 m/sec. Windstärkster Monat ist der Juli mit 8,5 m/sec im Mittel, am windschwächsten der November mit einem Mittel von 5,3 m/sec (Fig. 2.11 unten). Die NNE-Winde sind nicht nur die häufigsten, sondern mit einem Mittel von 7.45 m/sec auch die stärksten (DWD-Daten 1982–93, nur Tagesstunden 6–18 h). Für die Periode 1970-84 wird die mittlere Geschwindigkeit der NNE-Winde mit 7,1 m/sec angegeben (C. CRIADO HERNÁNDEZ 1987, S. 36). Die Winde aus dem Nordwest-Quadranten erreichen demgegenüber nur Mittel um

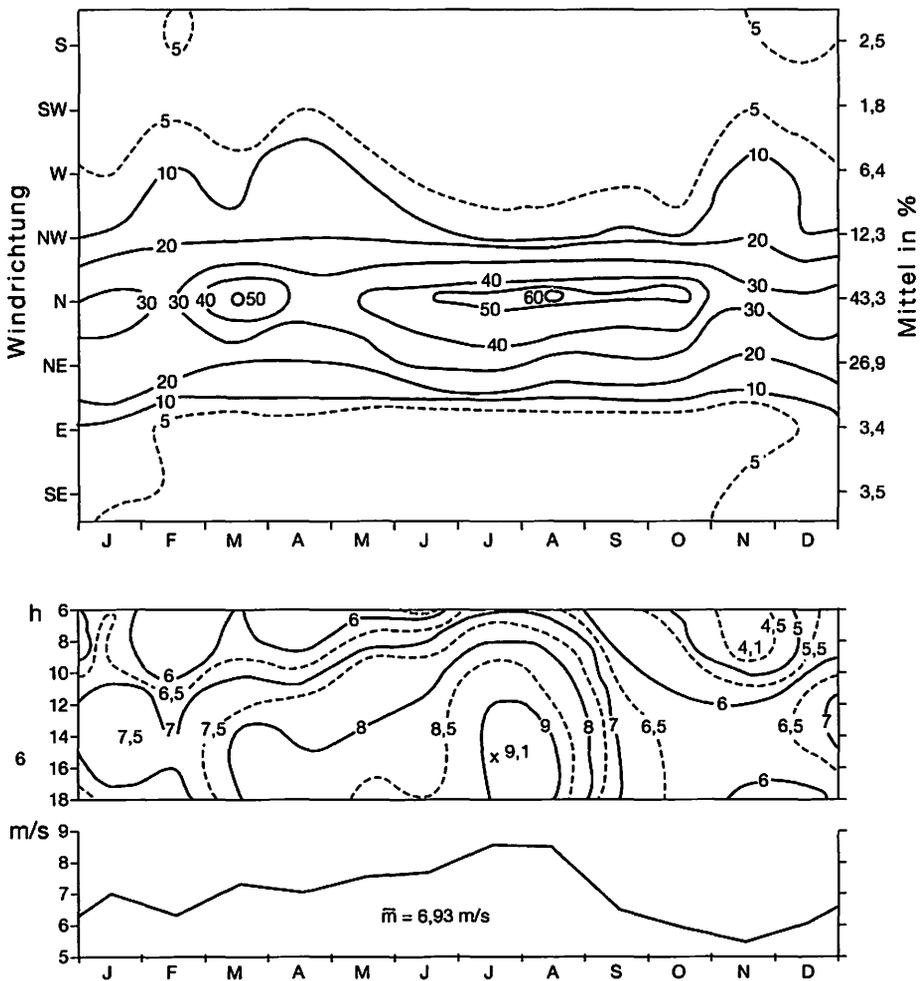


Fig. 2.11 Winddaten vom Flughafen Fuerteventura (1982-1986, nach DWD). Oben: Jahreszeitliche Variation der Windrichtungen in % (ohne Kalmen, Tageswerte 6–18 h). Unten: Anemo-isoplethen und Monatsmittel der Windstärke (Tageswerte 6–18 h).

5,3–5,4 m/sec. Bei den registrierten maximalen Windstärken bestehen allerdings kaum Unterschiede zwischen den NE- und dem NW-Sektor.

Der Anteil der geomorphologisch wirksamen „Sandwinde“ (mit >6 m/sec in der Standardmesshöhe von 10 m) betrug in der Periode 1982–86 um 65 % der tageszeitlichen Messungen. 7,1 % erreichten Windstärken von >11 m/sec (DWD-Daten, 6–18 h). Die höchsten Mittelwerte werden in den Nachmittagsstunden der Sommermonate erreicht (Fig. 2.11 unten). Als resultierendes Driftpotential der Sandwinde errechnet sich für den Flughafen Fuerteventura eine Richtung von 8° NNE auf 188° SSW (unvollständiges DWD-Material für 1982–86). Fast 80 % der „Sandwinde“ bzw. des Driftpotentials entfallen auf den Nordost-Quadranten, 15–16 % auf den Nordwest-Quadranten. Auch am Flughafen Fuerteventura handelt es sich um ein breit-unimodales Windregime.

Nun lassen sich die Daten des Flughafens an der Ostküste nicht einfach auf das Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach im Nordosten der Insel übertragen. Dieses flache Sandgebiet liegt sowohl gegen Osten als auch gegen Norden frei, abgesehen von der vorgelagerten kleinen Insel Lobos und dem Ausbau des Ortes Corralejo. Der Inselnorden ist für starke Winde bekannt (z. B. Cotillo im Nordwesten mit einem Jahresmittel von 7 m/sec; nach J. VÁSQUEZ GUTIERREZ u. J. SANCHEZ BALLESTEROS 1982, S. 25). Die Lage des Sandfeldes könnte noch am ehesten mit der Station Las Palmas im Nordosten der Insel Gran Canaria verglichen werden. Während der Flughafen Gando an der Ostküste Gran Canarias im Jahresmittel von einer stark ausgeprägten unimodalen Nord- und

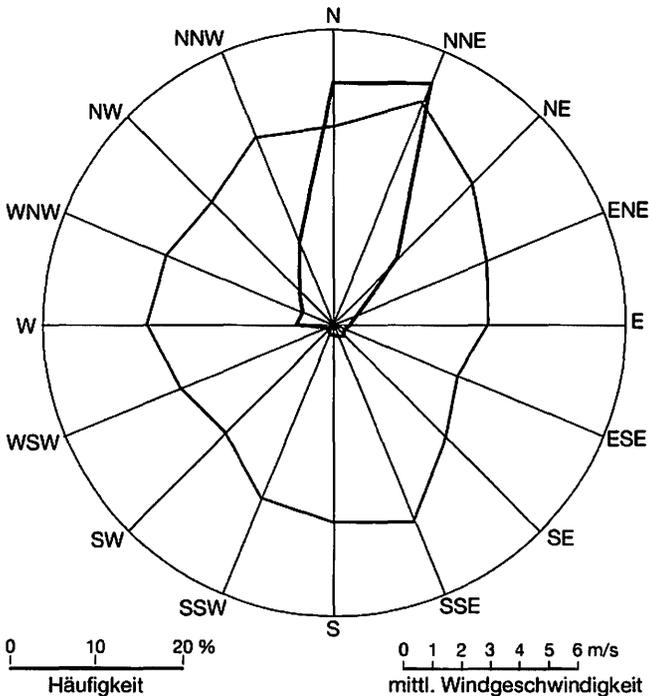


Fig. 2.12 Windrichtungshäufigkeit und mittlere Windgeschwindigkeit am Flughafen Fuerteventura (1982–1986, Tageswerte 6–18 h, ohne Kalmen, Daten des DWD)

Nordostströmung beherrscht wird (zusammen über 80 %, resultierendes Driftpotential 12° NNE; nach DWD-Daten 1982–86), folgt in Las Palmas an der Nordostecke der Insel auf Nord (45,8 %) gleich Nordwest (37,8 %) als häufigste Windrichtung (Periode 1911–20: nach H. von FICKER 1926). H. von Ficker bezeichnete seinerzeit die NW-Strömung als wichtiges Glied der Passatzirkulation. Eine große Rolle der NW-Winde lässt sich auch für den Nordosten der Inseln La Palma und La Gomera nachweisen (P. HÖLLERMANN 1996). Anders als bei Nord-Fuerteventura handelt es sich dabei jedoch um ausgeprägt gebirgige Inseln, die eine Aufspaltung der nördlichen passatischen Grundströmung bewirken.

Die eigenen Messungen von Pflanzendeformationen entlang der Nordküste Fuerteventuras zwischen El Cotillo und Corralejo weisen auf vorherrschenden nördlichen Winde hin. Bei Surfern ist das Revier „North Shore“ wegen seiner stürmischen Nordwestwinde im Winter bekannt (S. LIPPS 2004, S. 57). Nach P. DORTA ANTEQUERA (2005, S. 86) sollen die Nordostwinde der Ostküste (Flughafen Fuerteventura) eher die Ausnahme sein gegenüber dominierenden Winden aus dem Nordwestsektor für den größten Teil der Hauptinsel. Winde aus Nordwesten traten während der winterlichen Geländearbeiten in der Tat häufig auf. Ein Extrem war der Tropensturm „Delta“ vom 28. November 2005 aus 330° NW, der zeitweilig Orkanstärke erreichte und deutliche Spuren im Dünenfeld hinterließ. Auch darüber hinaus wird der Einfluss nordwestlicher Winde durch die geomorphologischen Befunde im Dünenfeld zwingend nahegelegt (Abschnitt 2.2.5), wie schon C. CRIADO HERNÁNDEZ (1987) fand. Hier liegt der Fall vor, dass nicht vorrangig die meteorologischen Stationsdaten zur Interpretation des Dünenverhaltens dienen können, sondern dass der Einfluss der Windfeldes aus den geomorphologischen Geländebefunden erschlossen werden muss.

2.2.5 Dünenbewegung

Die Messungen der Dünenbewegung im zentralen Teil des Sandfeldes von Corralejo/Oliva Beach begannen 1979/80, sodass nunmehr eine 29jährige Beobachtungsperiode vorliegt. Zu den Messverfahren und den generellen Fehlermöglichkeiten kann auf die entsprechenden Vorbemerkungen im Abschnitt 2.1.5 verwiesen werden. Die andere Gestalt der Dünen, Verlust von Messmarken, Veränderungen im leeseitigen Dünenvorfeld sowie die Notwendigkeit, entstandene Lücken der Messserie durch Interpolation zu schließen, lassen hier eine höhere Fehlerquote der aus den Messdaten errechneten Jahreswerte erwarten als bei den Famara-Dünen auf Lanzarote.

Die in Tab. 2.13 zusammengestellte Gesamtbilanz der Messungen bezieht sich auf die meridionale Verlagerung am jeweiligen leeseitigen Dünenfuß und dürfte trotz der erwähnten Einschränkungen ein in der Größenordnung hinreichend verlässliches Ergebnis liefern.

Auffällig ist einerseits die gegenüber den Famara-Dünen viel geringere Bewegungsrate, andererseits die größere Bewegungsrate der hohen Düne V 2 gegenüber der erheblich niedrigeren Düne V 1.

Bei der Bewegung der Dünen V 1 und V 2 muss immer berücksichtigt werden, dass sie im Unterschied zu den singulären Famara-Dünen nur Teilabschnitte einer großen Transversaldüne bilden und darum auch in ihrer Bewegung in das Verhalten der

übergeordneten Düne mit großer Sandmasse eingebunden sind. Wegen ihres großen Sandvolumens reagieren die Transversaldünen langsamer und zeitverzögert auf Veränderungen der Umweltbedingungen (vgl. auch D. BUSCHE et al. 2005, S. 307). Die Profilflächen der Dünenabschnitte V 1 und V 2 sind fast viermal so groß wie bei den Famara-Dünen, sodass die unterschiedlichen Sandmassen die unterschiedlichen Bewegungsraten leicht verständlich machen. Die Düne V 2 liegt am Westrand der Transversaldünenkette und ist damit weniger eingebunden als der Abschnitt V 1. Zudem bewegte sich die barchanoide Düne V 2 die meiste Zeit über eine tennenartig feste Kalksandsteinoberfläche mit geringer Oberflächenrauigkeit hinweg.

Tab. 2.13 Gesamt- und Mittelwerte der meridionalen Verlagerung von Dünen im zentralen Sandfeld von Corralejo/Oliva Beach

Dünenabschnitt	Beobachtungsperiode und Zahl der Jahre	Bewegung insgesamt	Mittlere Jahreswerte
V 1	Juli 1979–Dezember 2008 (29,4 Jahre)	164 m	5,6 m/Jahr
V 2	Februar 1980–Dezember 2008 (28,8 Jahre)	199 m	6,9 m/Jahr

Zwei Drittel bis drei Viertel der jährlichen meridionalen Dünenverlagerung vollziehen sich im Sommerhalbjahr mit besonders kräftiger und beständiger Passatzirkulation. Dann ist ein wöchentliches Vorrücken von 0,25–0,35 m zu beobachten.

Die Ausrichtung der Symmetrieachsen bzw. Profile der untersuchten Dünenabschnitte mit 8–14° NNE im Mittel (Tab. 2.11) stimmt mit dem Ergebnis der auf Pflanzendeformationen gestützten Windfeldkartierung im Nord- und Mittelteil des Dünenfeldes hinreichend überein. Sommerliche Messungen der leeseitigen Steilhang-Expositionen im Zentrum des Dünenfeldes lieferten demgegenüber Mittelwerte um 170–180° SSE, weisen also auf die Beteiligung einer Drift aus NNW auf die Dünenbewegungen hin. Im Gefolge des Tropensturms „Delta“ Ende November 2005 lag die mittlere Exposition der frisch gebildeten Slipface-Böschungen im zentralen Dünenfeld sogar um 130° SE (Streuung 100–150° SE). Die Steilböschungen waren auf die westlichen Flügel der barchanoiden Dünen-Leeseiten beschränkt, die allein durch diesen Sturm von kurzer Dauer bis über 1 Meter vorrückten. Die aufgrund der Messungen berechneten Werte der meridionalen Dünenverlagerung für die Einzeljahre 1980–2006 sind in Fig. 2.13 dargestellt. Wie schon erwähnt sind diese Einzelwerte weniger verlässlich als bei den Famara-Dünen (Fig. 2.5). Im Vergleich der Bewegungsserien beider Gebiete (Fig. 2.5 und 2.13) sind keine Übereinstimmungen zu erkennen, die als Wirkung des gemeinsamen regionalen Windregimes zu verstehen wären.

Die Schwankungsbreite der Jahreswerte reicht bei V 1 von 3,4 m (1985) bis 8,8 m (1995), bei V 2 von 4,2 m (1985) bis 11,1 m (1995). Die Maximalwerte sind wegen Schwierigkeiten bei der Messmarkenidentifizierung allerdings unsicher. Für den ersten Teil der Messperiode 1980–1992 lassen sich die jährlichen Bewegungsraten noch einigermaßen mit Veränderungen der Profilfläche bzw. Sandmasse in Beziehung setzen; für den weiteren Verlauf 1993–2004 scheidet diese Erklärung aus.

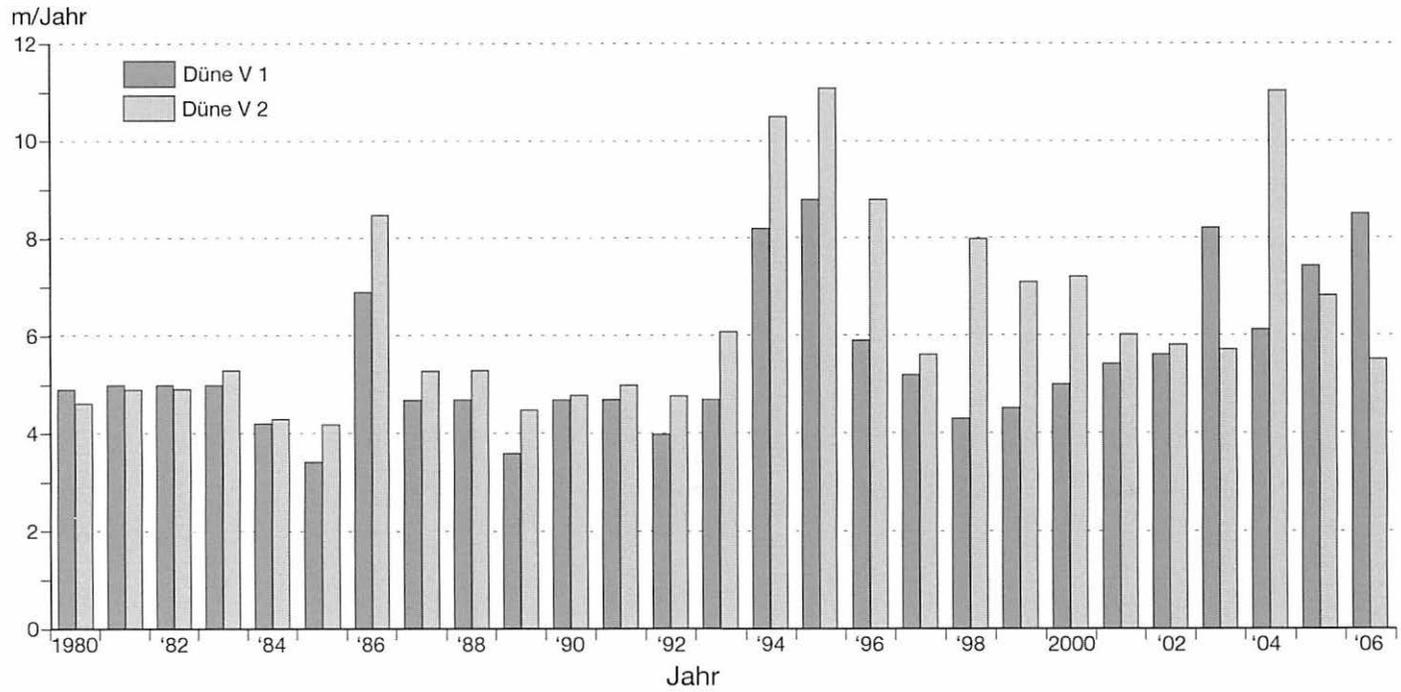


Fig. 2.13 Verlagerung von Dünen, Dünenfeld bei Corralejo, Fuerteventura

Ein Grundproblem für die exakte Ermittlung und detaillierte Interpretation der Jahreswerte in ihrem zeitlichen Ablauf liegt in der fehlenden Selbständigkeit der Dünenabschnitte V 1 und V 2 als Teilstücke einer großen Transversaldüne begründet (vgl. weiter oben). Die Leeseite der barchanoiden Transversaldüne besteht aus einer Abfolge barchanoider Einbuchtungen und dazwischen liegender Vorsprünge. Da diese gewellte Dünenfront außer der meridionalen Verlagerung auch noch eine seitliche Versetzung in südöstliche Richtung erfährt, ist die zu messende Distanz zwischen dem Leefuß der Düne und einer im leeseitigen Vorland gelegenen Marke schon dadurch fortlaufenden Veränderungen unterworfen. Die Messmarken als Bezugspunkt im Dünenvorland mussten darum im Laufe der Beobachtungen immer wieder nicht nur in meridionaler, sondern auch in lateraler Richtung versetzt werden. Die erheblichen Unterschiede der gemessenen Jahreswerte werden also stark durch die diagonale Verlagerung und damit verbundene Formänderungen der vermessenen Dünenfront relativ zur Messmarke beeinflusst. Der Versuch einer detaillierten Interpretation der Zeitserie der Jahreswerte durch zeitliche Änderungen meteorologischer oder morphologischer Einflussfaktoren kann daher nicht erfolgreich sein. Da das Gelände des Dünenfeldes durchweg recht eben und die Dichte der Vegetation im Zentralfeld sehr gering ist, spielen diese Faktoren ohnehin kaum eine Rolle. Trotz aller Vorbehalte bei den Einzelwerten sind die im Tab. 2.13 genannten Mittelwerte der gesamten Beobachtungsperiode als Ergebnis der dominierenden meridionalen Verlagerungskomponente durchaus akzeptabel.

Zu dieser meridionalen Dünenverlagerung tritt eine Versetzung von West nach Ost, die bereits durch die Slipface-Expositionen und die Notwendigkeit lateraler Markenverlegungen zu erkennen war, aber erst durch Einordnung in die absoluten Koordinaten der GPS-Messungen in den letzten Jahren genauer erfasst werden konnte. Als Resultierende beider Bewegungsrichtungen ergab sich für die Periode 2001–2006 eine Bewegung von rund 320° NW gegen 140° SE, ein Wert, der sich für die Düne V 1 auch für die Periode bis Dezember 2008 bestätigen lässt. Ob dieser von Jahr zu Jahr variierende Wert auch längerfristig und großflächig Bestand hat, sei dahingestellt. Ohnehin erfolgt die Versetzung gegen SE nicht gleichmäßig, sondern von Jahr zu Jahr unregelmäßig-sprunghaft. Unter Berücksichtigung der Dünenformen im weiteren Umfeld erscheint eine vorherrschende Richtung des Sandstroms von $340\text{--}350^\circ$ NNW gegen $160\text{--}170^\circ$ SSE in dieser Hinsicht als repräsentativer (so auch nach der Kartierung von C. CRIADO HERNÁNDEZ 1987, S. 34).

2.2.6 Dünenmaterial

Die basaltische Unterlage des Dünenfeldes von Corralejo/Oliva Beach ist pleistozänen Alters (Serie III und IV nach J. M. FUSTER et al. 1968). Die vulkanische Aktivität begann im Gebiet um 1,7 Ma b.p. (E. IBARROLA et al. 1989, zit. bei C. CRIADO et al. 2004, S. 292). Die Küstenlinie lag im Altpleistozän noch südlich des Feldes nahe der Mña. Roja und verlagerte sich erst durch die pleistozäne vulkanische Aktivität nordwärts bis zu heutigen Position um Corralejo (C. CRIADO HERNÁNDEZ 1987, C. CRIADO et al. 2004).

Diese flache Unterlage wurde auch hier während pleistozäner Tiefstände des Meeresspiegels mit biodetritischen Kalksandem überweht, die eine nahezu geschlossene

Kalkarenitdecke über den liegenden Basalten bilden. Die vorliegenden Datierungen der Kalkarenite im Norden Fuerteventuras fallen meist mit 45.000–14.000 a. b. p. in die letzte Kaltzeit (u. a. N. PETIT-MAIRE et al. 1986, C. CRIADO HERNÁNDEZ 1987, P. ROGNON und G. COUDÉ-GAUSSIN 1987), doch finden sich am Südrand des Corralejo-Feldes auch Paläodünen-Sedimente, die weiter in das Pleistozän zurückreichen (C. CRIADO et al. 2004). In der Ablagerungsfolge der Kalkarenite zeigen eingeschaltete Boden- und Fossilhorizonte mindestens vier relativ humidere Phasen bzw. Perioden der Dünenstabilisierung während der letzten 30.000 Jahre an (C. CRIADO u. A. HANSEN 2000, C. CRIADO u. A. DORTA 2003, C. CRIADO et al. 2004). Mit dem Übergang zum Holozän wurden die Paläodünen fixiert.

Die untersuchten Kalkarenitproben weisen Kalkgehalte zwischen 82 und 92 % (Mittel 87,4 %) und mittlere Korngrößen zwischen Mz 1,76 und 1,99 ϕ (Mittel 1,85 ϕ = 0,28 mm) auf (Tab. 1.1 und 2.14, 1.). Dieses Material, aus dem die aktuellen aktiven Dünen entstanden sind, ist also kalkreicher und grobkörniger als im Famara-Gebiet Lanzarotes. Ein weiterer Unterschied liegt in der fast geschlossenen Ausbildung der Kalkarenitdecke über den liegenden Basalten, die nur lokal mit kleinen Felszacken durchragen. Daher sind die Corralejo-Dünen anders als die Famara-Dünen arm an basaltischen Beimengungen bzw. Schwermineralen. Das äußert sich auch durch den hellen, im Sonnenlicht geradezu blendenden Aspekt der Dünensande.

Einige Materialeigenschaften von Sanden des Dünenfeldes sind in Tab. 2.14 zusammengestellt. Wieder werden die Texturparameter auf ϕ -Basis nach dem Verfahren von R. FOLK und W. C. WARD (1957) angegeben.

Im Vergleich zu den Sanden des Famara-Gebietes (N-Lanzarote) fallen die durchgängig hohen Karbonatanteile sowie die relativ grobe Körnung insbesondere bei den Firstsanden der näher untersuchten Dünenabschnitte V 1 und V 2 auf. Der hohe

Tab. 2.14 Texturparameter und Kalkgehalt von Sanden des Dünenfeldes Corralejo/Oliva Beach (Extreme in Klammern)

Material	Mittl. Korngröße Mz ϕ = mm	Sortierung Si	Kurtosis Kg	Kalkgehalt %
1. Kalkarenite (n = 8)	1,85 = 0,28 (1,71-1,99)	0,682 (0,577-0,802)	1,234 (1,070-1,708)	87,0 (82,1-92,2)
2. Firstsande V 1 (n = 23)	1,41 = 0,37 (1,16-1,82)	0,799 (0,455-1,045)	1,002 (0,857-1,250)	87,9 (76,6-97,1)
3. Firstsande V 2 (n = 23)	1,36 = 0,39 (0,80-1,71)	0,650 (0,442-0,820)	0,979 (0,839-1,106)	88,4 (80,7-95,2)
4. Längsdüne bei Oliva Beach First (n = 23)	1,56 = 0,34 (1,25-1,88)	0,563 (0,409-0,718)	1,033 (0,963-1,096)	87,9 (79,5-93,5)
5. Weitere Transversaldünen (n = 10)	1,50 = 0,35 (1,34-1,56)	0,593 (0,485-0,694)	1,041 (0,920-1,113)	88,5 (78,5-91,3)
6. Kupsten (n = 4)	1,73 = 0,31 (1,66-1,84)	0,524 (0,395-0,650)	1,041 (0,973-1,095)	88,3 (87,7-89,2)
7. Kleine Sandwehen (n = 5)	1,58 = 0,34 (1,29-1,74)	0,507 (0,395-0,622)	1,013 (0,920-1,080)	89,7 (86,6-92,1)
8. „Tennen“ zw. den Dünen (n = 4)	2,00 = 0,25 (1,81-2,22)	0,744 (0,511-0,920)	1,196 (1,078-1,441)	87,5 (81,5-93,4)

Kalkgehalt ergibt sich aus der weithin zusammenhängenden Kalkarenit-Unterlage als Lieferant der Dünen sande. Daher treten auch in der Haupttransportrichtung vom Nord- zum Südostrand des Sandfeldes nur geringfügige systematische Änderungen des Karbonatanteils auf, der sich meist im Rahmen der unterlagernden Kalkarenite hält. Anders als bei den Famara-Dünen bleiben die aus liegenden Basalten stammenden dunklen Schwermineralanteile mit 0,5–4% sehr gering. Der höchste Anteil der Schwerminerale findet sich gewöhnlich in Küstennähe, während er im zentralen Hauptfeld bis unter 1 % absinken kann.

Die mittlere Korngröße der Firstsande V 1 und V 2 liegt mit Mz 1,36–1,41 phi (also ca. 0,37–0,39 mm) außerhalb der äolischen Hauptfraktion (Mz 2–3 phi). Nach G. M. FRIEDMAN (1961) soll bei mittleren Korngrößen < 1,49 phi kein äolischer Transport mehr möglich sein, was für die Dünen V 1 und V 2 sicher nicht zutrifft. Zum Verständnis der anormal erscheinenden Korngrößen sind mehrere Gründe in Betracht zu ziehen. Die gegenüber dem Famara-Gebiet größere Beschaffenheit der Kalkarenite (Tab. 2.14, 1. und Tab. 1.1) reicht zur Erklärung nicht aus. Allerdings neigen die Arenite bei der Aufbereitung zur Bildung größerer Aggregate aus mehreren Körnern, die bei den untersuchten Proben im Bereich um 1,3 phi (= ca. 0,4 mm) lagen. Die Kalksande enthalten einen nennenswerten Anteil flacher oder langgestreckter Körner als Erbe der bioklastischen Herkunft. Diese kalkigen Fragmente sind im Verhältnis zum Durchmesser leicht und besser transportabel. Vereinzelt sind sogar noch plattige Schalenbruchstücke mit 5–8 mm Achsenlänge in den Dünen sanden anzutreffen. Große flache und unregelmäßig geformte Kalkfragmente sind in den luvseitigen Basissanden und den Firstsanden besonders häufig. Insgesamt sind die Kalksande leichter und besser beweglich als Quarz- oder Basaltsande (Lagerungsdichte der Kalksande in Düne V 1 meist um 1,27–1,55 g/cm³; zum Vergleich Basaltsande 1,7–2,1 g/cm³). So sind die Kalksandkörner im Mittel auch gröber als Basaltkörner. Bei Zufallsproben zur Einzelkornmessung ergab sich bei Firstsanden der Düne V 1 zwischen den dunklen Basaltkörnern und den hellen karbonatischen Körnern eine mittlere Relation der Korngrößen von 1 : 2,4.

Schließlich ist für die Luvseite und den First- bzw. Kammbereich der dem Wind entgegenstehenden großen transversalen Dünen mit besonders gesteigerten Windgeschwindigkeiten und einer entsprechend hohen Transportkompetenz zu rechnen. Bei Feldversuchen wiesen Reptationssande im Firstbereich mittlere Korngrößen nahe 1 phi (= 0,5 mm) auf (vgl. weiter unten sowie Abschnitt 1.3). Durch Ausblasung feinerer Körner werden die größeren Körner an der Oberfläche der stark windausgesetzten Luv- und Firstregion der Dünen angereichert. Anders als sich aus der Übersicht von H. BESLER (1992, S. 97) ergibt, unterscheiden sich Kalk-Dünen sande in mancher Hinsicht offenbar wohl doch von Quarzsanden.

Alle untersuchten Dünen sandproben (bis auf hier nicht einbezogene Sande aus Deflationsflächen und Großrippeln) weisen eine unimodale Korngrößenhäufigkeitsverteilung auf. Die Sortierung ist meist mäßig gut bis mäßig, während sich die Kurtosiswerte im mesokurtischen Bereich (Kg 0,9–1,11) konzentrieren, wie für aktive Dünen sande zu erwarten ist. Nur die Kalkarenite als Paläodünen (Tab. 2.14, 1.) und die interdunalen Sandflächen mit tennenartiger Verfestigung (Tab. 2.14, 8.) haben einen höheren Anteil leptokurtischer Sande.

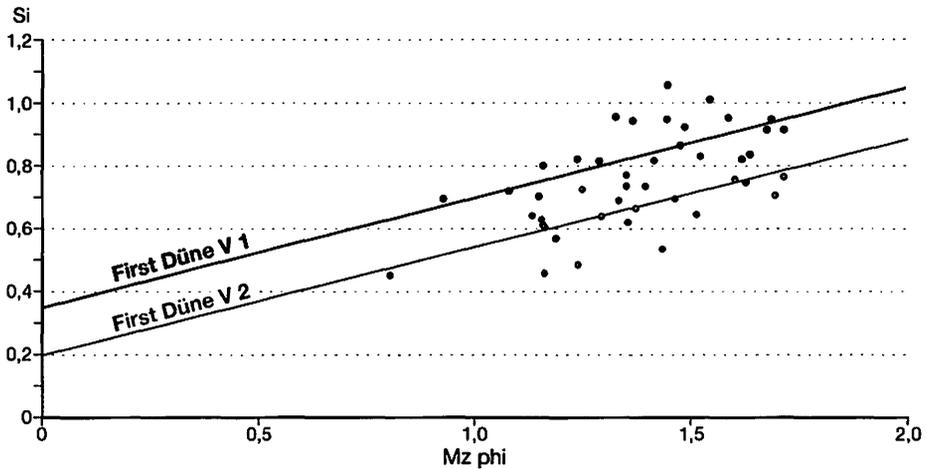


Fig. 2.14 Mittlere Korngröße vs. Sortierung (First Düne V1 und V2, Trend)

Die in Tab. 2.14 nicht aufgeführten Schiefewerte sind für die Firstsande V 1 und V 2 fast ausschließlich positiv (Mittel $Sk +0,082$, $n = 25$), wie es für Dünensande als charakteristisch gilt (u. a. T. S. AHLBRANDT 1979). Bei den näher untersuchten Proben überwiegen im Mittel- und Feinsandbereich die rundkantigen Körner mit über 50 %, doch waren auch gerundete Körner mit bis über 30 % gut vertreten (Zuordnung nach der 5teiligen Skala von E. J. PETTIJOHN et al. 1972). Hohe Anteile gerundeter Körner sind besonders in küstennahen Dünen zu finden und überwiegen schließlich in den Strandsanden (P. HÖLLERMANN 1982, S. 328 f.). Bei den Kalksandkörnern der Dünen sind plattige oder langgestreckte Formen als Erbe der bioklastischen Herkunft häufig.

Bei den Firstsanden V 1 und V 2 besteht wie bei den Famaradünen trendmäßig ein positiver Zusammenhang zwischen den Mz phi-Werten der mittleren Korngröße und der Sortierung (Fig. 2.14). Mit Anreicherung größerer Körner im windstarken Firstmilieu wächst also auch die Sortierung der Sande. Das gilt nicht für die im geringeren Maße windexponierten Basissande der Dünen, wo vorrangig das feinere Material bewegt und besser sortiert wird.

Der Wandel der Materialeigenschaften entlang des Dünenprofils in Luv-Leerichtung wird für den Dünen teil V 1 mit Fig. 2.15 in konventionellen Korngrößenklassen und zahlenmäßig detaillierter in Tab. 2.15 dargestellt. Da die Einzelwerte erheblich variieren, werden Mittelwerte von 5–6 Messserien zugrunde gelegt, um Zufälligkeiten möglichst auszugleichen und Regelmäßigkeiten besser hervortreten zu lassen.

Generell sind erwartungsgemäß die Sande der Luvseite und des Firstbereiches gröber als nach Durchtransport auf der Leeseite. Grobsande von 1–0,63 mm Durchmesser machen an der Luvseite noch um 20 % aus und nehmen zum Leefuß bis gegen 5 % ab. Der Luvfuß, dem in der Regel eine Deflationsfläche vorgelagert ist, weist grobe Basissande mit reichem Schillanteil auf. Plattige Schillkomponenten werden auch weiter auf den Luvhang geweht und deponiert, wo dann der höchste Kalkanteil entlang des Profils auftritt (Mittel 91 %). Sonst unterscheiden sich die Karbonatanteile nur

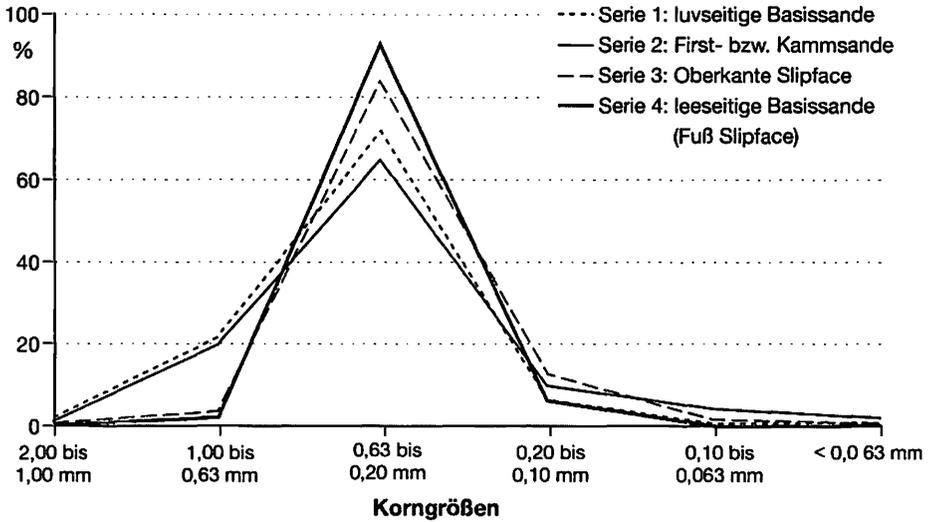


Fig. 2.15 Korngrößenverteilung Düne V 1

Tab. 2.15 Charakteristika von Dünensanden im Profil V 1 (Mittelwerte)

Lage	Mz phi (mm)	Si	Kg	Sk	CaCO ₃
Basissande Luvseite (n = 6)	1,26 (= 0,420)	0,615	0,965	0,111	88,7 %
Luvhang Mitte (n = 5)	1,33 (= 0,399)	0,762	1,007	0,057	91,0 %
First- bzw. Kammsande (n = 6)	1,42 (= 0,372)	0,908	1,069	0,144	88,5 %
Oberer Leehang (n = 5)	1,50 (= 0,350)	0,746	0,990	0,091	88,2 %
Oberkante Slipface (n = 5)	1,67 (= 0,317)	0,610	1,146	0,067	88,2 %
Basissande Leeseite Fuß Slipface (n = 6)	1,53 (= 0,344)	0,472	1,041	0,035	86,9 %

wenig, bis auf den Leefuß, wo auch mit Fremdmaterialbeimengungen zu rechnen ist. Die mittlere Korngröße nimmt vom Luvfuß beim Transport entlang des Profils bis zur Oberkante des Slipface ab. An der leeseitigen Rutschböschung erfolgt dann eine geringfügige gravitative Zunahme der mittleren Korngröße zum Dünenfuß.

Die Sortierung der Sande nimmt vom Luvfuß bis zum stark windausgesetzten First zunächst ab und verbessert sich dann wieder beim Weitertransport auf der Leeseite bis zum Slipface-Fuß. Die Kurtosiswerte Kg bleiben entlang des Profils im mesokurtischen Bereich, bis auf die Oberkante des Slipface mit schwach leptokurtischen Sanden. Die

Mittelwerte der Schiefe S_k liegen im dünentypischen positiven Bereich, mit höchsten Werten am Luvfuß und im Firstbereich.

Die mit Halophyten bewachsenen, 1,5–3 m hohen Sandkuppen (Kupsten) nahe der Küste sind im Kern mit Humuskomponenten und Salzen durchsetzt, was zu einer leichten Verbackung und Immobilisierung führt. Ihr Material ist in den darauf untersuchten Fällen etwas feinkörniger und besser sortiert (Tab. 2.14, 6.) als bei den großen Transversaldünen.

Kleine Sandwehen bzw. pflanzengestützte Leedünen weisen nur geringe Materialunterschiede gegenüber den großen Dünen auf. Allerdings wurden nur wenige Proben untersucht ($n = 5$). Diese kleinen Dünen sind demnach auch etwas besser sortiert, geringfügig feinkörniger und kalkreicher (Tab. 2.14, 7), ähnlich wie im Famara-Gebiet Lanzarotes.

In den Vertiefungen zwischen den großen Dünen tritt vielerorts die Kalkarenit-Unterlage hervor, doch gibt es auch tennenartig verfestigte Oberflächen nach Art kleiner Pfannen, wo das dort gesammelte Niederschlagswasser und Salzausscheidungen zur Verbackung geführt haben. Das freiliegende Material ist heterogen und reicht von eingespülten Schluffen und Feinsanden bis zu deflationsangereichertem Grobdetritus als Pflaster mit Schneckenschalen nebst deren Bruchstücken, kalzifizierten Hymenopterenestern („Antophora-Typ“) sowie steinigen Fragmenten. So ist das Material dieser Oberflächen gewöhnlich mäßig bis schlecht sortiert, aber im Sandbereich feinkörniger als die umgebenden Dünen (Tab. 2.14, 8.). Die tennenartigen Flächen sind recht stabil und erleichtern den Durchtransport von Flugsandschleiern aus benachbarten Sandakkumulationen.

Ein einfaches Beispiel für die prozessuale Differenzierung der Dünensande liefern Fig. 2.16 und Tab. 2.16 (Düne V 1, Messungen am 12. August 1987, mittlere Windgeschwindigkeit in 15 cm Höhe 7,0–7,5 m/sec). Bemerkenswert ist die hohe mittlere Korngröße der Reptationssande nahe $M_z 1,0 \phi$ (= 0,5 mm) und mit einem Grobsandanteil um 20 %. Die Reptationssande machen rund ein Viertel der gesamten Sandfracht aus (gegenüber nur 1/7 bei den Famara-Dünen). Die Saltationsfracht in mehr als 10 cm Höhe ü. d. O. bleibt deutlich unter 10 % der Sandfracht (Fig. 1.7). Die Rutschsande als gravitativ verlagertes Sandgemenge stehen in ihren Materialeigenschaften zwischen den Reptations- und Saltationssanden. Dass bei Etagenfallenmessungen Einzelfälle nicht verallgemeinert werden dürfen, sondern auch komplexere Befunde auftreten können, wurde für die Corralejo-Dünen auf breiterer Basis schon früher diskutiert (P. HÖLLERMANN 1982, S. 337 ff.).

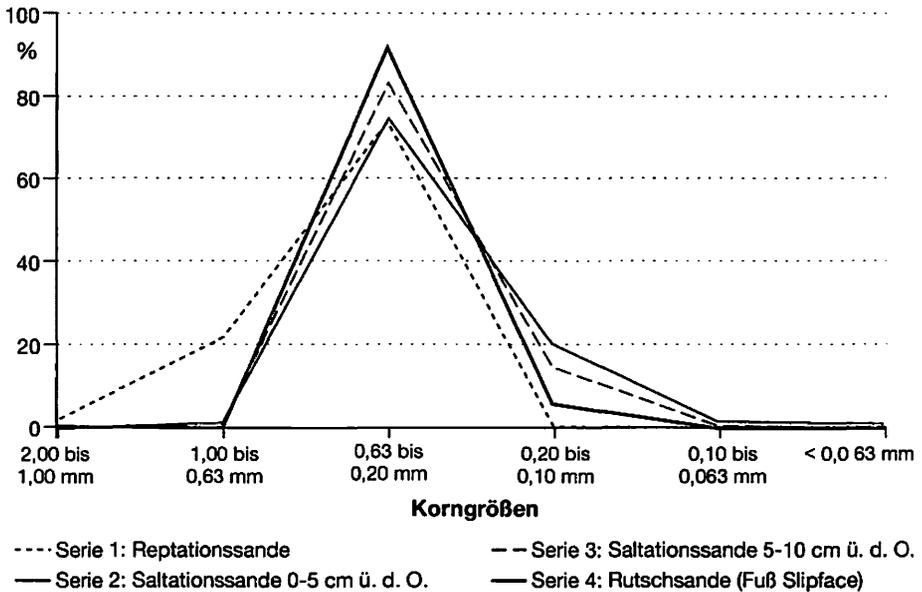


Fig. 2.16 Prozessuale Differenzierung von Dünenanden (Düne V1)

Tab. 2.16 Prozessuale Differenzierung von Dünenanden (Düne V 1, NE-Fuerteventura, 12.8.1987)

Prozesstyp	Mz phi = mm	Si	Kg	Sk	CaCO ₃
Reptation	1,02 = 0,492	0,535	0,944	+0,050	92,2 %
Saltation 0-5 cm ü. d. O.	1,92 = 0,267	0,614	1,088	+0,071	91,0 %
Saltation 5-10 cm ü. d. O.	1,85 = 0,270	0,481	1,104	+0,056	93,1 %
Rutschsande (Fuß Slipface)	1,67 = 0,301	0,428	1,039	+0,013	93,9 %

Starkwindphasen führen zu einer besseren Sortierung und zu leicht erhöhten Kalkanteilen der Driftsande, während in den untersuchten Fällen keine generelle Zunahme der mittleren Korngröße festzustellen war.

Räumliche Differenzierungen des Materials sind innerhalb des Sand- und Dünenfeldes nicht besonders ausgeprägt, zumal die weithin vorhandene Kalkarenitunterlage stets frischen Sandnachschiebung liefern kann. Eine Pauschalauswertung von Proben im ca. 7 km langen Profil entlang der Hauptbewegungsrichtung vom Nord- zum Südostteil des Feldes lässt trendmäßig eine geringfügige Abnahme des mittleren Kalkgehaltes (von über 90 % auf 87,5 %) wie auch der mittleren Korngröße (von Mz 1,40 phi = 0,38 mm auf 1,61 phi = 0,33 mm) erkennen. Die Einzelwerte streuen jedoch beträchtlich, da nach Form und Größe unterschiedliche Dünen in diese Pauschalauswertung eingehen (n = 18).

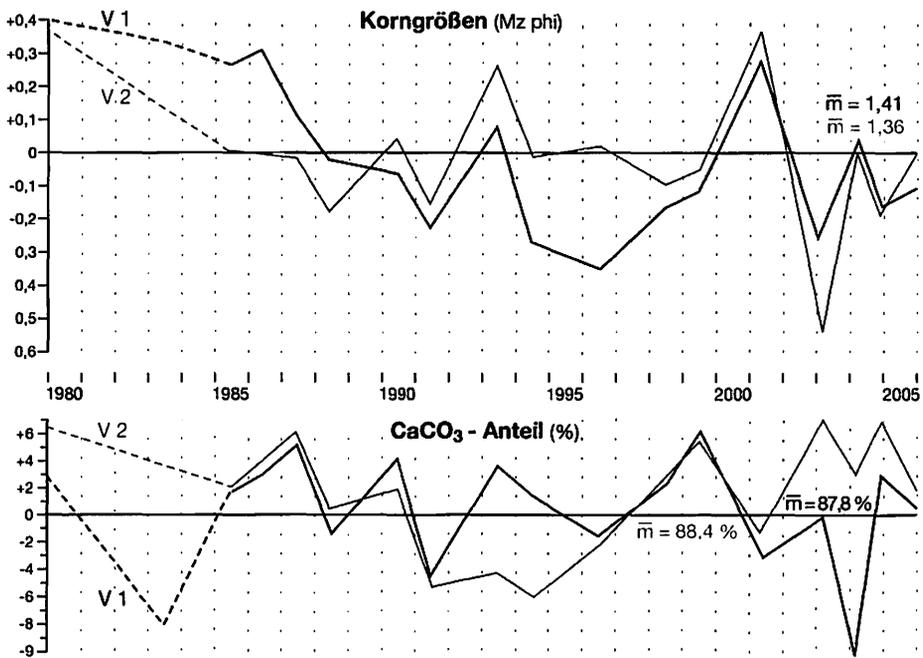


Fig. 2.17 Zeitliche Entwicklung von Korngrößen (Mz phi) und Kalkgehalt (%), Firstsande Düne V 1 und V 2, NE-Fuerteventura (Anomallendarstellung)

Bei den mittel- und längerfristigen Veränderungen des Dünenmaterials lässt der Pauschalvergleich von Firstsandproben aus den Sommermonaten (Juni–September) mit denen aus den Wintermonaten (November–März) keine augenfälligen regelhaften Unterschiede im Jahresgang erkennen. So lag für die Düne V 1 die mittlere Korngröße Mz im Sommer bei 1,47 phi und die Sortierung Si bei 0,818, im Winter bei 1,36 und 0,801. Für Düne V 2 ergaben sich die Werte von Mz 1,39 phi und Si 0,615 im Sommer gegenüber 1,29 phi und 0,659 im Winter (jeweils $n = 11$). Die geringfügigen Unterschiede (so die leicht erhöhten Korngrößen im Winter) könnten angesichts einer großen Streuung der Einzelwerte durchaus im zufälligen Bereich liegen.

Zeitreihen der Messdaten von mittlerer Korngröße und Kalkgehalt der Firstsande V 1 und V 2 für die Beobachtungsperiode 1979/80 bis 2006/07 sind in Fig. 2.17 graphisch dargestellt. Regelmäßige Untersuchungen der Sandproben erfolgten allerdings erst seit Mitte der 80er Jahre. Wiederum dienen die Linien zwischen den Messpunkten lediglich dem optischen Vergleich. Die Darstellung kann nur sehr eingeschränkt als zeitliches Verlaufsdigramm interpretiert werden, da bei größerer zeitlicher Probedichte auch eine gesteigerte Verlaufsvariabilität zu erwarten wäre. Somit ist schwer zwischen individuellen Schwankungen und übergeordneten Regelhaftigkeiten zu unterscheiden. Immerhin zeigen die Diagramme für V 1 und V 2 einen überwiegend gleichsinnigen Verlauf.

Während der 80er Jahre – soweit durch Daten belegt – bis in den Anfang der 90er Jahre besteht ein Trend zunehmender Korngrößen (also abnehmender Mz phi-Werte). Die dominierende Mittelsandfraktion nimmt in dieser Zeit von Werten zwischen

Tab. 2.17 Pentaden-Mittelwerte der mittleren Korngröße (Mz phi und mm) für die Firstsande der Dünenabschnitte V 1 und V 2

	Vor 1985 (n = 2)	1985-1990 (n = 5)	1991-1995 (n = 4)	1996-2000 (n = 4)	2001-2005 (n = 5)
V 1	1,79 (0,29 mm)	1,56 (0,34 mm)	1,24 (0,43 mm)	1,24 (0,43 mm)	1,38 (0,38 mm)
V 2	1,75 (0,30 mm)	1,31 (0,41 mm)	1,33 (0,40 mm)	1,32 (0,40 mm)	1,38 (0,38 mm)

75–88 % auf 60–70 % ab, während Grobsande >0,63 mm bis über 20 % zunehmen. Nach einem Zwischengipfel 1993 mit leicht abnehmender Korngröße folgt dann bis 1999 wieder eine Phase mit größeren Sanden (Grobsandanteil bis über 20 %). Die letzte Phase 2000 bis 2007 zeichnet sich dann durch ausgeprägte Schwankungen der Korngröße aus, wobei z. B. 2003 und 2008 ungewöhnlich hohe Grobsandanteile von 30–40 % auftraten.

Betrachtet man zur Dämpfung der Extreme und individuellen Schwankungen die Pentaden-Mittelwerte der mittleren Korngröße (Tab. 2.17), so wird die Zunahme der Korngröße von den 80er in die 90er Jahre deutlich, dann ungeachtet der erheblichen Schwankungen wieder eine leichte Abnahme nach 2000. 2007/2008 werden dann wieder die höheren Werte der 90er Jahre erreicht bzw. leicht überschritten (Mz 1,21–1,16 phi = 0,44–0,45 mm), was in der Tabelle 2.17 nicht mehr erfasst wird.

Die Zeitreihen des Kalkgehaltes der Firstsande verlaufen recht unregelmäßig (Fig. 2.17 unten). Trendmäßig sind gröbere Sande mit höheren Kalkanteilen verbunden, wie vornehmlich im Verlauf nach 1995 zum Ausdruck kommt, während vorher viele Ausnahmen von dieser Regel auftreten. Der Kalkgehalt unterliegt leichter kurzfristigen Veränderungen als die Korngrößen.

Die straßenbegleitende Längsdüne nahe Oliva Beach, die möglicherweise durch technische Sandanhäufungen entstand, ist im First- bzw. Kammbereich mit einem Mittel von Mz 1,56 phi (= 0,34 mm) etwas weniger grobkörnig ausgebildet und besser sortiert als die Transversaldünenabschnitte V 1 und V 2 (Tab. 2,14, 4). Die Längsdüne setzt den vorherrschenden Winden weniger Widerstand entgegen. Zeitliche Veränderungen der Materialeigenschaften sind in Tab. 2.18 als Pentaden-Mittel aufgeführt.

Diese Düne wandelte sich von einer Längsdüne mit scharfem gratförmigen Kamm und 6–9 m Höhe (1990/91) etwa seit Mitte der 90er Jahre in einen breiten und nied-

Tab. 2.18 Pentaden-Mittelwerte von Materialeigenschaften von Kamm- bzw. Firstsanden der Längsdüne bei Oliva Beach

	1985-1990 (n = 4)	1991-1995 (n = 3)	1996-2000 (n = 4)	2001-2005 (n = 4)
Mz phi	1,75	1,48	1,54	1,40
(mm)	(0,30)	(0,36)	(0,34)	(0,38)
Si	0,438	0,576	0,575	0,605
Kg	1,046	0,990	1,019	1,042
CaCO₃	89,9 %	80,2 %	88,8 %	89,5 %

rigen Sandrücken (3–4 m) mit flachem Firstbereich um (Abschnitt 2.2.2 und Foto 8 a u. 8 b). So waren die besonders mobilen Kammsande der Anfangszeit noch relativ feinkörnig und gut sortiert, während mit der Umwandlung zum flachen Sandrücken die Firstsande gröber und weniger gut sortiert auftreten. Die Entwicklung setzte sich auch in jüngerer Zeit fort (Dezember 2008 Mz 1,23 $\phi = 0,42$ mm, Si 0,750). In diesem Fall wurden die zeitlichen Veränderungen von Materialeigenschaften außer von meteorologischen Faktoren augenscheinlich erheblich vom Formenwandel der Düne mitbestimmt.

Beim Vergleich der Zeitreihe Fig. 2.17 mit der entsprechenden Abfolge für die Famara-Dünen (Fig. 2.9) sind einige allgemeine Übereinstimmungen zu erkennen, die eine Steuerung der zeitlichen Veränderungen durch übergeordnete (besonders meteorologische) Einflussfaktoren nahelegen. Die Transversaldünen mit großen Sandvolumina reagieren allerdings langsamer auf Änderungen von Umweltbedingungen als die singulären kleinen barchanoiden Dünen. Eine Wiederholung der am Beispiel der Famara-Dünen geführten Erörterung möglicher Ursachen des zeitlichen Wandels erübrigt sich. Für eine befriedigende Kausalerklärung fehlen die dazu notwendigen detaillierten meteorologischen Daten ebenso wie eine größere Kontinuität der Feldstudien. Sind es doch besonders Extremsituationen, die kurzfristig zum sprunghaften Wandel von Materialeigenschaften führen können. Aber auch die im Abschnitt 2.2.2 angesprochenen Formänderungen der Dünenabschnitte V 1 und V 2 nach 1995 dürften zur Veränderung des Dünenmaterials beigetragen haben.

So unbefriedigend eine nähere Erklärung der zeitlichen Verlaufsdiagramme vorerst bleibt, so legt auch hier die ausgeprägte zeitliche Variabilität der Materialparameter Zurückhaltung bei weitgehenden Interpretationen von Einzelproben nahe.

2.2.7 Anhang: Weitere Sand- und Dünengebiete in Nord- und Zentral-Fuerteventura

Weitere Sand- und Dünengebiete von zumeist nur geringer Ausdehnung treten vor allem im Nordteil und abschnittsweise entlang der Westküste von Fuerteventura auf (vgl. dazu auch Fig. 1.1). An der Ostküste sind nur lokal kleine Sandansammlungen in Buchten zu finden. Die meisten der Sand- und Dünengebiete sind in Verbindung mit Paläodünen (Kalkareniten) entstanden. Gewöhnlich handelt es sich um Sandfelder mit Sandkuppen und kleinen Sandwehen im Zusammenhang mit offener Halbwüsten- oder Halophyten-Vegetation. Die wichtigsten Gebiete werden nachfolgend genannt, aber nur kurz beschrieben, da keine längerfristigen Detailstudien durchgeführt wurden. Daten zur Charakterisierung des Dünenmaterials sind in Tab. 2.19 zusammengestellt. Wegen der begrenzten Datenbasis haben die Angaben allerdings nur Stichprobencharakter.

Auf der kleinen Insel Lobos (4,7 km²), die dem Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach im Norden vorgelagert ist, sind im jungpleistozänen vulkanischen Relief Sandgebiete besonders im luvwärtigen Nordteil sowie im leeseitigen Südwesten (Playa de la Concha) anzutreffen. Im Norden sind Sandfelder in Senken der vulkanischen Landoberfläche eingebettet und von 0,4–0,8 m hohen Kupstendünen mit Halophytenbewuchs besetzt. Die Sandkuppen zeigen einseitig die Spuren der Abblasung von Passatwinden aus ca. 10° NNE und weisen dadurch ein asymmetrisches Profil auf. Diese kleinen

Dünenkuppen im Norden sind etwas kalkreicher (75–82,4 %) als die leewärtigen Sandverwehungen um die Sandbucht Playa de la Concha bzw. La Caleta (68,7 %) mit einem höheren Anteil basaltischer Beimengungen (Tab. 2.19, 1.).

Wenig eindrucksvoll erscheint das Sandgebiet El Jablito an der mittleren Nordküste Fuerteventuras nahe des kleinen Ortes Machanicho bzw. der neuen Touristikanlage Origo Mare. Dort greifen von der flachen Basalküste ausgehend helle Sande zunächst in breiter Front und dann reliefbedingt in zwei Streifen aufgelöst etwa 3 km weit gegen Südwesten (210–215°) landeinwärts vor. Entlang der frei exponierten Küste kommt es in der Brandungs- und Hochwasserzone lokal noch zur aktuellen Bildung biodetritischen Materials (Schill) mit Grob- und Mittelsanden (Tab. 2.19, 2 a). Durch selektive Ausblasung und äolische Verlagerung nehmen die Sande landeinwärts an Kalkgehalt leicht zu und an Korngröße ab, bleiben aber angesichts der kurzen Transportstrecken noch relativ grobkörnig (Tab. 2.19, 2 b). Das Sandgebiet mit Halophyten- und Halbwüstenvegetation wird von kleinen pflanzengebundenen Sandkuppen und Sandwehen beherrscht, wobei die besonders windexponierten küstennahen Sandkuppen auch hier einseitige Deflationsspuren an ihrer N- und NNE-Seite aufweisen.

Im Nordwesten der Insel liegt zwischen dem Leuchtturm von Tostón und dem Ort El Cotillo das Sandgebiet El Jable de Tostón. Die Nordwestküste Fuerteventuras ist starken Winden ausgesetzt (El Cotillo mit 7 m/sec im Jahresmittel; nach J. VASQUEZ Gutierrez u. J. SANCHEZ BALLESTEROS 1982). Auch hier dauert in der Nachbarschaft des Leuchtturms die Bildung biodetritischer Kalksande in der basaltklippenreichen Brandungszone noch an. Dementsprechend sind die küstennahen Sande relativ grob (Tab. 2.19, 3) und reich an kleinen Fragmenten biogenen Materials. Die frischen Kalksande sind im trockenen Zustand recht leicht und locker gelagert (Lagerungsdichte 1,27 g/cm³). Die landeinwärts eingewehten kalkreichen Sande bilden Sandwehen und -kuppen in der offenen Halbwüstenvegetation. Das nicht eigens geschützte Sandgebiet ist durch Anlage einer großflächigen touristischen Urbanisation in seinem Zustand bedroht.

Das binnenländische Sand- und Dünengebiet Lomo del Jable südwestlich von Lajares liegt in einer weiten, gegen N und NE offenen Senke zwischen 70 und 150 m Meereshöhe. Das Innere der Senke ist mit Paläodünen-Ablagerungen (Kalkareniten) über miozänem Basaltuntergrund ausgekleidet (Tab. 2.19, 4 a). Als südwestlicher Ausläufer des Lajares-Sandfeldes erscheint das kleinere Dünengebiet El Jablito bzw. Los Jablitos östlich der Montaña Blanca. In beiden Gebieten mit Halbwüstenvegetation dominieren neben Sandfeldern 0,4–1,2 m hohe pflanzengebundene Sandkuppen, die auch hier im Binnenland der Deflation aus N und NE ausgesetzt sind und dadurch häufig eine Luv-Lee-Asymmetrie aufweisen. Frische Sandwehen sind seltener anzutreffen. Die Sande der Dünenkuppen sind bei mittleren Korngrößen nahe 0,2 mm etwas weniger kalkreich als das kalkarenitische Ausgangssubstrat und nur mäßig sortiert (Tab. 2.19, 4 b). Die Sandoberfläche zwischen den Dünen weist weithin eine durch Deflation und lokal auch durch Abspülung bedingte Oberflächenpanzerung mit kalzifizierten Hymenopterenestern, Landschneckenschalen (u. a. *Theba sp.*) und Fragmenten von Kalkkrusten auf. Aus freiliegenden Kalkareniten hat der selektive Windschliff Mikrostrukturen herauspräpariert.

Tab. 2.19 Proben aus weiteren Sand- und Dünengebieten in Nord- und Zentral-Fuerteventura

Lokalität und Form	Mittl. Korngröße		Sortierung Si	Kalkgehalt %
	Mz phi	= mm		
1. Nordteil Lobos Sandwehen u. Sandkuppen (n = 4)	1,72	= 0,31	0,532	76,1 (68,7-82,4)
2. Nordküste bei Machanicho a. Kalksand der Schillzone	0,92	= 0,54	0,426	82,6
b. Sandkuppe weiter Landeinwärts	1,31	= 0,40	0,563	87,3
3. Jable de Tostón, NW-Fuerteventura Sandwehen (n = 3)	1,48	= 0,35	0,474	85,3 (81,9-87,3)
4. Lomo del Jable u. El Jablito bei Lajares a. Kalkarenit	1,95	= 0,26	0,679	90,2
b. Sandkuppen und Sandfelder (n = 4)	2,19	= 0,22	0,691	81,2 (81,0-81,4)
5. Playa del Aguila südl. El Castillo (Westküste) Leedüne	1,88	= 0,27	0,358	68,2
6. Jable de Vigocho (Westküste) a. Kalkarenit	1,29	= 0,41	0,413	89,3
b. Sandwehen, Sandhügel, Sanddecken (n = 5)	1,65	= 0,32	0,442	87,3 (84,4-93,5)
7. Playa Blanca beim Parador (Ostküste) a. Kalkarenit	2,08	= 0,24	0,500	81,3
b. Bewachsene Stranddünen (n = 2)	2,17	= 0,22	0,404	59,2 (53,3-65,0)

Die Westküste Fuerteventuras ist weithin als 12–15 m hohe steile Kliffküste ausgebildet und bietet nur wenig Gelegenheit für die landeinwärtige Ausbreitung von Sandgebieten. Allerdings bilden lokale Lücken und Barranco-Mündungen Windgassen für den Sandtransport. Tab. 2.19, 5 liefert das Beispiel einer langgestreckten aktiven Düne, die sich vom Strand der Playa del Aguila (ca. 4 km südlich El Cotillo) durch eine solche Kliffücke ins flache Gelände oberhalb der Kliffkante erstreckt. Durch Beimengung basaltischer Sande aus dem Strand- und Kliffbereich ist das Dünenmaterial weniger kalkreich, wegen der Dünenaktivität in der Windgasse aber sehr gut sortiert. Weiter südlich sind im Abschnitt zwischen Los Molinos und Vigocho parallel zur Westküste vielerorts Reste von Paläodünen (Kalkarenite) im flachen Gelände oberhalb der Kliffkante zu finden.

Das größte Sand- und Dünengebiet entlang der Westküste ist der Jable de Vigocho nördlich des Vigocho-Berges (ca. 5–8 km südwestlich von Pájara). Ein Vorspringen der Küstenlinie gegen W sowie eine breite Lücke in der Kliffküste führten hier im Talbecken von Vigocho zur Ablagerung mächtiger Paläodünen bzw. Kalkarenite (Tab. 2.19, 6 a), die von den Barrancos angeschnitten werden. Der Untergrund besteht aus Gesteinen des Basalkomplexes. Durch Aufbereitung der Kalkarenite entstandene mobile Sanddecken mit pflanzengebundenen Sandwehen und Sandhügeln breiten sich vorrangig zwischen dem Unterlauf des Barranco de Vigocho und dem Vigocho-Berg in Hanglage aus (Tab. 2.19, 6 b). Nahe dem Vigocho ist am Nordhang des Cuchillo de los Toscales eine Paläo-Kletterdüne zu finden (C. CRIADO HERNÁNDEZ 1991, S. 259). Das annähernd dreieckförmige Sandfeld von Vigocho weist eine Fläche von rund 1000 ha

auf. Als militärische Sperrzone und Übungsgelände war das Gebiet lange Zeit nicht zugänglich.

Im weiteren Küstenverlauf südlich des Vigocho-Gebietes wird in einigen Buchten an Barranco-Mündungen dunkles Material aus vulkanogenen Substraten abgelagert und durch die Meerestätigkeit weiter zerkleinert (z. B. Playa Negras). Dort werden lokal dunkle Sande am Strand ausgeblasen und am Fuß der windexponierten Kliffböschung als breite Sandrampen wieder abgesetzt (briefliche Mitteilung von S. Scholz, Esquinzo).

Entlang der Ostküste konnte sich nur an wenigen Stellen Sand in geschützten Buchen ablagern. Das augenfälligste Beispiel ist die Playa Blanca an der mittleren Ostküste ca. 2–3 km südlich der Hauptstadt Puerto del Rosario neben dem Parador Nacional. Auch hier liefern Paläodünen (Kalkarenite) das Material für den hellen Sandstrand und die angrenzenden Küstendünen mit Halophytenbewuchs, die bis zu 2–3 m Höhe erreichen. Die Strand- und Dünensande sind durch basaltische Beimengungen deutlich kalkärmer (Tab. 2.19, 7b) als die unmittelbar daneben anstehenden Kalkarenite (Tab. 2.19, 7a).

Von nur geringer Bedeutung für die äolische Morphodynamik sind die Sandablagerungen in der Bucht Playa del Castillo, dem Badestrand des rasch gewachsenen Touristenzentrums Caleta de Fustes. Trotz künstlicher Sandaufschüttungen reicht das Angebot des ca. 800 m langen Sandstrandes für die zahlreichen Besucher bei weitem nicht aus. Die Bebauung des Umlandes lässt äolische Prozesse und Formen nicht zu.

2.3 Süd-Fuerteventura – Leedünen der Playa de Sotavento (Jandía-Halbinsel)

2.3.1 Umfeld und Lage der Dünen

Die Insel Fuerteventura setzt sich im Südwesten in der Jandía-Halbinsel fort, die im Jandía-Bergland ihre größte Höhe erreicht (Pico de la Zarza 807 m) und über die niedrige Landenge von La Pared mit dem Hauptteil der Insel verbunden ist. Sand- und Dünengebiete nehmen einen Großteil der Landenge von La Pared, den leeseitigen Küstenstreifen der Jandía-Halbinsel bis um Morro Jable (Playa de Sotavento, Playa de Butihondo), einen schmalen Streifen der luvwärtigen Nordküste (Playa de Cofete, Playa de Barlovento) sowie die Südwestspitze der Halbinsel (Punta de Jandía) nahe dem Leuchtturm ein.

Während der Untergrund des Jandía-Gebirges und der Pared-Landenge von miozänen Basalten gebildet wird (Alter 17–14,2 Mio. Jahre), gehen die hellen Dünen- und Strandsande auch hier aus plio-pleistozänen Paläodünen (Kalkareniten) hervor (Näheres in Abschnitt 2.3.2). Die Hauptbahnen der Sandverlagerung verlaufen quer über die Landenge von La Pared hinweg von der luvwärtigen Nordseite (Playa de Barlovento) zur leeseitigen Playa de Sotavento und weiter gegen Südwesten entlang des schmalen Küstenstreifens am Fuß des Jandía-Gebirges bis in das Gebiet um Morro Jable (Fig. 2.18, Satellitenszene Foto 9). Die größten Sandmengen erreichen die Playa de Sotavento im Abschnitt zwischen Los Gorrones (Playa Barca) und den Talaustritten

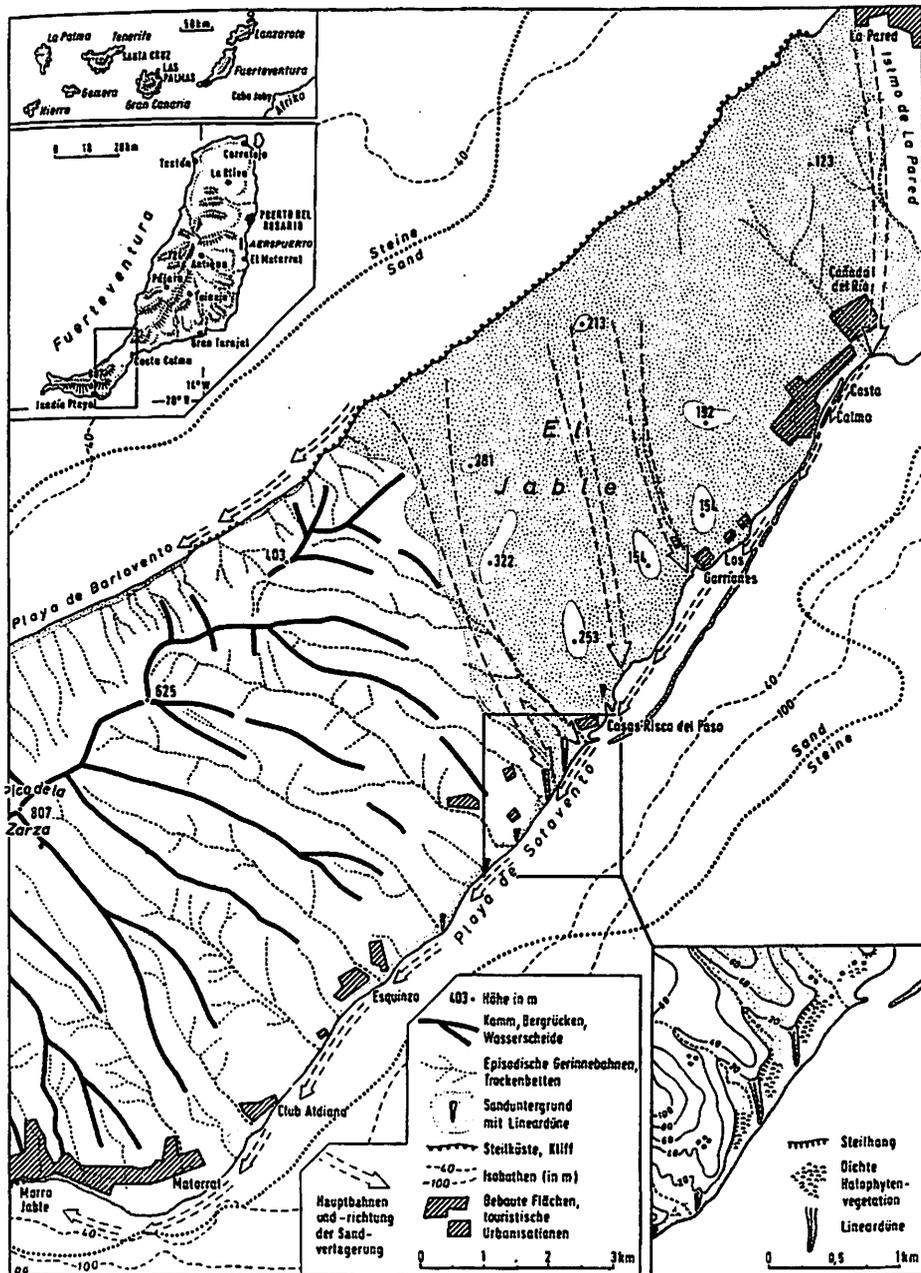


Fig. 2.18 Ostteil der Jandia-Halbinsel und Landenge von La Pared (Süd-Fuerteventura) mit Leedünen an der Playa de Sotavento (aus P. HÖLLERMANN 1990)

der Barrancos von Pecenescal, Valluelo und Salmo (südwestlich der Casas Risco del Paso, Fig. 2.18). Dort ist der Küste weithin auch ein Sandwall (Nehrung) vorgelagert. Die Sande reichen submarin weit meerwärts bis über die 100 m-Isobathe hinaus vor.

Unmittelbar südwestlich der Casas Risco del Paso sind dem breiten Sandstrand zwei langgestreckte Dünenzüge aufgesetzt, die jeweils östlich der Talaustritte des Barranco de Valluelo und des Barranco del Salmo am steilen inaktiven Kliff ansetzten und sich annähernd in Nord-Süd-Richtung über den Sandstrand bis zur Wasserlinie des Meeres erstrecken (Fig. 2.18 Inset, Fotos 10–13). Das distale Dünenende wird vom Meer angegriffen und der aufgenommene Sand z. T. entlang der Küste nach Südwesten versetzt. Die GPS-Koordinaten für den Ansatz am Kliff sind für die westliche Düne 28°06'324 N und 14°16'297 W sowie für die östliche Düne 28°06'588 N und 14°16'099 W (Dezember 2005).

Die Dünenzüge haben einen dreieckigen bzw. dachförmigen Querschnitt, im typischen Fall mit einer gratförmigen Kammlinie (Fotos 10–13). C. CRIADO HERNÁNDEZ (1989, S. 815) hat ihre Form mit einem umgedrehten Schiffskiel („quilla de barco“) verglichen (Näheres zur Dünenform im Abschnitt 2.3.3).

Diese großen Dünen, die nach ihrer reliefgestützten Position als Leedünen zu bezeichnen sind, wurden seit 1985 untersucht und in ihrer Dynamik und Formenentwicklung über nunmehr gut zwei Jahrzehnte verfolgt. Da zur Dünenentwicklung bereits eine Detailstudie vorliegt (P. HÖLLERMANN 1990), wird nachfolgend der Schwerpunkt mehr auf die Entwicklung während der Untersuchungsperiode sowie auf die Dokumentation des umfangreichen Probenkollektivs zum Dünenmaterial gelegt.

Wo in Fortsetzung der Playa de Sotavento gegen Südwesten der Sandstrand am Fuß des Jandía-Gebirges nur noch schmal ausgebildet ist, treten neben dem Ausgang der größeren Täler ebenfalls Sandanhäufungen auf, die wegen der geringen Strandbreite und dem Meereszugriff jedoch nur kurz sind und meist eine gedrungene Keilform aufweisen (Fig. 2.18). Auch diese kleinen Dünen sind in der Regel östlich der Talaustritte am Kliff anzutreffen. Die letzte dieser Sandanhäufungen findet sich bei Morro Jable, wo die Küstenlinie nach Westen umbiegt und der Sandstrand aussetzt.

2.3.2 Die Landenge von La Pared als Einzugsgebiet der Dünenande

Die Landenge von La Pared schaltet sich mit rund 10 km Länge und 4–6 km Breite als niedrige Schwelle (ca. 80–280 m Höhe) zwischen den Erhebungen des Jandía-Gebirges (Pico de la Zarza 807 m) und der südlichen Hauptinsel (Mña. Cardones 691 m) ein (Foto 9). Für die Passatströmung bildet sie daher eine bevorzugte Passage zur Querung der Insel in Nord-Süd-Richtung (vgl. Abschnitt 2.3.5).

Ein Großteil der 54,5 km² großen Landenge ist mit plio-pleistozänen Paläodünen-Ablagerungen sowie mobilen Drift- und Dünenanden bedeckt und stellt damit den größten Bereich äolischer Sedimente auf den Kanaren dar. Nach J. ALCÁNTARA-CARRIÓ et al. (1996, Tab. 1) nahmen im Jahr 1992 gut bewegliche Driftsande 16,6 %, mäßig bewegliche und leicht verfestigte Sande 47,1 % sowie verfestigte Kalkarenite 19,1 % der Gesamtfläche ein. Der Rest entfällt vornehmlich auf Felsdurchragungen, Steinstreue und Kalkkrusten (lokal mit ausgeprägtem Windschliff), zudem auf Siedlungs- und

Verkehrsflächen. Die mobilen Sande sind besonders im West- und Südwestteil der Landenge verbreitet (Name „El Jable“).

Die Landenge ist im meridionalen Querprofil asymmetrisch ausgebildet. Von der aktiven Kliffküste im Norden bzw. Nordwesten („Barlovento“) steigt das Gelände relativ steil zur Wasserscheide (meist zwischen 100–250 m Höhe) an und dacht sich allmählicher und über längere Distanz zur Süd- bzw. Südostküste mit Sandstrand ab („Sotavento“). Diese flachere Südseite ist stärker durch Täler und einzelne Erhebungen gegliedert.

Das Kliff an der Barlovento-Küste besteht an der Basis aus miozänen Basalten, die vor ca. 5 Mio Jahren durch einen altplozänen Meereshochstand gekappt und mit marinen Sedimenten bedeckt wurden (zur Datierung vgl. u. a. J. MECO und C. E. STEARNS 1981, U. RADTKE 1985, J. MECO 1991, 1993, C. CRIADO HERNÁNDEZ 1991 und P. ROTHE 1996). Darüber lagern in großer Mächtigkeit (lokal 10–15 m) plio-pleistozäne Kalkarenite in einer komplexen Ablagerungsfolge. In Bohrungen wurden noch weit größere Mächtigkeit der Altdünen angetroffen; nach I. ALONSO BILBAO (1997, S. 5) die mächtigsten Sandablagerungen der Kanareninseln überhaupt. In Kalkareniten der Südseite sind im Hinterland von Costa Calma fossile Knochen und Eierschalen des Sturmvogels (*Puffinus holeri*) gefunden und mit 25–30 000 Jahren b. p. datiert worden (C. A. WALKER et al. 1990). Weil damit die Grenze der Radiokarbon-Datierung erreicht wird, ist bei den Puffinus-Resten jedoch eher mit einem höheren Alter zu rechnen (J. MECO et al. 1997, J. MECO 2003, S. 38). Die plio-pleistozänen Paläodünen stellen das Reservoir für die aktuellen Drift-, Dünen- und Strandsande dar. Die meisten der mobilen Sande erreichen die Sotavento-Küste im Südwesten der Landenge, wo die Strömungsbahnen von Passat und bewegtem Sand sich im Stau des angrenzenden Jandía-Gebirges zusammendrängen. Dort haben sich auch die näher untersuchten großen Leedünen entwickelt.

An der sanfteren und stärker gegliederten Südabdachung der Landenge zur Sotavento-Küste erfolgt der Sandtransport verstärkt entlang der Täler und Senken, wobei auch Wassertransport im Gefolge episodischer Starkregen beteiligt ist. Der Barranco de Pecenescal als besonders aktive Transportbahn im Südwesten der Landenge wird geradezu als „rio de arena“ bezeichnet (I. ALONSO BILBAO 1997, S. 15). Im östlichen Teil der Landenge ist der Sandtransport zur Sotavento-Küste schwächer und wird im Abschnitt Cañada del Río – Costa Calma durch die rasch gewachsene Urbanisation und den damit verbundenen mehr als 3 km langen Grüngürtel ganz verhindert.

Hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Sandmobilität auf der Landenge kamen J. ALCÁNTARA-CARRIÓ et al. (1996) zu einer generalisierten Gliederung in den Nordostteil mit überwiegend stabilisierten Sanden, den Südwestteil als Gebiet größter Sandmobilität sowie den Zentralteil mit jahresperiodischer Mobilität unter stärkster Passateinwirkung im Sommer.

In Tab. 2.20 sind Daten zur näheren Charakterisierung der Paläodünen- und mobilen Sande auf der Landenge von Pared zusammengestellt. Frühere Datenzusammenstellungen auf weniger breiter Basis finden sich bei P. HÖLLERMANN (1990, S. 218) sowie J. ALCÁNTARA-CARRIÓ et al. (1996, S. 288).

Tab. 2.20 Proben von Paläodünen (Kalkareniten) und mobilen Sanden auf der Landenge von La Pared (Süd-Fuerteventura)

Material	Mittl. Korngröße Mz phi = mm	Sortierung Si	Kalkgehalt %
1. Paläodünen (Kalkarenite)			
a. Barloventoseite (n = 5)	2,12 = 0,23 (1,77-2,46)	0,748	88,5 (80,6-93,0)
b. Bereich der Wasserscheide (n = 4)	2,07 = 0,24 (1,76-2,30)	0,715	75,8 (71,1-86,9)
c. Sotaventoseite (n = 13)	2,00 = 0,25 (1,64-2,51)	0,781	81,7 (64,8-89,3)
2. Mobile Sandfelder und Sandwehen			
a. Barloventoseite (n = 6)	1,97 = 0,26 (1,66-2,40)	0,552	84,4 (70,2-92,8)
b. Bereich der Wasserscheide (n = 6)	2,22 = 0,22 (1,74-2,68)	0,542	82,4 (75,5-92,7)
c. Sotaventoseite (n = 21)	2,20 = 0,22 (1,72-2,62)	0,508	80,1 (69,8-92,4)
d. Ostteil der Landenge (n = 18)	2,22 = 0,22 (1,67-2,68)	0,510	78,5 (70,2-90,0)
e. Westteil der Landenge (n = 10)	2,09 = 0,23 (1,66-2,66)	0,520	86,06 (78,3-92,8)
3. Wasserverlagerte Sande aus Barrancos Pecenesca bis Salmo (n = 3)	1,74 = 0,30	0,681	82,5

Die mittleren Korngrößen (Mz) aller Dünenande liegen nahe 2 phi (= 0,25 mm); nur die in Barrancobetten wasserverlagerten Sande sind etwas gröber (Tab. 2.20). Erwartungsgemäß sind die mobilen Drift- und Dünenande am besten sortiert, gefolgt von den mäßig sortierten wasserverlagerten Sanden und den stabilen Paläodünen. Alle Sande sind sehr kalkreich, wobei im luvseitigen Ursprungsgebiet der Sandströme (Barlovento) der Kalkgehalt höher ist als auf der Leeseite der Landenge (Sotavento). Eine gewisse Sonderstellung nimmt der verstärkten Winden ausgesetzte Wasserscheidenbereich ein, wo die Deflation auf Erhebungen lokal den Basaltuntergrund freigelegt hat und in manchen Proben durch Beimengung basaltischer Sande Schwermineralanteile um 8–12 % auftreten. Sonst fanden sich in den Kalkareniten und mobilen Sanden geringe bis mäßige SM-Anteile zwischen 0,1 und 4,8 % (Untersuchungen durch L. PFEIFFER 1989). Ein Vergleich von Proben im Ost- und Westteil der Landenge ist hinsichtlich Korngröße und Sortierung unergiebig, doch ist der Kalkgehalt im Westteil mit größerer Aktivität der Sandverlagerung und damit verbundenem Nachschub frischen Materials höher (Tab. 2.20, 2 d und 2 e), während im Ostteil höhere Schwermineralanteile auftreten.

Die Sandbedeckung und Sandmobilität auf der Landenge ist zeitlichen Veränderungen unterworfen. Dabei geht es nicht nur um kurzfristig-jahresperiodische Fluktuationen (stärkste Verlagerung durch den sommerlichen Passat, Einschränkungen im Winter u. a. durch dichtere Vegetation), sondern auch um längerfristige Änderungen im Laufe der Beobachtungsperiode. Neben eigenen Erfahrungen über zwei Dekaden hinweg stehen einschlägige Studien von J. FERNÁNDEZ (1990), J. ALCÁNTARA-CARRIÓ et al. (1996) sowie I. ALONSO BILBAO (1997). J. ALCÁNTARA-BILBAO et al. (1996) untersuchten den Landschaftswandel auf der Landenge durch Luftbildvergleiche von 1963 und 1992.

Dabei ergaben sich für 20 % der Fläche Veränderungen u. a. in der Relation festliegender und mobiler Sande, durch Anlage von Sandgruben sowie die rasche Entwicklung der touristischen Infrastruktur entlang der Sotavento-Küste. Mit der wachsenden Bedeutung anthropogener Einflüsse auf die Sandverlagerungen beschäftigte sich auch I. ALONSO BILBAO (1997).

Bei den Veränderungen empfiehlt sich eine Unterscheidung zwischen dem flächenhaft wirksamen Sandstatus auf dem Land und den Einschränkungen der Sandzufuhr vom Land zur Sotavento-Küste durch die Anlage und den Ausbau touristischer Einrichtungen und Straßen im küstennahen Bereich. Der letztgenannte Aspekt wird erst im nächsten Abschnitt (2.3.3) im Zusammenhang mit dem Formenwandel der Sotavento-Dünen eingehender angesprochen.

Die eigenen Geländeerfahrungen – gestützt durch vergleichende Photodokumentation – zeigen, dass schon zwischen 1985/86 und 1990/91 die Verbreitung mobiler Driftsande und frischer Sandwehen im Nordostteil der Landenge deutlich abgenommen hat. 1985/86 waren im Nordostteil (so entlang der Querstraße Costa Calma – La Pared sowie im Granillo-Gebiet) noch verbreitet Flugsande und pflanzengestützte Sandwehen anzutreffen, die in der Folgezeit verschwunden sind. Eine leichte Regeneration von Sandwehen war dort zwar im Januar 2007 zu beobachten, als in einer mehrwöchigen Phase mit kräftigen Ost- und Südostwinden zeitweilig wieder Sande mobilisiert wurden. Dabei handelt es sich jedoch um eine Ausnahmesituation wegen der Abweichung von der normalen Passatzirkulation. Anschließend stellte sich schon bald wieder der sandärmere Zustand ein. Die während der zweiten Hälfte der 80er Jahre noch häufige Überwehung der in Ost-West-Richtung verlaufenden Durchgangsstraße (besonders im Abschnitt der Cañada de la Barca) hat stark nachgelassen. Eigene Photoserien wie auch die Satellitenszene vom Dezember 1993 (Foto 9) machen den Rückgang mobiler Sande im Nordostteil der Landenge deutlich. Die Sandverlagerung konzentriert sich damit stärker auf den West- und Südwestteil, wo allerdings schon immer der Schwerpunkt der Mobilität lag. Aber auch dort gibt es Zeugnisse für verringerten Sandnachschub zur Küste (dazu Abschnitt 2.3.3).

So stellt sich die Frage nach allgemeinen und flächenhaft wirksamen Ursachen der verringerten und eingeschränkten äolischen Mobilität auf der Landenge, eine Frage, die ja auch für die Dynamik der Dünen- und Strandsande an der Sotavento-Küste von Bedeutung ist. Klimatisch-meteorologische Bezüge können vom Gang der Niederschläge während der letzten beiden Dekaden abgeleitet werden. Trotz einzelner Trockenjahre zeichneten sich auf Jandía die Perioden von 1987/88 bis 1995/96 sowie von 2001/02 bis 2005/06 durch überdurchschnittliche Niederschläge in der Mehrzahl der Jahre aus (Fig. 1.3 a). Die von S. Scholz betreute Station Casa Sick (Esquinzo) – ca. 4 km von den Sotavento-Leedünen entfernt – erhielt in den genannten Perioden fast 20 % mehr Niederschlag als im 20jährigen Jahresmittel, in Einzeljahren sogar bis über 50 % mehr. Höhere Niederschläge führen zu einer besserwüchsigen und dichteren Pflanzendecke und damit zu einer stärkeren Festlegung von Sanden. Messungen an anderen Stellen haben gezeigt, dass die Grenze der Sandmobilität etwa bei einem Deckungsgrad der Vegetation um 30 % erreicht wird (P. HÖLLERMANN 1991 c, S. 247). Auch die kurzlebigen Therophyten, die nach ergiebigen Winterregen aufkommen, wirken selbst nach Absterben im vertrockneten Zustand und durch ihre Rhizosphäre noch sandfestigend.

Der in Esquinzo ansässige Biologe Stephan Scholz als besonders guter Kenner des Gebietes teilte dazu auf Anfrage am 10. Mai 2006 brieflich mit,

*„[...] dass die Vegetation auf dem Isthmus tatsächlich ziemlich stark zugenommen hat [...]. Das betrifft sowohl die ausdauernde Vegetation, vor allem *Salsola divaricata*, die stellenweise viel dichter und höher steht als vor 10–15 Jahren, als auch die Therophyten [...]. Auch die Gesellschaft von *Ononis hesperia* im Innern des Isthmus bedeckt jetzt größere Flächen und ist dichter. Man beobachtet weniger Treibsand auf der Strasse als vor 10–15 Jahren.“*

Der in der Sandmobilität besonders aktive West- und Südwestteil der Landenge blieb von der Verdichtung des Bewuchses und der damit verbundenen Sandfestlegung nicht ausgenommen, wie Vergleichsaufnahmen aus den Jahren 1985, 1991 und 2007 erweisen.

Häufigere Starkregen in den genannten Zeiten förderten allerdings auch den episodischen Abfluss mit torrentiell-aquaticher Sandverlagerung in den größeren Barrancos mit Schwerpunkt im Südwesten.

Seit 1987 gehört die Landenge von La Pared größtenteils zum Naturpark Jandía. Der touristisch genutzte Streifen entlang der Sotavento-Küste ist davon freilich ausgenommen. Die Effekte des Schutzstatus sind schwierig einzuschätzen. Zu rechnen ist mit einer geringeren Beanspruchung durch die Kleinviehbeweidung, die jedoch keineswegs völlig aufgegeben wurde. Aufgehört hat längst die früher übliche Beweidung durch Dromedare, die der Halbwüsten- und Halophyten-Vegetation besonders zusetzte (briefliche Mitteilung von Herrn S. Scholz, Esquinzo). Nachlassender Weidedruck kommt der Vegetation und damit einer stärkeren Fixierung der Driftsande zugute.

Der noch bis in die 90er Jahre verbreitete, meist illegale Sandabbau trug lokal zur Mobilisierung von Sanden bei. Die noch Mitte der 90er Jahre legal betriebene große Sandgrube an der Degollada de Mojones, die ein Liefergebiet von Driftsandem im Kernbereich der äolischen Verlagerung war, wurde als letzte größere Abbaustelle dann auch geschlossen (I. ALONSO BILBAO 1997, S. 16).

Alle die genannten Einflüsse dürften in unterschiedlichem Maße zu Veränderungen auf der Pared-Landenge mit Einschränkungen der äolischen Sandmobilität beigetragen haben. Hinzu kommen die Auswirkungen des Tourismus und des Straßenbaus im Hinterland der Sotavento-Küste.

Insgesamt vollzieht sich auf der Landenge von La Pared ein Abtrag der Paläodünen-Ablagerungen durch Wind und Wasser mit Transport des mobilisierten Materials zu Sotavento-Küste und weiter ins Meer (C. CRIADO HERNÁNDEZ 2005, S. 54). Die küstennahen Leedünen stellen in diesem System ein Durchgangsstadium dar.

2.3.3 Dünenformen und Formenwandel

Die beiden großen langgestreckten Leedünen südwestlich der Siedlung Risco del Paso setzen jeweils östlich der Talaustritte des Barranco de Valluelo und des Barranco del Salmo an einem gut 20 m hohen inaktiven Basaltkliff an und ziehen sich mit abnehmender Höhe über den vorgelagerten breiten Sandstrand bis zum Meer. Die Richtung der Kammlinie von ca. 355°NNW nach 175° SSE im Mittelteil der Dünenzüge er-

gibt sich aus dem resultierenden Driftpotential eines reliefgesteuerten bimodalen Windregimes (dazu Abschnitt 2.3.5) mit dem Dünenansatz in Leelage des Kliffs. Lage und Form der großen Leedünen werden durch die Kartenskizze Fig. 2.18 sowie durch die Fotos 10–13 veranschaulicht.

Das annähernd dreieckförmig ausgebildete Dünenquerprofil mit mehr oder minder scharf ausgeprägter Kammlinie ist je nach vorherrschender Windrichtung und –stärke asymmetrisch ausgebildet und kann nahe dem Kamm einseitig von einer steilen Slipface-Böschung begleitet werden. Bei dominierender Passatströmung aus Nordost ist in der Regel die westwärts exponierte Leeseite am steilsten. Windwechsel kann dann zur Asymmetrienumkehr der kammnahen Partie führen (dazu auch Abschnitt 2.3.6 sowie P. HÖLLERMANN 1990, S. 229 f.).

Die maximale Länge der Dünen zwischen Kliff und Meer von derzeit ca. 250–300 m wird von der Strandbreite bzw. dem Verlauf der Hochwasserlinie des Meeres vorgegeben, wo die distalen Dünenenden von den Wellen gekappt werden. Die Wasserlinie wechselt kurzfristig mit dem Gang der Tiden, wobei Springflutstände zu Meerwassereinbrüchen in die von Halophyten bewachsene Sandfläche am Fuß der Dünen und bis an die Dünenflanken heran führen können, was in erster Linie die westliche Leedüne betrifft. Während der Beobachtungsperiode ergaben sich aber trendmäßig auch längerfristige Änderungen der Strandbreite und damit der Dünenlänge. Während um 1985/86 noch Dünenlängen bis um 350 m erreicht wurden, nahm die Breite des Sandstrandes im Dünenumland bis zu Anfang der 90er Jahre um mehr als 50 m ab. Nach einer Regenerationsphase während der 90er Jahre kam es nach 2000 zu einer neuerlichen Abnahme der Strandbreite, sodass die Dünen Ende 2005 nur noch zwischen 250–300 m Länge aufwiesen. Die Phasen trendmäßig abnehmender Strandbreite und Dünenlänge fielen mit den Perioden überdurchschnittlicher Niederschläge zusammen (dazu Abschnitt 2.3.2). Im Zeitraum von 1987 bis 2007 betrug die mittlere Länge der westlichen Leedüne 310 m (Extreme 275–365 m) und der östlichen Leedüne 260 m (Extreme 230–290 m). Die Längenänderungen waren bei der westlichen Düne besonders ausgeprägt. Dort hat sich die Längserstreckung dieser Düne inzwischen von rund 300 m (Januar 2007) auf nur ca. 180 m (Dezember 2008) extrem verkürzt, sodass sie bereits weit von der Strandlinie entfernt endet (Foto 12 c). Im freigegebenen meernahen Bereich wurde die Unterlage mit Schwemmschutt des Barranco del Salmo freigelegt. Die östliche Leedüne erfuhr zwischen Anfang 2007 und Ende 2008 keine nennenswerte Verkürzung.

Weit beachtlicher als die Längenänderungen der großen Leedünen sind die Verluste an Dünenhöhe und Sandvolumina. Während zu Beginn der Beobachtungen Mitte der 80er Jahre die westliche Düne noch eindeutig die größere war (Fotos 11 a und 12 a), hat sich das Verhältnis seit 1988 zunehmend umgekehrt. Die Fig. 2.19 mit Tab. 2.21 verzeichnet die Ergebnisse der vergleichenden Höhenmessungen, wobei jeweils die Höhe zwischen der Kammlinie und dem östlichen Dünenfuß im mittleren Dünenabschnitt bestimmt wurde. Für die Westseiten der Dünen würden sich noch etwas geringere Werte ergeben, da der westliche Dünenfuß durch Barranco-Aufschüttungen höher liegt. So erreichte die westliche Leedüne an ihrer niedrigsten Stelle im Januar 2007 nur noch eine Höhe um 1 m über dem Barranco-Bett.

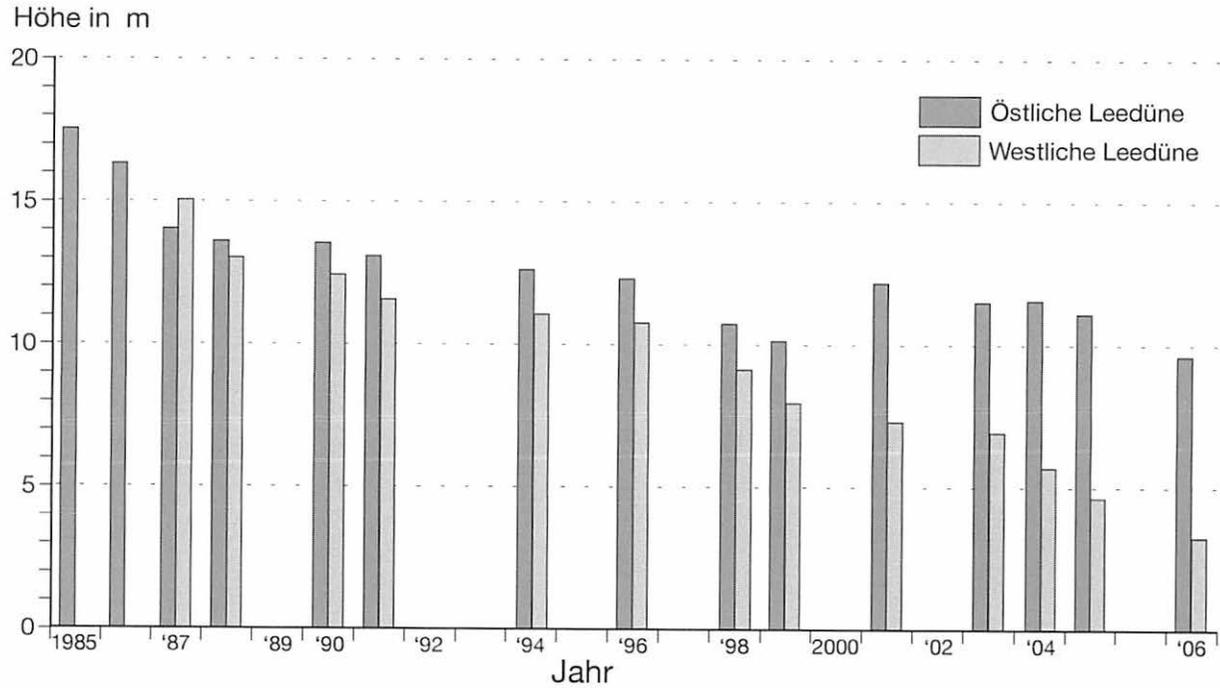


Fig. 2.19 Höhe der Sotavento-Leedünen 1985–2007 (Mittelteil, Ostseite)

Tab. 2.21 Höhe der großen Leedünen an der Sotavento-Küste (Messung im Mittelteil der Dünen, jeweils Ostseite)

Zeit	Westliche Düne	Östliche Düne
Dezember 1985	n. b.	(Schätzung 17,5 m)
Januar 1987	n. b.	16,3 m
August 1987	15,0 m	14,0 m
September 1988	13,0 m	13,5 m
Februar 1990	12,4 m	13,5 m
August 1991	11,5 m	13,0 m
März 1994	11,0 m	12,5 m
März 1996	10,6 m	12,2 m
Januar 1998	9,0 m	10,5 m
April 1999	7,8 m	10,0 m
Mai 2001	7,2 m	12,0 m
Februar 2003	6,9 m	11,4 m
Dezember 2004	5,6 m	11,5 m
Dezember 2005	4,8 m	11,1 m
Januar 2007	3,2 m	9,5 m

Die abnehmenden Dünenhöhen sind Indikator einer ausgeprägt negativen Sandbilanz während der Beobachtungsperiode. Dabei war die westliche Düne den stärksten Veränderungen unterworfen. In der relativ niederschlagsreichen Phase zu Ende der 80er und Anfang der 90er Jahre war dort auch eine reduzierte Sandmobilität durch Bewachsung und Stabilisierung der basisnahen Dünenflanken zu beobachten (Bewuchs hauptsächlich durch Meersenf *Cakile maritima*). Seit etwa 2000 wies diese Düne im Längsprofil keine gleichsinnige Höhenabnahme zwischen Kliff und Meer mehr auf, sondern hatte im mittleren Abschnitt eine Einsattelung mit erneutem meerwärtigen Anstieg der Kammlinie entwickelt (Foto 11 b). Seit 2004 besteht das Längsprofil nur noch aus einem steilen Abfall vom Kliff und einem niedrigen Mittel- und Unterteil über rund 2/3 der Profillänge (Fotos 10 b und 12 b). Auch ist die Kammlinie meist weniger scharf ausgebildet und mehr gerundet. Im Januar 2007 kam es während einer längeren Phase mit kräftigen Ost- und Südostwinden nochmals zur Bildung einer scharfen Kammlinie mit Slipface gegen Westen. Die Gratform reichte jedoch nur vom Kliffansatz bis zur Dünenmitte, während der untere meerwärtige Dünenteil als flacher gerundeter niedriger Rücken ausgebildet war. Dieser untere Dünenabschnitt wurde zwischen Anfang 2007 und Ende 2008 größtenteils abgetragen, woraus sich die erwähnte extreme Längenverkürzung um über 100 m ergab (Foto 12 c).

Generell lässt sich die negative Sandbilanz der Leedünen mit der verringerten Sandmobilität im Einzugsgebiet auf der Landenge von La Pared verständlich machen, doch bedarf der besonders starke Schwund der westlichen Düne einer zusätzlichen Erklärung. Die Hauptsandzufuhr zum Strandabschnitt mit den großen Dünen erfolgt über den Barranco de Pecenescal, der östlich der Dünen bei den Casas Risco del Paso den Strand erreicht. Die westliche Leedüne ist am weitesten von dieser Sandquelle entfernt und wird darum besonders durch verringerten Nachschub aus dem Einzugsgebiet betroffen. Der Sandnachschub wird zudem durch den seit einigen Jahren laufenden Bau einer autobahnartigen Schnellstraße erschwert, die in einigem Abstand von der Küste oberhalb der Dünen quer zur Richtung der Wind- und Sandströme verläuft. Wo die Straße zur Querung der Täler auf Dämmen geführt wird, die zudem zu enge

Durchlässe für Wasser und Sand aufweisen, treten Barrieren für den Sandnachschub zur Küste auf.

Ein weiterer und besonders wichtiger Faktor für die starken Sandverluste der westlichen Düne liegt darin, dass der episodisch-torrentielle Abfluss des Barranco del Salmo, der selbst kaum noch Sand führt, die westliche Leedüne im Mittelteil seitlich anschneidet und dabei große Mengen Dünensand zum Meer entführt. Das erklärt auch die erwähnte sattelartige Eintiefung im Längsprofil dieser Düne. Ein solcher Angriff durch den abkommenden Barranco am Westfuß der Düne kann im Mittel ca. 2–3 Mal pro Dekade erwartet werden. An der Westseite der Düne beträgt die Höhendifferenz zwischen Barrancobett und Dünenkamm an der niedrigsten Stelle nur noch rund 1 m (Januar 2007), sodass mittelfristig ein Durchbruch durch weitere torrentielle Fluten an dieser Stelle und damit eine Zerstörung der Düne nicht unwahrscheinlich ist.

Der Barranco de Valluelo nahe der östlichen Leedüne erreicht beim Abkommen die Dünenflanke gewöhnlich nicht, sondern allenfalls das meerwärtige Ende. Die Sandabfuhr zum Meer durch den episodischen Barrancoabfluss ist bei dieser Düne also nur von geringer Bedeutung.

Die kurzen Dünen und Sandansammlungen, die im weiteren Verlauf der Sotavento- und Butihondo-Küste gegen Südwesten an der Mündung der größeren Täler aus dem Jandía-Gebirge auftreten, unterliegen wegen des nur schmalen Sandstrandes häufiger kurzfristigen Änderungen in Form und Größe durch die Meerestätigkeit. So war der zuvor gut ausgebildete Dünenkeil am Kliff nahe der Mündung des Barranco de los Canarios im Februar 1990 vom Meer völlig aufgezehrt worden (ähnlich auch im Januar 2007). Kurzfristige Veränderungen erschweren in diesem Küstenabschnitt das Erkennen längerfristiger Trends. Insgesamt weist aber auch hier am Südostfuß des Jandía-Gebirges der Zustand des Sandstrandes und der kleinen Dünen auf eine negative Sandbilanz in der Periode 1985 bis 2007 hin.

2.3.4 Sandvolumina

Eine einigermaßen verlässliche Kalkulation der Sandvolumina ist für die großen Leedünen der Sotavento-Küste nicht möglich, da im Ansatz die Grenze der Dünen gegen das Felskliff sowie gegen die ausgedehnten Sanddecken am angrenzenden Hang nicht festzulegen ist. Gerade im breiten und besonders voluminösen Ansatz sind die Dünen also nicht gegen ihre Umgebung abzugrenzen.

Für die Zeit besonders intensiver Dünenstudien zwischen dem Winter 1985/86 und März 1990 wurde der Volumenverlust dennoch grob auf rund ein Drittel geschätzt (P. HÖLLERMANN 1990, S. 235). Dabei war schon zu dieser Zeit die westliche Düne am stärksten vom Höhen- und Längenverlust betroffen.

Betrachtet man die Querschnitte an den Messstellen im mittleren Abschnitt der Dünenzüge, so hat sich ihre Fläche zwischen 1987 und 2007 bei der östlichen Düne um ca. 45–50 % verringert, für die westliche Düne sogar um mehr als 90 %. Letztgenannter Wert steht aber nicht in Beziehung zum Gesamtvolumen, da er sich auf die niedrigste Stelle im Längsprofil bezieht, während die größte Sandmasse nahe dem Dünenansatz konzentriert ist.

Als grobe Schätzungen der Volumenabnahmen im Zeitraum 1986/87 bis 2005 mögen Größenordnungen gegen 50 % für die östliche Düne und bis zu 80 % für die westliche Düne genannt werden (dazu auch die vergleichenden Bildpaare Fotos 10–13). Der Schwund setzte sich 2006/08 verstärkt fort.

2.3.5 Windregime

Eine auf windbedingte Pflanzendeformationen gestützte Windfeldkartierung für die Jandía-Halbinsel (Fig. 2.20, aus P. HÖLLERMANN 1996) zeigt zunächst, dass der gewöhnlich aus NNE wehende Passat die niedrige Landenge von La Pared kaum behindert von Norden nach Süden überströmt, verbunden mit dem dadurch bewirkten Sandtransport. In Vorbereitung einer Windparkanlage westlich von Cañada del Rio wurden im Sommer 1988 über 6 Monate hinweg Windmessungen durchgeführt und per Vergleich mit den Flughafen-Daten auf Jahresbasis hochgerechnet. Erwartungsgemäß ergab sich ein unimodales Windregime mit dominanten passatischen Winden aus N und NNE (J. ALCÁNTARA-CARRIÓ et al. 1996, S. 288). Wieweit die dabei ermittelten Windgeschwindigkeiten (Juli: 10 m/sec, August: 11 m/sec, Jahresmittel 7,53 m/sec) realistisch sind, sei dahingestellt. Die Windgeschwindigkeiten weisen den üblichen Tagesgang mit Minima in den Nacht- bzw. frühen Morgenstunden und Maxima am Nachmittag gegen 17 h auf.

Das bis über 800 m hohe und gegen Norden steil abfallende Jandía-Gebirge führt zu erheblichen Ablenkungen der Passatströmung (Fig. 2.20). Ein Teil dieser Strömung bewegt sich entlang der sichelförmig geschwungenen Nordabdachung. Ein anderer Teil überfließt jedoch den Hauptkamm und wird beim Abstieg auf der Südseite des Gebirges in hohem Maße durch den Verlauf der dort fächerförmig divergierenden Täler geleitet. Am Ausgang der größeren Gebirgstäler zur Südküste entstehen durch konzentrierten Düseneffekt verstärkte Windgeschwindigkeiten. Eine tagesperiodische Land-Seewind-Zirkulation macht sich an der Südküste besonders im Winter bei abgeschwächter Passatströmung zeitweilig bemerkbar, bleibt aber im Hinblick auf die äolische Dynamik unbedeutend.

In den Jahren 1986–88 wurden in Esquinzo an der Südküste oberhalb des Kliffs Windmessungen mit 65 Wochen Gesamtdauer durchgeführt (Aguasol-Projekt der Erwin-Sick A. G., Station Casa Sick), über die an anderer Stelle ausführlich berichtet worden ist (P. HÖLLERMANN 1990, S. 221 ff., 1991 b, S. 153 ff.). Dabei trat hier in Nachbarschaft der Mündung des Esquinzotals an der Südküste ein eng-bimodales Windregime mit Hauptmaximum aus N und NE sowie Nebenmaximum aus NW auf. Das für die Sandbewegung entscheidende resultierende Driftpotential weicht mit $2,5^{\circ}$ N gegen $182,5^{\circ}$ S kaum von der Nord-Süd-Richtung (und der Längsrichtung der großen Leedünen) ab. Der Tagesgang der Windstärke hatte auch hier sein Minimum in den frühen Morgenstunden und sein Maximum am Nachmittag zwischen 16 und 18 Uhr.

Das bimodale Windregime wird am Ausgang der größeren Täler zur Südostküste des Jandía-Gebirges durch das Relief besonders akzentuiert. Im unmittelbaren Umfeld der Dünen trifft entlang der Küste bzw. des Kliffs (Verlauf um $35\text{--}40^{\circ}$ NE) der annähernd küstenparallele bis leicht ablandige Passat auf die düsenartig verstärkte Strömung

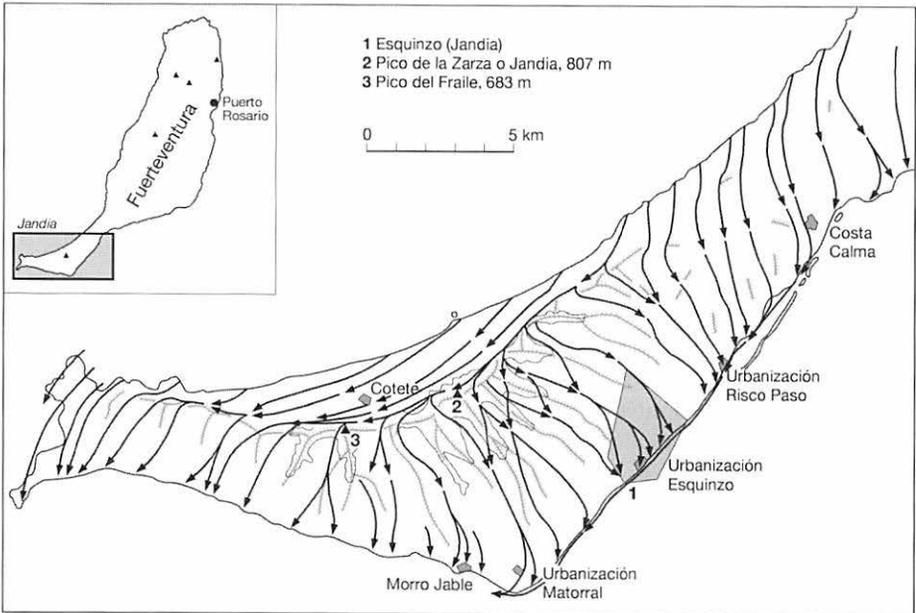


Fig. 2.20 Windfeldkartierung der Jandia-Halbinsel (Süd-Fuerteventura) und 8teilige Windrose von Esquinzo (aus P. HÖLLERMANN 1996)

in den küstennahen Unterläufen der größeren Barranco-Täler aus ca. 320° NW. Im Überschneidungssektor dieser beiden Luftströmungen haben sich die Leedünen in Richtung des resultierenden Driftpotentials mit Nord-Süd-Erstreckung am Kliff jeweils östlich der Talaustritte entwickelt. An den Mündungen der Barrancos von Valluelo und Salmo kombinieren sich im Grenzbereich der niedrigen Landenge von La Pared zum zertalten Jandía-Gebirgsrelief bimodales Windregime, starke Sandzufuhr und breiter Sandstrand in einer für die Leedünen-Entwicklung optimalen Weise. Weiter südwestlich am Fuß des Jandía-Gebirges schränken trotz bimodalen Windregimes der schmale Sandstrand, das geringere Sandangebot und die Meerestätigkeit die Dünenentwicklung stärker ein. Wo dann bei Morro Jable die Südküste des Jandía-Gebirges gegen Westen in Richtung zur Punta de Jandía umbiegt, sind die Kliffküste mit ablandigem Passat und Materialmangel der Strand- und Dünenbildung ungünstig.

Erst ganz im Westen der Jandía-Halbinsel, wo das Gebirge aussetzt und zwischen Nord- und Südküste das flache Gelände des Llano de Angostura eingeschaltet ist, weht der Passat wieder weitgehend ungestört aus NNE, verbunden mit mäßigen Sandbewegungen und kräftiger Deflation (dazu auch Abschnitt 2.3.8). Nahe der Punta de Jandía wurden 1988 zur Vorerkundung des Windpark-Projektes ebenfalls Windmessungen durchgeführt, die für die kurze Messperiode von April bis Juli Monatsmittel zwischen 5,9 und 9,2 m/sec ergaben und zu einem Jahresmittel der Windgeschwindigkeit von 7,1 m/sec umgerechnet wurden. Ein Tagesgang der Windstärke war kaum ausgebildet.

Das Windfeld im Bereich der großen Leedünen an der Sotavento-Küste weist ein differenziertes raum-zeitliches Muster der Strömungsdynamik mit Windgeschwindigkeit und Windrichtung auf. Dabei nehmen außer dem küstennahen Relief auch die Dünen selbst Einfluss auf das Strömungsfeld. Im bimodalen Windregime ist die durch den Küsten- und Kliffverlauf abgelenkte Passatströmung aus NE am beständigsten, sodass bei asymmetrischer Ausbildung des Dünenquerprofils die steilere Leeböschung meist gegen Westen gerichtet ist. Die entlang des Kliffs küstenparallel wehenden Winde werden z. T. durch das Hindernis der langgestreckten Dünen meerwärts umgelenkt, wie schon eine Skizze von C. CRIADO HERNÁNDEZ (1989, S. 817) veranschaulichte. Die Nordwestwinde sind zwar weniger häufig, wegen ihrer düsenartigen Intensivierung in den Talaustritten aber besonders kräftig und verhindern eine einseitige Dünenverlagerung durch den dominierenden Passat. Die starken Nordwestwinde haben nahe den Talaustritten lokal Kleinformen der Korrasion (stromlinienförmige Mikro-Yardangs) sowie residuale Großrippelmuster geschaffen.

Zeitlich wechselnde Windrichtungen führen zur Asymmetrienumkehr entlang der Dünenkämme, wo ja die höchsten Windgeschwindigkeiten auftreten (dazu Windfeldkartierungen in P. HÖLLERMANN 1990, S. 228). Die höhenwärtige Verstärkung der Windstärke zwischen Dünenfuß und -kamm („amplification factor“ nach H. TSOAR 1985) erreichte während der Messungen gegen Ende der 80er Jahre den Faktor von 1,5–2, ist seither mit dem Höhenverlust der Dünen aber geringer geworden. Windrichtungsänderungen treten nicht nur jahresperiodisch oder im Witterungswechsel auf, sondern auch kurzfristig innerhalb weniger Tage oder sogar Stunden. Dabei spielt auch der tagesperiodische Wechsel in der strahlungsbedingten Aufheizung der Dünenflanken eine Rolle. Durch die Erwärmung der ostexponierten Flanke am Vormittag entstehen aufsteigende Luftströmungen aus NE. Die Nachmittagsthermik an der westexponierten Böschung führt dort zu Luftbewegungen aus NW (Näheres und Kartierung bei P. HÖLLERMANN 1990, S. 231 f.). So können tagsüber am Dünenkamm Winde aus verschiedenen Richtungen konvergieren, deren Resultante entlang des Dünenkamms meerwärts gerichtet ist. Die thermodynamische Beeinflussung des Windfeldes ist naturgemäß im Sommer am stärksten, während sie bei kräftiger überregionaler Zirkulation zurücktritt.

Nicht selten treten auch längere windschwache Phasen ohne augenfällige Sanddrift und mit unscharf gerundetem Dünenrücken auf. Durch den Höhenverlust der Leedünen hat auch das lokale Windfeld Abschwächungen erfahren. Allgemeine Untersuchungen über das Windfeld von Längs- bzw. Leedünen im Labor und im Gelände wurden von H. TSOAR et al. (1985) sowie H. TSOAR (1989) beschrieben und diskutiert.

2.3.6 Dünenbewegung

Als reliefgebundene Leedünen sind die großen Sotavento-Dünen insgesamt lagestabil bzw. quasistationär, auch wenn sie im touristischen Bereich oft fälschlich als „Wanderdünen von Jandía“ bezeichnet werden. Im Wechsel der Wind- und Sandströme sind sie jedoch Formänderungen unterworfen, die in Umkehr der Profilsymmetrie und dem damit verbundenen Pendeln der Kammlinie ihren Ausdruck finden. Diese seitliche Verlagerung der Kammlinie bei kräftig-einseitiger Winddominanz kann bis zu 2 m pro Woche erreichen.

Der Sandumsatz der großen Leedünen ist schwer zu bestimmen, da längerfristige Messungen nicht durchzuführen sind. Bei kurzfristigen Messungen im Mittelteil der Dünen wurden im Laufe eines Tages Sandmengen zwischen 0,1 und 1 m³ pro Meter Firstlänge von der Luvseite über die Kammlinie zur steileren Leeseite verlagert. Allerdings gibt es nicht selten auch längere windschwache Phasen ohne Sanddrift. Unter Berücksichtigung der besser begründeten Befunde aus anderen Dünengebieten der Kanaren wurde die mittlere Jahresrate der Sandverlagerung über die Kammlinie grob auf 30–50 m³ pro Meter Firstlänge abgeschätzt (P. HÖLLERMANN 1990, S. 229). Wegen der Verkleinerung der Dünen ist für die Gegenwart mit geringeren Werten zu rechnen. Der alternierende oder auch zeitgleiche Sandstrom von beiden Dünenflanken wird letztlich entsprechend dem resultierenden Driftpotential in Längsrichtung der Dünen zum Meer geleitet, wo das distale Düneneende von der Wasserlinie gekappt wird. Durch den extremen Sandverlust der letzten Jahre endet die westliche Längsdüne seit 2007/08 allerdings schon weit von der Küstenlinie entfernt.

2.3.7 Dünenmaterial

Entsprechend ihrem Ursprung aus Kalkareniten sind auch die Sande der Sotavento-Leedünen sehr kalkreich. In Tab. 2.22 wurden einige Charakteristika der Kamm- bzw. Firstsande der großen Leedünen pauschal als Mittelwerte zusammengestellt.

Die besonders mobilen Kammsande sind überwiegend gut sortiert und mesokurtisch. Die mittlere Korngröße dieser Sande liegt außerhalb der äolischen Hauptfraktion (Mz 2–3 phi) im Bereich der Mittelsande, die mit über 80 % der Probemenge stark dominieren. Ähnlich wie bei den Transversaldünen im Corralejo-Gebiet erklärt sich die relativ grobe Körnung vornehmlich aus den besonderen Eigenschaften der Kalksande und der starken Windexposition am Kamm mit gesteigerter Transportkompetenz. Auch die hohen Schwermineralgehalte der Kamm- bzw. Firstsande (6,5–8,7 %) zeigen eine Dichtesortierung im besonders windexponierten und hochmobilen Dünenkambereich an. Die Mittelwerte der Korngröße in Tab. 2.22 verschleiern allerdings den zeitlichen Wandel, der sich im Laufe der 20jährigen Untersuchungsperiode vollzogen hat (vgl. weiter unten). Die Schiefewerte der Firstsandproben liegen ganz überwiegend im dünentypischen positiven Bereich (Mittel Sk = +0,033). In der dominierenden Mittelsandfraktion herrschen die rundkantigen Körner mit ca. 75–80 % vor. Die Lagerungsdichte der trockenen Sande beträgt 1,55–1,65 g/cm³.

Tab. 2.22 Texturparameter und Kalkgehalt von Kammsanden der großen Sotavento-Leedünen (Mittelteil)

Material	Mittl. Korngröße Mz phi = mm	Sortierung Si	Kurtosis Kg	Schiefe Sk	Kalkgehalt %
Westliche Leedüne (n = 18)	1,76 = 0,30 (1,45-2,04)	0,378 (0,319-0,440)	1,029 (0,943-1,123)	+0,043	85,3 (71,9-88,3)
Östliche Leedüne (n = 19)	1,55 = 0,34 (1,15-1,83)	0,442 (0,337-0,645)	1,049 (0,939-1,206)	+0,023	84,1 (74,0-89,4)

Auch bei den Sotavento-Leedünen sind im Sandgemenge die Kalksandkörner im Mittel größer als die basaltischen Komponenten. Bei Zufallsproben zur Einzelkornmessung für die Kammsande der westlichen Leedüne ergab sich zwischen den dunklen (basaltischen) und den hellen (karbonatischen) Gemengteilen eine Korngrößenrelation von 1 : 1,48, für die Kammsande der östlichen Leedüne von 1 : 1,2.

Wie im Famara- und Corralejo-Gebiet besteht bei den Dünen-Firstsanden trendmäßig eine positive Relation zwischen den Mz phi-Werten der mittleren Korngröße und der Sortierung, wie in Fig. 2.21 a für die westliche Leedüne dargestellt wird. Im windstarken und besonders mobilen First- bzw. Kammbereich wird mit der Sortierung also auch die Anreicherung größerer Sande begünstigt. Für die Fuß- bzw. Basissande ergibt sich eine umgekehrte Relation (Fig. 2.21 b), da dort im ohnehin größeren Material bei geringeren Windgeschwindigkeiten vorzugsweise feinere Sande verweht und besser sortiert werden. Für die östliche Leedüne lassen sich bei starker Streuung der Einzelwerte keine solche eindeutigen Relationen nachweisen.

Die Materialunterschiede im annähernd dreieckförmigen Querprofil des Dünenmittelteils wurden für die westliche Leedüne eingehender untersucht (7 Serien) als

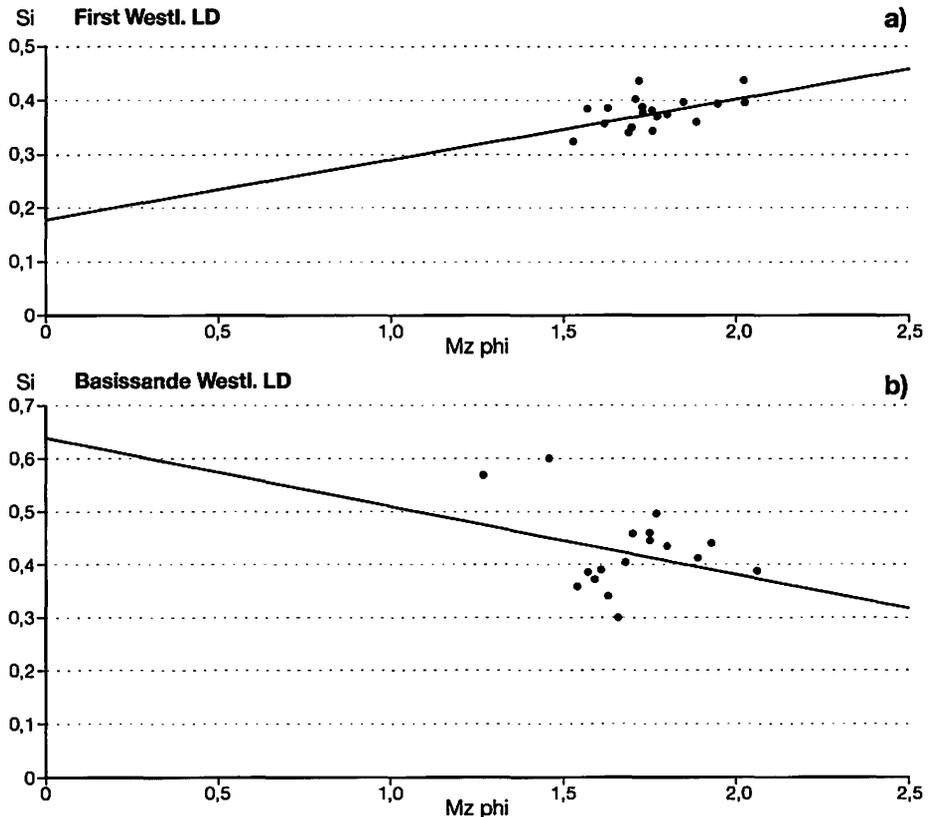


Fig. 2.21 a) Mittlere Korngröße vs. Sortierung (First westliche Leedüne, Trend)
 b) Mittlere Korngröße vs. Sortierung (Basissande westliche Leedüne, Trend)

für die östliche Leedüne (3 Serien). Daten dazu liefern Fig. 2.22 und Tab. 2.23. Die westliche Leedüne wird an ihren beiden Seiten von unterschiedlichen Ablagerungen flankiert. An der tiefergelegenen Ostseite dringt bei Hochfluten Meerwasser weit entlang der Dünenbasis vor. Die Sedimente der Überflutungszone mit mittleren Korngrößen M_z um $1,8 \text{ phi}$ ($= 0,29 \text{ mm}$) sind kalkärmer (um 60 %) als die angrenzenden Dünen und enthalten im trockenen Zustand noch 1,5–2 % lösliche Salze. Östlich an die Überflutungszone schließt sich ein ausgedehntes Gebiet mit halophytenbestandenen Sandhügeln an, deren Material relativ feinkörnig (M_z um 2 phi $= 0,25 \text{ mm}$) und kalkreich (84–86 %) ist. Die Westflanke der Düne wird von Ablagerungen des Barranco del Salmo tangiert. Das von Schottern, Kiesen und Sanden gebildete dünenbegleitende Vorland liegt höher als die östliche Dünenbasis. Die Sandkomponente der Barranco-Ablagerungen ist relativ grobkörnig (M_z um $1,2 \text{ phi}$ $= 0,44 \text{ mm}$) und ebenfalls kalkärmer (66–67 %) als die benachbarten Dünensande.

Der Materialwandel im Querprofil der westlichen Leedüne wird in Fig. 2.22 und Tab. 2.23 (oben) als Mittel von 7 Probeserien dargestellt. Die Variationsbreite der Mittelwerte ist relativ gering. Erwartungsgemäß sind die Basissande gröber und schlechter sortiert als die mobileren Kamm- bzw. Firstsande. Die relativ feinkörnigsten Sande sind jeweils im Mittelteil der Dünenböschungen abgelagert worden, wo sie sowohl der Zufuhr gröberer Materials von der Dünenbasis als auch der Ausblasung und Dichtesortierung am besonders mobilen Dünenkamm am meisten entzogen sind. Fig. 2.22 veranschaulicht, wie in der Mitte der Dünenflanken neben den stark vorherrschenden Mittelsanden ($> 0,2 \text{ mm}$) die Feinsandfraktion $0,2\text{--}0,1 \text{ mm}$ am besten vertreten ist. Der Kalkgehalt ist dort etwas geringer als an der Dünenbasis und am Kamm, doch sind die Unterschiede nicht sehr groß. Die Sortierung der Dünensande steigert sich von der windschwächeren Dünenbasis zum stark windexponierten Dünenkamm.

Für die östliche Leedüne ergeben sich im Prinzip die gleichen Regelmäßigkeiten (Tab. 2.23 unten). Einzelne Abweichungen sind auf die engere Datenbasis mit nur 3 Probeserien sowie die anders beschaffene Dünenumgebung zurückzuführen. Bei dieser Düne wurde im Herbst 1988 auch der Schwermineralgehalt der Feinsandfraktion beprobt (Untersuchungen durch L. PFEIFFER). Dabei nahm der SM-Anteil vom östlichen Dünenfuß (0,8 %) über die Mitte der Ostflanke (2,7 %) zum Dünenkamm (6,5 %) stark zu, um an der Westseite über die Mitte (5,4 %) zur Basis (4,1 %) allmählich abzunehmen. Die Asymmetrie in der SM-Verteilung ist wohl außer einem Luv-Lee-Effekt den Einträgen basaltischen Materials aus dem Barranco de Valluelo im Westen der Düne zuzuschreiben. Bei der westlichen Leedüne nahe dem Barranco del Salmo enthielten die Kammsande sogar 8,7 % an Schwermineralen. Die SM-Spektren sind vorrangig von Pyroxenen und weniger auch von Olivin geprägt.

Die in Fig. 2.22 und Tab. 2.23 erfassten Mittelwerte unterdrücken allerdings die reale Variabilität einzelner Probeserien, die besonders durch die im Einzelfall herrschenden Wind- und Transportrichtungen bestimmt wird.

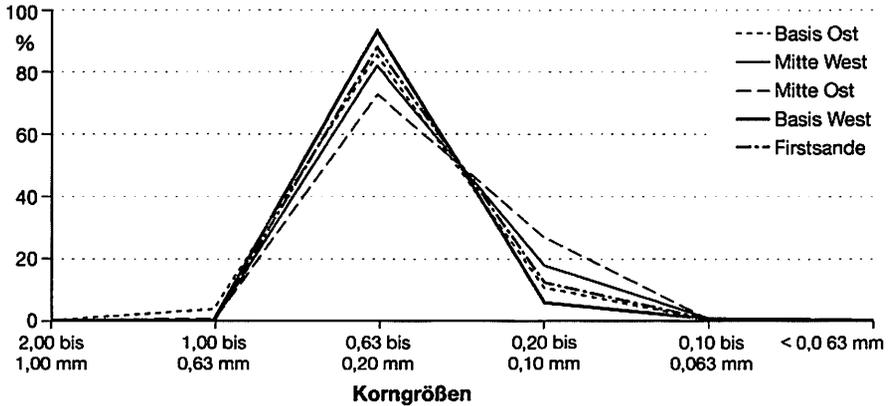


Fig. 2.22 Korngrößenverteilung im Querprofil (Westliche Leedüne, Jandía)

Tab. 2.23 Charakteristika von Dünenensanden im Querprofil, große Leedünen der Sotavento-Küste, Jandía

Westliche Leedüne

Lage	Mz phi = mm	Si	Kg	Sk	CaCO ₃
Basissande Ostfuß (n = 7)	1,70 = 0,31	0,458	1,018	0,023	86,7 %
Ostseite Mitte (n = 7)	2,08 = 0,24	0,432	1,058	0,065	83,4 %
Kammsande (n = 7)	1,84 = 0,28	0,375	1,055	0,048	84,0 %
Westseite Mitte (n = 7)	1,97 = 0,26	0,401	1,102	0,068	81,7 %
Basissande Westfuß (n = 8)	1,68 = 0,32	0,404	1,075	0,034	84,3 %

Östliche Leedüne

Lage	Mz phi = mm	Si	Kg	Sk	CaCO ₃
Basissande Ostfuß (n = 3)	1,33 = 0,40	0,441	0,979	0,014	88,5 %
Ostseite Mitte (n = 3)	1,83 = 0,28	0,455	1,085	0,065	86,8 %
Kammsande (n = 3)	1,61 = 0,33	0,399	0,995	-0,013	86,9 %
Westseite Mitte (n = 3)	1,86 = 0,28	0,434	1,070	0,046	85,0 %
Basissande Westfuß (n = 3)	1,72 = 0,31	0,646	1,036	0,035	84,0 %

Tab. 2.24 Charakteristika von Dünenständen im Längsprofil der großen Sotavento-Leedünen

		Ansatz am Kliff	Kamm Mittelteil	Meerseitiges Ende
Westliche Leedüne (n = 5)	Mittl. Korngröße			
	Mz phi (mm)	2,05 (0,242)	1,68 (0,314)	1,89 (0,272)
	Sortierung Si	0,461	0,379	0,377
	Kalkgehalt %	85,7	84,4	86,0
Östliche Leedüne (n = 3)	Mittl. Korngröße			
	Mz phi (mm)	1,90 (0,270)	1,67 (0,317)	1,95 (0,216)
	Sortierung Si	0,469	0,439	0,446
	Kalkgehalt %	80,7	78,0	80,1

Ein raum-zeitlicher Wandel des Sandmaterials vollzieht sich auch in Längsrichtung der Dünen entlang des Kamms zwischen dem hohen Ansatz am Kliff und dem niedrigen meerseitigen Ende (Tab. 2.24).

Die mittlere Korngröße nimmt vom Dünenansatz am Kliff zur Dünenmitte zu und sinkt zum meerwärtigen Dünenende wieder ab. Am Dünenansatz werden je nach Windrichtung Sande vom Kliffhang, aus dem angrenzenden Tal, vom Plateau oberhalb des Ansatzes oder vom oberen Dünenenteil zusammengeweht. Dadurch ist die kurzfristige zeitliche Variabilität des Materials hier besonders groß. Der Kamm im mittleren Dünenabschnitt ist den stärksten Winden mit hoher Transportkompetenz ausgesetzt, sodass dort relativ gröbere Sande mit guter Sortierung auftreten. Zum niedrigen Dünenende am Meer lassen Windstärke und Transportkompetenz wieder nach, verbunden mit geringerer mittlerer Korngröße. Der Kalkgehalt ist im mittleren Dünenabschnitt am geringsten. Mit der starken Höhenabnahme der westlichen Leedüne sind in jüngster Zeit die Materialunterschiede zwischen dem Mittelteil und dem meerwärtigen Ende weniger ausgeprägt. Die Befunde basieren nur auf 4 bzw. 3 Probeserien. Die kurz- und mittelfristige Variabilität der Materialbeschaffenheit wird dabei nicht deutlich.

Kurzfristig können Starkwindphasen oder ein markanter Wechsel von Windrichtung und Windstärke das Muster der Sandeigenschaften an der Dünenoberfläche verändern. Vorrangig betroffen davon sind die besonders mobilen Kamm- bzw. Firstsande. Signifikante jahresperiodische Unterschiede zwischen den Sommer- und Wintermonaten waren bei den Kammsandproben nicht festzustellen. Die Mittelwerte der Korngröße und der Sortierung erwiesen sich als nahezu gleich. Nur der Kalkgehalt der Sande war im Winter geringfügig höher.

Mit Fig. 2.23 wird die Zeitreihe 1985–2007 von Daten der mittleren Korngröße und des Kalkgehaltes für die Kammsande im Mittelteil der großen Leedünen dargestellt. Auch hier sind die Verbindungslinien zwischen den Daten (Punkten) nur als Hilfsmittel für den optischen Vergleich gedacht. Wie bei den vorangegangenen Darstellungen für die Dünen im Famara- und Corralejo-Gebiet (Fig. 2.9 und 2.27) treten in den Zeitreihen mancherlei schwer erklärbar unregelmäßige Schwankungen auf. Der generelle Verlaufstrend für die mittleren Korngrößen zeigt für die Anfangsphase 1985–1991/92 trotz erheblicher Schwankungen vorrangig überdurchschnittliche Mz phi-Werte (= relativ feinkörnige Sande), während in der Folgezeit bis 2005 mit wenigen Ausnahmen die negativen Anomalien (= relativ gröbere Sande) überwiegen.

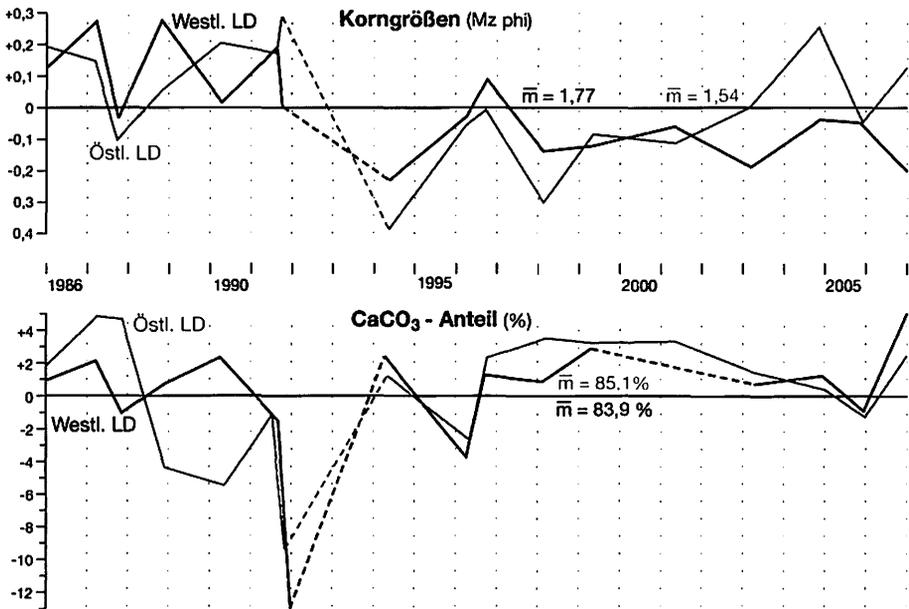


Fig. 2.23 Zeitliche Entwicklung von Korngrößen (Mz phi) und Kalkgehalt (%), westliche und östliche Leedüne Jandia (Anomaliendarstellung)

Bei der westlichen Leedüne ist dieser Trend besser ausgeprägt als bei ihrem östlichen Gegenstück. So veränderte sich am Kamm der westlichen Leedüne das Verhältnis der Mittelsande (0,63–0,2 mm) zur Feinsandfraktion 0,2–0,1 mm von 84,4 % / 15,0 % in den Jahren 1985–91 auf 93,8 % / 5,8 % in den Jahren 1999–2005 (n jeweils 5). Die dominante Stellung der Mittelsande hat sich im Laufe der Zeitserie also noch erheblich verstärkt. Da eine entsprechende zeitliche Entwicklung nicht gleichermaßen und gleichzeitig in allen Dünengebieten der östlichen Kanaren auftrat, können übergeordnete klimatisch-meteorologische Faktoren nur eingeschränkt zur Erklärung dienen.

Es liegt nahe, den Trend zu größeren Sanden im Laufe der Untersuchungsperiode im Zusammenhang mit den Größen- bzw. Höhenverlusten der Dünen während dieser Zeit zu sehen, die ja bei der westlichen Leedüne besonders ausgeprägt waren (vgl. Abschnitt 2.3.3 mit Fig. 2.19 und Tabelle 2.21). Natürlich wurde diese negative Sandbilanz der Dünen durch meteorologische Faktoren mitbestimmt (höhere Niederschläge, größere Vegetationsdichte im Einzugsgebiet; vgl.dazu Abschnitt 2.3.2). Die Höhenabnahme der Dünen bietet allein noch keine hinreichende Erklärung für die Verschiebungen im Korngrößenpektrum, sondern mehr die damit einhergehende abnehmende Dünenaktivität. Diese kommt in den Dünenformen zum Ausdruck, deren Dorsale in jüngerer Zeit im mittleren und unteren Dünenabschnitt eher als gerundeter Rücken denn als scharfer dachförmiger Firstgrat erscheint (z. B. Fotos 12 und 13 im Vergleich). Auch hier könnte man von einer „Alterung“ im Sinne von H. BESLER (2001) sprechen, wie sie wohl nicht nur auf barchanoide Dünen beschränkt bleibt. Der aktuelle Zustand der westlichen Leedüne könnte sogar als „absterbend“ bezeichnet werden. Dabei erlaubt die im mittleren und unteren Abschnitt nur noch 1–2 Meter hohe Westflanke

der Düne (Januar 2007) stärker als früher eine Zufuhr größerer Sande aus den angrenzenden Ablagerungen des Barranco del Salmo.

Wie in anderen Dünengebieten der Ostkanaren sind größere Sande trendmäßig mit höheren Kalkanteilen verbunden (Fig. 2.23 unten). Die Ursachen der auffällig geringen Kalkwerte im August 1991 sind nicht bekannt. Dieser singuläre Einbruch bei den Kalkanteilen betraf nicht nur die großen Leedünen, sondern noch andere Dünenablagerungen an der Sotaventoküste der Jandía-Halbinsel, in geringerem Maße sogar auch die Dünen im Corralejo-Gebiet Nordost-Fuerteventuras. Bei diesen überraschenden Werten ist ein systematischer Fehler der Labor-Analysen nicht ganz auszuschließen.

Die in Tab. 2.25 zusammengestellten Pentaden-Mittelwerte liefern ein vereinfachtes Bild der zeitlichen Veränderungen durch Dämpfung der Extreme und individuellen Schwankungen in der graphischen Darstellung Fig. 2.23. Der Trend tritt dadurch besser hervor.

Für die westliche Leedüne ergibt sich aus der Zusammenstellung eine durchgängige Zunahme der mittleren Korngröße mit stärkstem Anstieg von 1985/90 auf 1991/95 (bis Januar 2007 weiterer Anstieg auf Mz 1,56 phi = 0,340 mm), während bei der östlichen Leedüne, die in geringerem Maße vom Größenverlust betroffen war, die Pentade 2001/05 wieder eine Abnahme der Korngröße aufweist, fortgesetzt bis 2008 mit Mz 1,72 phi (= 0,308 mm). Die Sortierungsmittel in Tab. 2.25 lassen keine regelhaften Veränderungen innerhalb der Zeitfolge erkennen, während auf breiterer Datenbasis mit zunehmender Korngröße auch die Sortierung der Kammsande trendmäßig wächst (Fig. 2.21 a).

Wenn die Zeitreihen von mittlerer Korngröße und Kalkgehalt für die drei eingehend untersuchten Dünengebiete der Ostkanaren verglichen werden (Fig. 2.9, 2.17 u. 2.23), dann treten darin die Unterschiede stärker hervor als die Übereinstimmungen. Selbst gleichlaufende Veränderungen (z. B. zunehmende Korngrößen) sind oft nicht zeitgleich. Das spricht dafür, dass die zeitlichen Veränderungen des Dünenmaterials nicht einfach aus den übergeordneten klimatisch-meteorologischen Abläufen zu erklären sind, sondern stark von lokal wirksamen Faktoren und Formänderungen der Dünen beeinflusst werden. Die Formänderungen stehen zwar auch im Zusammenhang mit dem klimatisch-meteorologischen Geschehen, doch setzt der Mangel an hinreichend detailliertem Datenmaterial einer näheren Untersuchung dieser Zusammenhänge Grenzen.

Tab. 2.25 Pentaden-Mittelwerte der mittleren Korngröße (Mz phi, mm) und der Sortierung für die Kammsande der großen Leedünen an der Sotaventoküste von Jandía

		1985-1990 (n =5)	1991-1995 (n =4)	1996-2000 (n =5)	2000-2005 (n =4)
Westliche Leedüne (n = 5)	Mittl. Korngröße				
	Mz phi (mm)	1,90 (0,270)	1,74 (0,303)	1,71 (0,309)	1,69 (0,313)
	Sortierung Si	0,387	0,345	0,375	0,389
Östliche Leedüne (n = 3)	Mittl. Korngröße				
	Mz phi (mm)	1,65 (0,320)	1,53 (0,344)	1,41 (0,375)	1,56 (0,339)
	Sortierung Si	0,391	0,425	0,503	0,471

Abschließend bleibt noch kurz auf das Material der kleinen keilförmigen Dünen und Sandanhäufungen im weiteren Verlauf der Küste am Südostfuß des Jandía-Gebirges in Richtung Morro Jable einzugehen. Auch diese Dünen liegen nahe dem Ausgang von Tälern. Im Küstensaum vermengen sich die durch Strandversetzung südwestwärts verlagerten Kalksande mit basaltischem Material aus den Gebirgstälern. Tab. 2.26 liefert einige Daten zur Materialbeschaffenheit der kleinen Dünen. Wegen der Unterschiede in Zahl und Entnahmezit der Sandproben sind die Werte nicht streng vergleichbar.

Während die Strandsande in diesem Küstenabschnitt mit 82–86 % meist sehr kalkreich bleiben, sind die Dünensande durch Beimengung basaltischen Materials aus dem Tälern deutlich kalkärmer. Dennoch nimmt der Kalkgehalt der Dünensande entlang der Küste nicht weiter ab, da ihre Materialzufuhr ganz überwiegend aus den trocken-gefallenen kalkreichen Strandsanden erfolgt. Dass der Kalkgehalt der Dünensande gegen Ende des Sandstrandes Richtung Morro Jable wieder deutlich zunimmt, wird dadurch bedingt, dass sich nahe der Punta de Matorral eine breite Sandablagerung zwischen Gebirgsrand und Küstenlinie einschaltet, die von Halophyten bewachsen ist („saladares“) und die Zufuhr basaltischen Materials aus dem gebirgigen Hinterland besonders beeinträchtigt (vgl. auch die Karte Fig. 2.18). Während die mittlere Korngröße der Dünen-Kammsande sich um 2 phi (= 0,25 mm) gruppiert, nimmt die Sortierung entlang der Küste gegen Südwesten trendmäßig etwas ab. Durch die Beimengung schwerer Basaltsande kann die Lagerungsdichte der Dünen-Kammsande bis auf Werte um 1,7–1,8 g/cm³ ansteigen. Zeitreihen sind für diese kleinen Dünen wegen der geringen Datendichte nicht zu erstellen, doch besteht in letzter Zeit ein Trend zunehmender Korngrößen und Kalkgehalte.

Tab. 2.26 Texturparameter und Kalkgehalt von Kammsanden der kleinen Leedünen nahe den Barranco-Mündungen am Südostfuß des Jandía-Gebirges sowie von Strandsanden dieses Küstenabschnitts

Lokalität	Mittl. Korngröße Mz phi = mm	Sortierung Si	Kalkgehalt %
Bco.de Los Canarios (n = 4)	1,88 = 0,274	0,370	66,1
Bco. del Mal Nombre (n = 10)	2,06 = 0,241	0,391	69,3
Bco. del Esquinzo (n = 4)	2,07 = 0,240	0,398	70,4
Nahe Morro Jable (n = 6)	1,85 = 0,280	0,411	75,9
Strandsande (n= 7)	1,85 = 0,280	0,443	84,7

2.3.8 Anhang: weitere Sand- und Dünengebiete der Jandía-Halbinsel

Wo an der Nordküste der Jandía-Halbinsel (Playa de Barlovento de Jandía) nahe der Punta Paloma die niedrige Pared-Landenge von den höheren Aufragungendes Jandía-Gebirges abgelöst wird, ist nahe der Loma de Cuchillete eine Kletterdüne vom auflandigen Passat hangaufwärts gegen das Gebirge vorgetrieben worden. Sie hebt sich als schmaler heller Kalksandsteinstreifen deutlich vom dunklen basaltischen Substrat

des Gebirges ab. Lokale Sandaufwehungen am Luvhang treten auch im weiteren Verlauf des Gebirges auf.

Weiter westlich ist zwischen dem steilen Nordabfall des Jandía-Gebirges und dem Sandstrand der Nordküste (Playa de Cofete) eine Bergfuß-Schuttrampe eingeschaltet, die stellenweise reich an Sandablagerungen ist. Einschnitte von kleinen Tälern und Erosionsgräben geben Einblick in die komplexen Ablagerungen. Grobsedimente (Fanglomerate) aus dem Gebirge und Sandaufwehungen aus dem Küsten- bzw. Schelfbereich (Paläodünen) sind hier miteinander verzahnt. Der äolische Charakter der Sande wird durch die Probedaten belegt: Mz phi 1,85 (= 0,28 mm), Si 0,417, Kalkgehalt 82,4 %.

An der Küste ist ein breiter Strand mit hellen Sanden ausgebildet (Playa de Cofete), an den sich ein Streifen mit Sandwehen und Sanddecken in der offenen Halbwüstenvegetation anschließt. Die Sträucher (bes. *Launaea arborescens*) sind in diesem Bereich stark windgeschoren. Die mobilen und pflanzengebundenen Dünensande sind gut sortiert (Si 0,300–0,400), relativ grobkörnig (Mz phi 1,6–1,8 = 0,30–0,33 mm) und durch Beimengung basaltischen Materials mit rund 65–70 % kalkärmer als die Dünensande der Soravento-Küste.

Am westlichen Ende der Jandía-Halbinsel setzt das Gebirge aus und gibt Raum für die Fläche des Llano de Angostura. Dort können die Winde aus NNE weitgehend ungestört von der Nord- zur Südküste wehen (dazu auch Abschnitt 2.3.5). In der zweiten Hälfte der 80er Jahre waren hier neben mobilen Driftsandten noch zahlreiche frische pflanzengebundene Sandwehen vorhanden. Seitdem ist die Sand- und Dünenbedeckung bis auf kleine reliktsche Sandkuppen stark zurückgegangen. Offensichtlich hat sich auch in diesem Gebiet die Sandbilanz negativ entwickelt. Tab. 2.27 enthält Angaben zum Dünenmaterial.

Je nach Lage und Zeit der Probenahme streuen die Werte erheblich (Extreme in Klammern). Durch Beimengungen aus dem basaltischen Substrat wird der Kalkgehalt verringert. Deflations-Steinpflaster und Salzböden nehmen im küstennahen Bereich am Westende der Jandía-Halbinsel weiten Raum ein.

Tab. 2.27 Texturparameter und Kalkgehalt von Sandwehen und -kuppen am Westende der Jandía-Halbinsel (Llano de Angostura), (n=5)

Mittl. Korngröße Mz phi = mm	Sortierung Si	Kurtosis Kg	Schiefe Sk	Kalkgehalt %
1,77 = 0,30 (1,59-2,10)	0,499 (0,320-0,608)	1,048	0,046	74,4 (62,6-81,5)

2.4 Addendum: Das Dünenfeld bei Maspalomas (Gran Canaria)

2.4.1 Zielsetzung

Das Dünengebiet von Maspalomas/Playa del Inglés im Süden von Gran Canaria wurde seit dem Sommer 1973 mehrfach besucht, jedoch nicht fortlaufend untersucht. Die nachfolgende Darstellung dient als Vergleichsmaterial zu den eingehender behandelten Dünen der Ostkanaren sowie zur Dokumentation der im Gebiet entnommenen Sandproben. Dabei ist auch auf frühere Publikationen zurückzugreifen, so auf die Studien von H. KLUG (1968, 1993), K. PRIESMEIER (1973), J. MARTÍNEZ et al. (1986, 1990) und P. HÖLLERMANN (1997 a, 1997 b). Letzthin ist das Dünengebiet eingehend von L. Hernández Calvento und einer Forschergruppe der Universidad de Las Palmas de Gran Canaria untersucht worden (u. a. L. HERNÁNDEZ CALVENTO 2002, 2004 sowie E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO et al. 2007). Diese Studien betreffen sowohl den aktuellen Zustand des Dünensystems als auch seine Veränderungen seit 1960, die durch Auswertung von Luftaufnahmen erfasst werden konnten (Näheres dazu in Abschnitt 2.4.7).

2.4.2 Lage der Dünen

Das wohl bekannteste Dünengebiet der Kanaren von Maspalomas/ Playa del Inglés im äußersten Süden von Gran Canaria weist lediglich eine Fläche unter 4 km² (357 ha) auf, wobei der mobile Teil mit Wanderdünen sogar nur ca. 250 ha einnimmt. Das aktive Dünenfeld breitet sich im Südosten eines pleistozänen Fanglomeratfächers aus, den der Barranco de Fataga deltaartig gegen das Meer vorgebaut hat (Fig. 2.24, Foto 14). Dieser Schwemmfächer unterlag einer komplexen pleistozän-holozänen Morphogenese mit Zerscheidung, Terrassierung und wechselnder Küstendynamik (dazu bes. H. KLUG 1968 und 1993 sowie J. LIETZ 1973). Die mobilen Dünen überlagern eine periphere Abrasionsplattform mit holozänen Strandwällen („barras“) und Teile der 2 m-Terrasse. Das Dünenfeld ist somit junger Entstehung.

Das Dünenfeld erstreckt sich in Ost-West-Richtung über 2,5–3 km Länge von der Playa del Inglés bis bis zur westlichen Playa de Maspalomas und zum Barranco de Fataga, der außerhalb der Regenzeit das offene Meer nicht erreicht, sondern in einer palmengesäumten Brackwasser-Lagune („charca“) endet. Beim winterlichen Abkommen des Barranco wird der sperrende Sandwall durchbrochen und Sandmaterial dem Meer zugeführt. In Süd-Nord-Richtung ist das Dünengebiet nur 1–2 km breit. Die Playa de Maspalomas bildet die Südgrenze. Im Nordosten wird das Dünenfeld von einer hohen Steilböschung begrenzt (fossiles Kliff bzw. Terrassenkante des Fataga-Fächers, „Terrasse von El Inglés“) und greift entlang der niedrigen Fataga-Terrassen noch ein Stück landeinwärts vor (Fig. 2.24, Foto 14). In diesem nördlichen Abschnitt überwiegen die durch Bewuchs behinderten oder fixierten Dünen und Sandfelder. Dort sind im Bereich der 6 m-Terrasse auch pleistozäne Paläodünenablagerungen (kalkverfestigte Äolianite) erhalten geblieben (H. KLUG 1993, S. 113). Das Sand- und Dünengebiet unterliegt als „Paraje Natural de Interés Nacional“ dem Gesetz zum Schutz der Naturräume vom Juli 1987 und gilt seit Dezember 1994 als „Reserva Natural Especial“, ist jedoch starkem touristischen Druck ausgesetzt (dazu Abschnitt 2.4.7). Im Norden wird der Anschluss

zum Hinterland durch die gereihete Ballung der Touristenzentren von San Agustín über Playa del Inglés und Sonnenland-Campo de Golf bis Maspalomas und Playa Las Meloneras abgeschnitten („Costa Canaria“) (Foto 14).

2.4.3 Dünenformen

An der Ostseite des Feldes schließt sich an den Sandstrand der Playa del Inglés zunächst ein schmaler Streifen mit wenige Meter hohen Kupstendünen an (Fig. 2.24, Foto 14), die durch Halophyten (bes. *Traganum moquinii*) bewachsen und dadurch lagefixiert sind. Weiter westlich leiten barchanoide Dünen und Dünenketten mit 3–4 m Höhe zum zentralen Dünen-Hauptfeld über. Die Dünenhöhe nimmt dabei zunächst von E nach W zu. Im zentralen Hauptfeld dominieren gereihete Barchane bzw. barchanoide Transversaldünen mit annähernd nord-südlichem Kammverlauf quer zur vorherrschenden Windrichtung, die bis gegen 10–15 m hoch werden können. Als Maximum wurden 17,8 m gemessen, doch geht die mittlere Dünenhöhe des Feldes kaum über 5 m hinaus (J. MARTÍNEZ et al. 1986, S. 30 u. 123). Mit sanfteren Böschungen gegen Osten und steilen geschwungenen Flanken gegen Westen zeigen die barchanoiden Transversaldünen die dominierenden morphodynamisch wirksamen Winde östlicher und nordöstlicher Herkunft (Foto 14, Foto 15 a). Bei Windwechsel aus westlichen Richtungen kommt es jedoch im Kammbereich oft zu einer Asymmetrienumkehr mit kleinen Aufsitzerdünen, deren Steilabfall dann gegen Osten gerichtet ist (Foto 15 b). Es handelt sich also um Umkehrdünen („reversal dunes“).

Im Zentralteil sind die Dünenketten stärker miteinander verbunden und bilden damit ein komplexes Muster, das mit einigen Einschränkungen an Aklé-Dünen des nordafrikanisch-saharischen Raumes denken lässt (Foto 16, dazu auch Abschnitt 2.4.4).

Im Süd- und Südwestteil des Sand- und Dünenfeldes sind mobile unbewachsene Dünenformen parallel zur Südküste (Playa de Maspalomas) westwärts bis zur Charca-Lagune des Barranco de Fataga verbreitet (Fig. 2.24). Der Abstand der Dünenketten nimmt von Osten nach Westen zu (Foto 14). Im Nord- und Nordwestteil des Feldes (Richtung Golfplatz und im Lee des keilförmigen Segmentes des pleistozänen Fataga-Fächers) sind die Dünen und Sandflächen dichter bewachsen und unregelmäßiger gestaltet. Dort treten auch Deflationsformen auf. Der vorliegende Text beschränkt sich auf den Bereich mit aktiven Dünen.

J. MARTÍNEZ et al. (1986, S. 32) lieferten anhand von Luftbildern (Aufnahme März 1977) eine Statistik der Dünenformen, die auch von H. KLUG (1993, S. 117) referiert wird. Demnach treten im Gebiet 192 Dünen auf, von denen insgesamt 64,6 % auf den Transversaltyp und 33,7 % auf den Barchantyp entfallen. Angesichts der im Gelände zu beobachtenden Übergänge von kleinen und größeren Barchanen zu gereihten Barchanen und Transversaldünen bis zu komplexen aklé-artigen Strukturen erscheint eine klare statistische Differenzierung allerdings schwierig. In den Verbreitungsskizzen (J. MARTÍNEZ et al. 1986, S. 34 f.) kommt die eher periphere Verbreitung der Barchane gut zum Ausdruck.

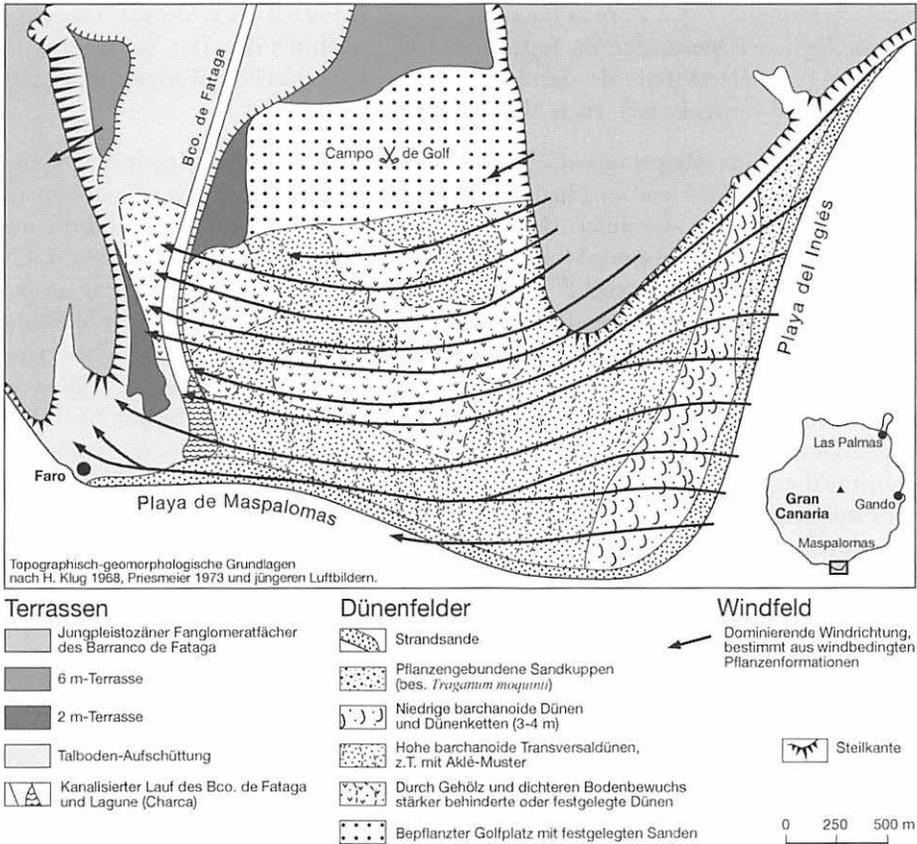


Fig. 2.24 Dünenfeld von Maspalomas/Playa del Inglés (Gran Canaria) mit Windfeldkartierung 1997 (aus P. HÖLLERMANN 1997 b)

2.4.4 Klima und Windregime

Das Maspalomas-Gebiet in Leelage der Insel Gran Canaria gehört mit 23°–23,5° C mittlerer Jahrestemperatur zu den wärmsten und sonnenscheinreichsten Lokalitäten der Kanarischen Inseln. Im Jahresmittel sind 261 Tage wolkenfrei. Der mittlere Jahresniederschlag von Maspalomas beträgt 76,2 mm mit durchschnittlich 14 Regentagen pro Jahr (Periode 1951–1999, nach A. I. HERNÁNDEZ CORDERO et al. 2006, S. 71). Wegen der großen Unzuverlässigkeit der Niederschläge (Variationskoeffizient 83,4 %) bleibt die Mehrzahl der Jahre gegenüber dem Mittel zurück. Die Extreme der Jahresniederschläge variieren zwischen 8,0 mm und 316,7 mm. Die Niederschläge fallen zu 76 % in den Monaten November bis Februar, doch bleiben die Mittel aller Monate des Jahres arid. Der Ariditätsindex nach E. de MARTONNE (1926) liegt bei 3,0.

Als Oberflächentemperaturen trockener Dünen sands im Maspalomas-Gebiet wurden Ende Februar am Mittag 46° C gemessen (J. P. FRAHM 1973, S. 103), Mitte September bis über 55° C. Dabei handelt es sich lediglich um stichprobenartige Messungen und

nicht um Extreme. Fig. 2.25 stellt für eine Düne im Südostteil des Feldes den Tagesgang meteorologischer Messungen im September 1992 graphisch dar. Der Wärmegang ist schon in 12 cm Tiefe unter der Sandoberfläche wegen schlechter Wärmeleitung stark gedämpft und verzögert (vgl. auch Abschnitt 1.2).

Das Windfeld im Maspalomas-Gebiet weist durch Einflüsse des Inselreliefs einige Besonderheiten auf. Während am Flughafen von Gando an der Ostküste von Gran Canaria der NNE-Passat stark dominiert (N- und NE-Richtung der 8-teiligen Windrose mit zusammen 81 % aller Terminbeobachtungen; resultierendes Driftpotential von 12° NNE gegen 192° SSW), wird der Passat im weiteren Verlauf in Anpassung an das Inselrelief bzw. den Küstenverlauf auf $65\text{--}80^\circ$ ENE abgelenkt und weht an der Südküste schließlich aus östlichen Richtungen. Windfeldkartierungen anhand windbedingter Pflanzendeformationen ergeben für den Ost- und Nordteil des Maspalomas-Feldes vorherrschende Winde aus $50\text{--}70^\circ$ NE, für den Süd- und Westteil solche aus $70\text{--}110^\circ$ E (Fig. 2.24 aus P. HÖLLERMANN 1997 b, S. 287). Als Mittel für das gesamte Sand- und Dünenfeld ergibt sich eine Drift aus $80,5^\circ$ ENE, die zur Verlagerung der Dünen von der Playa del Inglés im Osten gegen WSW–W bis zur westlichen Playa de Maspalomas und zum Barranco de Fataga führt.

Diese vorherrschende Driftrichtung kommt in den Dünenformen mit sanfterer Ostflanke und steilerer Westböschung zum Ausdruck (Foto 15 a). Nach den detaillierten Untersuchungen von J. MARTÍNEZ et al. (1986) verläuft die Symmetrieachse der Dünen von 79° ENE nach 259° WSW, während die Hauptdriftrichtung als Resultante nordöstlicher und südöstlicher Winde davon kaum abweichend aus 81° ENE kommt (a. a. O., S. 51 u. 147). Eigene Messungen der leeseitigen Slipface-Expositionen ergaben im September 1992 einen Mittelwert von $256,5^\circ$ WSW ($n = 52$) und im Dezember 1996 von $257,5^\circ$ WSW ($n = 79$), entsprechend einer morphodynamisch effektiven Driftrichtung aus 77° ENE. Die Längsrichtung von Leedünen wurde mit 250° WSW eingemessen ($n = 8$). Die pflanzengestützte Windfeldkartierung, die morphometrischen Messungen im Gelände und die früheren Befunde von J. MARTÍNEZ et al. (1986) weisen also übereinstimmend auf eine vorherrschende Driftrichtung von rund 80° ENE gegen 260° WSW hin.

Dem gegenüber steht eine bemerkenswerte Häufigkeit westlicher Winde. Während der Feldkampagne im September 1992 (2 Wochen) standen 20,4 % der Winde aus dem östlichen Sektor (NE-E-SE) 61,3 % aus dem westlichen Sektor (NW-W-SW) gegenüber. Selbst im Dezember 1996 (1 Woche) erreichte der Anteil der Winde aus SW und W noch mehr als ein Drittel aller Registrierungen. Einjährige Messungen (März 1984–Februar 1985) am Hotel Faro de Maspalomas westlich des Dünenfeldes ergaben für den Westsektor 49,9 % aller tageszeitlichen Terminbeobachtungen, bei nur 30 % aus dem Nordost- und 16 % aus dem Südostsektor (Daten nach J. MARTÍNEZ et al. 1986, S. 15). Dabei ist der höchste Anteil westlicher Winde in den Sommermonaten zu finden, während die passatischen Winde aus NE und E in den Übergangsjahreszeiten am häufigsten sind. Im Sommer kommt es an der wolken- und bewuchsarmen Südabdachung der Insel zu einer starken Aufheizung der Landoberfläche, zu einem Aufstieg der Warmluft und zu einem Nachströmen der Luft aus tieferen Lagen und vom Meer. Die auflandigen Seewinde greifen im Dünengebiet von Maspalomas vornehmlich

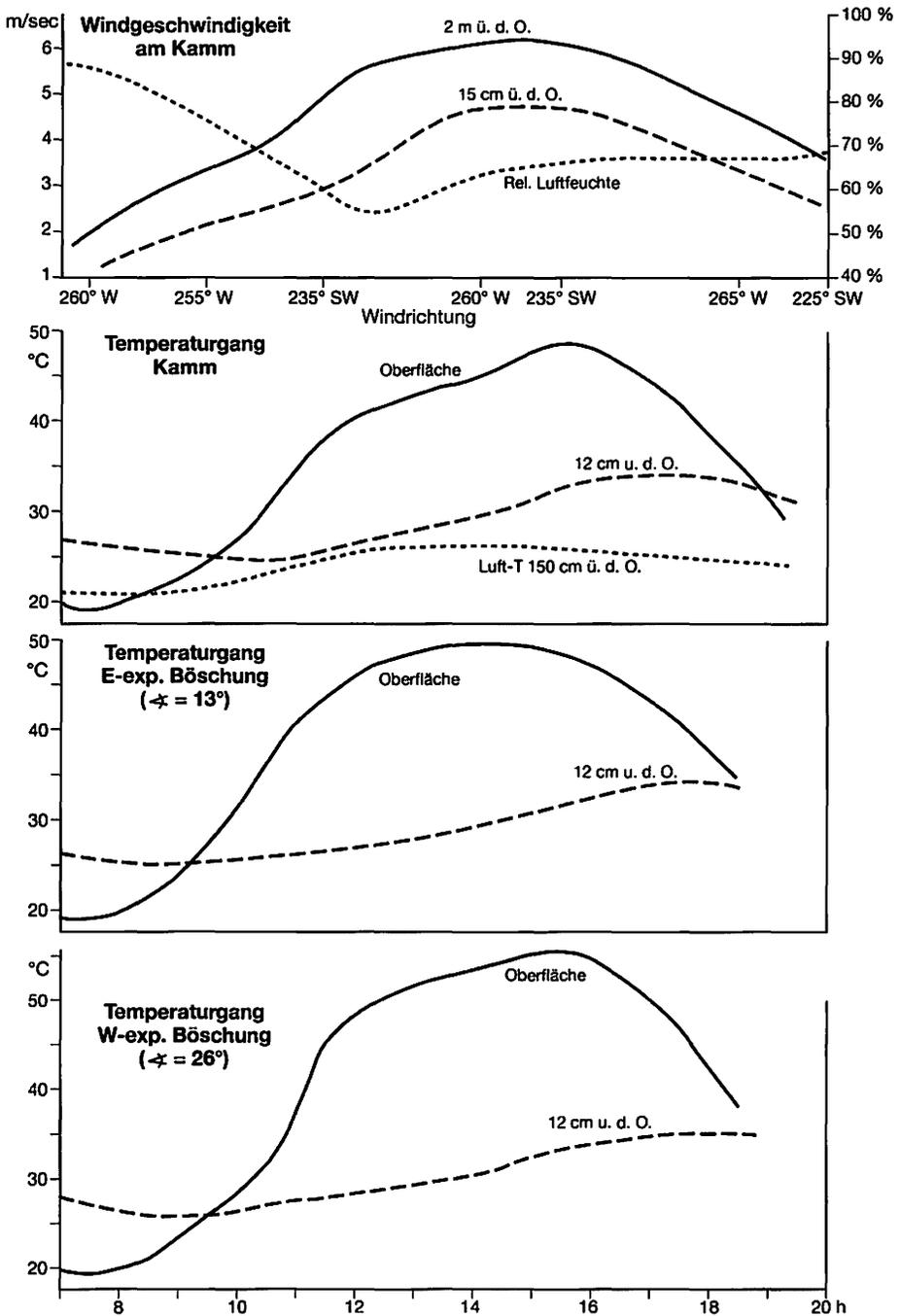


Fig. 2.25 Meteorologischer Tagesgang für Düne im Maspalomas-Gebiet (17./18.9.1992)

aus westlichen und südlichen Richtungen auf das Land über. Anders als in den meisten Dünengebieten der Kanaren erreicht der (abgelenkte) Passat hier nicht im Sommer seine größte Häufigkeit und Beständigkeit, sondern in den Übergangsjahreszeiten bis in den Winter hinein. Im Maspalomas-Gebiet liegt also ein komplexes Windregime mit unterschiedlichen, großenteils gegenläufigen Luftströmungen vor.

Leider sind die Messungen am Hotel Faro de Maspalomas hinsichtlich der Windgeschwindigkeit nicht für morphodynamische Auswertungen verwertbar, da die Bebauung und der hohe Bewuchs im Umfeld der Messstation zu starker Oberflächenrauigkeit und damit zu erheblich herabgesetzten Windgeschwindigkeiten führten (Mittel um 4 m/sec).

Neuere und detailliertere Windregistrierungen 1997–2005 aus dem Maspalomas-Gebiet (INM-Station nahe dem Faro de Maspalomas) bestätigen das Überwiegen westlicher Winde (36,2 % aus WSW, W und WNW) gegenüber den nordöstlichen und östlichen Winden (28,8 % aus NE, ENE und E) (E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO et al. 2007, S. 5 f.). Die winterlichen Winde aus NE und E sind jedoch stärker als die sommerlichen Winde aus westlichen Richtungen und bestimmen daher die Hauptrichtung der Dünenbewegung. Die morphodynamisch wirksamen „Sandwinde“ erreichen im Februar ihr Maximum mit 54,5 % der Terminbeobachtungen (zum Windregime vgl. auch L. HERNÁNDEZ CALVENTO 2006, S. 142 ff.). Die westlichen Winde der Sommermonate sind für die „longshore drift“ und Küstengestaltung der Playa de Maspalomas von Bedeutung.

Der Wechsel von der östlichen passatischen Strömung zu Winden aus dem Westsektor führt zu Asymmetrienumkehr im Kammbereich der Dünen mit kleinen „Aufsitzerdünen“, deren Slipface dann gegen Osten gerichtet ist (Umkehrdünen, „reversal dunes“, Foto 15 b). Das komplexe Windregime fördert im Kern des Feldes das Gefüge der barchanoiden Transversaldünen zu einem Muster, das z. T. an nordafrikanische Aklé-Dünen denken lässt (Foto 16). Nach H. BESLER (1987, 1992, 2001) entstehen Aklé-Dünen durch alternierende, annähernd gegenläufige Winde bei reichhaltigem Sandangebot, wobei die Dünenhöhe aber in der Regel unter 10 Metern bleibt. Diese Voraussetzungen sind im Sand- und Dünenfeld von Maspalomas/Playa del Inglés gegeben.

Das komplexe, vom meteorologischen Grundmuster der Kanaren abweichende lokale Windregime ist zugleich mit einem ungewöhnlichen Jahresgang der relativen Luftfeuchtigkeit verbunden. Während gewöhnlich im trocken-warmen Sommer auch die niedrigsten Werte der relativen Luftfeuchte auftreten, sind nach den Aufzeichnungen des Hotels Faro de Maspalomas für 1984/85 gerade die Sommermonate Juni bis September mit 75–89% am feuchtesten (Jahresmittel 72,8 %; Daten bei J. MARTÍNEZ et al. 1986, S. 15). Die sommerlichen auflandigen Seewinde aus W und SW sind als Meeresluft feuchter als die passatische Strömung aus NE und E.

2.4.5 Dünenbewegung

Die morphometrischen Dünendaten wie die Windfeldkartierung zeigen für das Maspalomas-Gebiet einen Mittelwert des resultierenden Driftpotentials von rund 80° ENE gegen 260° WSW an (Abschnitt 2.4.4). Die großen Dünen bewegen sich an-

geblich um 2–5 Meter pro Jahr in diese Richtung (nach I. NADAL et al. 1983, zitiert in J. MARTÍNEZ et al. 1986, S. 92 u. 147). Neuere und detailliertere Angaben zur Dünenbewegung ergeben sich aus einem Luftbildvergleich 2003–2006 (L. HERNÁNDEZ CALVENTO et al. 2007, S. 107 ff., E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO et al. 2007, S. 14 ff.). Bei erheblichen Unterschieden innerhalb des Feldes fand sich dabei eine durchschnittliche Dünenbewegung von 7,9 m/Jahr. Vergleichbare Werte zwischen 5 und 8 m/Jahr ergaben sich auch bei GPS-Messungen nahe der mittleren Playa de Maspalomas. Die größten Versetzungen sind im Ostteil des Dünenfeldes anzutreffen, insbesondere nahe der Playa del Inglés mit ihren niedrigen Dünenformen (10–19 m/Jahr), während die Mittelwerte im Zentral- und Südwestteil mit hohen Dünen um 6–7 m liegen. Das sind dann vergleichbare Beträge der Dünenbewegung wie im Zentralteil des Corralejo-Dünenfeldes in NE-Fuerteventura (vgl. Abschnitt 2.2.5). Eigene Messungen zur Dünenbewegung wurden im Maspalomas-Gebiet nicht durchgeführt.

2.4.6 Dünenmaterial

Die Monographie über die Maspalomas-Dünen von J. MARTÍNEZ et al. (1986) enthält ausführliche und durch zahlreiche Tabellen und Statistiken dokumentierte Informationen über das Dünenmaterial, worauf nachfolgend fallweise eingegangen wird. Analysen der Dünensande finden sich auch bei L. HERNÁNDEZ CALVENTO (2006, S. 107) sowie E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO et al. (2007, S. 9 f.). Im vorliegenden Abschnitt geht es jedoch schwerpunktmäßig um die Darstellung der Ergebnisse eigener Feldstudien mit der Entnahme von Sandproben in den 90er Jahren.

Das Material des Sand- und Dünengebietes von Maspalomas/Playa del Inglés besteht aus einem Gemenge von Sanden vulkanitischer und karbonatischer Zusammensetzung. Die vulkanitischen, vorrangig phonolithischen Komponenten werden durch Barrancos aus dem gebirgigen Hinterland zur Südküste um San Agustín transportiert und dort weiter zu Sanden aufbereitet. Der primäre Ursprung der bioklastischen Kalksande (Calcit, Aragonit) ist im breiten Schelfgebiet der Maspalomas-Umrahmung zu suchen. Kalkarenitische Paläodünen sind allerdings weitaus seltener als in den Dünengebieten der Ostkanaren, wohl weil sie von holozänen Verschiebungen der Küstenlinie angegriffen und aufbereitet wurden. So blieben Reste von Äolianiten weiter landeinwärts auf Terrassen des Barranco de Fataga erhalten (H. KLUG 1993, S. 113). Jedoch wurden auch auf Deflationsflächen innerhalb des Dünenfeldes Kalkarenite an der Dünenbasis freigelegt (L. HERNÁNDEZ CALVENTO 2006, S. 80 ff., E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO et al. 2007, S. 13). Der Kalkgehalt der Dünensande (Kamm- bzw. Firstsande im Mittel um 55 % mit starker raum-zeitlicher Streuung der Einzelwerte) ist höher als im Famara-Gebiet von Lanzarote (Mittel um 37 %), bleibt aber deutlich gegenüber den Dünen auf Fuerteventura zurück (Mittel Corralejo-Dünen um 88%, Leedünen von Jandía um 84–85 %). J. MARTÍNEZ et al. (1986, S. 84) fanden bei ihren Untersuchungen der Maspalomas-Dünen 1984 einen mittleren Kalkgehalt von 48,4 % (37,2–68,5 %), während J. ALCÁNTARA-CARRIÓ (1998) dafür 60,5 % angibt.

Eine pauschale Zusammenstellung der Ergebnisse von Sandproben-Untersuchungen aus den 90er Jahren liefert die Tab. 2.28.

Ein Vergleich der Proben ist nur eingeschränkt möglich, da sie zu unterschiedlichen Zeiten (meist September 1992 und Dezember 1996) entnommen wurden und jeweils eine erhebliche Streuung der Befunde in Abhängigkeit von der Entnahmezeit und vom räumlichen Verbreitungsmuster aufweisen. Hier handelt es sich ja nicht um längerfristige Untersuchungen und Vergleiche von Einzeldünen, sondern um Stichproben aus einem ausgedehnten Sand- und Dünenfeld.

Beim Vergleich von Strandsanden der Playa del Inglés (Tab. 2.28, 3.) im Osten und dem Dünenfeld (Tab. 2.28, 6.) bestätigt sich der Befund von K. PRIESMEIER (1973, S. 69), dass die Dünenlande kalkreicher sind als die Strandsande. Untersuchungen auf breiterer Basis im September 1992 liefern allerdings ein räumlich stärker differenziertes Bild.

Bei den Strandsanden nimmt der Kalkgehalt von Nordosten gegen Südwesten zu. Die Strände bei San Agustín nordöstlich des Dünenfeldes bestehen vornehmlich aus phonolithischen Sanden mit nur 2–4 % Kalkanteil an der Playa de Morro Besudo (Tab. 2.28, 1.) und rund 16 % an der Playa de Las Burras (Tab. 2.28, 2.). Der Kalkgehalt der Strandsande wächst dann von 40,5–52,1 % (Mittel 46,3 %, Tab. 2.28, 3.) an der Playa del Inglés im Osten bis auf 52,7–55,3 % (Mittel 54,4 %, Tab. 2.28, 4.) an der Playa de Maspalomas im Süden des Dünenfeldes an, mit dem höchsten Wert am Westende nahe von Lagune und Leuchtturm. Nur am vorgeschobenen Küstenknick (Punta de Maspalomas bzw. Pta.de la Bajeta), wo die Strände von Inglés und Maspalomas aufeinander treffen, ist der Kalkgehalt lokal durch Beimengungen aus den fossilen Strandwällen und die besonderen Strömungsverhältnisse an dieser exponierten Stelle bis auf 30–33 % abgesenkt.

Auch im Dünenfeld selbst nimmt der Kalkgehalt von Nordosten gegen Südwesten sowie von der Peripherie zum Zentrum hin zu. Im Kern des Feldes erreichen die Kamm- bzw. Firstände der großen Dünen Kalkanteile von 65–70 %, während es die strandnahen Kupsten der Playa del Inglés nur auf 33–44 % bringen (Tab. 2.28, 5.).

Tab. 2.28 Texturparameter und Kalkgehalt von Sanden des Dünenfeldes von Maspalomas/ Playa del Inglés

Materialherkunft	Mittl. Korngröße Mz phi = mm	Sortierung Si	Kurtosis Kg	Kalkgehalt %
1. Strandsande Morro Besudo (n = 2)	2,87 = 0,14	0,343	0,991	3,0
2. Strandsande Pl. Las Burras (n = 1)	2,63 = 0,16	0,389	1,127	15,9
3. Strandsande Pl. del Inglés (n = 4)	2,52 = 0,18 (2,51-2,59)	0,459	1,162	46,3 (40,5-52,1)
4. Strandsande Pl. Maspalomas (n = 5)	2,33 = 0,20 (2,06-2,48)	0,447	1,048	54,4 (52,7-55,3)
5. Kupstendünen Pl. del Inglés (n = 3)	2,70 = 0,15 (2,59-2,79)	0,424	1,076	37,2 (33,0-44,1)
6. Firstsande Dünenfeld (n = 18)	2,18 = 0,22 (1,41-2,80)	0,458	1,102	56,1 (33,4-71,2)
7. Basissande Dünenfeld (n = 6)	2,37 = 0,19 (2,17-2,47)	0,535	1,027	42,9 (31,1-60,0)

Die fixierten Dünen im dichter bewachsenen Nordwestteil des Feldes sind bei weit streuenden Einzelwerten (22–45 %) auch relativ kalkarm. So lässt sich schon aus dem räumlichen Verteilungsmuster der Kalkgehalte auf eine von ENE gegen WSW gerichtete Hauptbewegung mit Herkunft der heutigen mobilen Sande vorrangig von der Playa del Inglés schließen. Die genannten Zahlen basieren auf der Beprobung von 1992. Die Kalkgehalte sind zeitlichen Veränderungen unterworfen (dazu auch weiter unten), doch bleiben die relativen Unterschiede und Abstufungen erhalten. Der Befund von J. MARTÍNEZ et al. (1986, S. 84 u. 91), dass die Kalkgehalte generell in Transportrichtung von Ost gegen West abnehmen, lässt sich durch die Proben aus den 90er Jahren nicht bestätigen und wird auch durch die beigegeführten Skizzen (a. a. O., Fig. 30–32, S. 87–89) nicht überzeugend gestützt.

Sowohl die Strandsande als auch die Dünensande sind relativ feinkörnig (Mittelwerte $Mz\ \phi$ 2,2–2,8 = 0,14–0,22 mm) und gut sortiert (Mittel Si um 0,460). Die mittlere Korngröße hält sich erwartungsgemäß im Bereich der äolischen Hauptfraktion ($Mz\ \phi$ 2–3) nahe der Feinsand-Mittelsand-Grenze. Nach den speziellen Analysen von J. MARTÍNEZ et al. (1986, S. 65) liegt die mittlere Korngröße bei den hellen (leukokraten) Sandkomponenten mit 0,22–0,27 mm etwas höher als bei den dunklen (melanokraten) Komponenten mit 0,22 mm. Die Sortierung zeigt beim Pauschalvergleich keine großen Unterschiede, abgesehen von den nur mäßig gut sortierten Dünen-Basissanden (Tab. 2.28, 7.). Eine sonst verbreitete besonders gute Sortierung der Dünenkamm- bzw. Firstsande tritt in der Pauschalbetrachtung zunächst nicht hervor (vgl. aber weiter unten). Fast alle Sandproben sind wie zu erwarten mesokurtisch (Kg 0,90–1,11); nur einzelne Werte von Strandsanden der östlichen Peripherie übersteigen die Grenze zum leptokurtischen Bereich. Die Schiefe Sk weicht in der Regel nicht weit von der symmetrischen Verteilung ab. Dünentypische positive Werte überwiegen nur bei den Dünen-Firstsanden, negative Werte bei den Strandsanden, strandnahen Kupstendünen und den meisten Dünen-Basissanden.

Die Mehrzahl der Körner (60–70 %) ist bei den darauf untersuchten Proben der Mittel- und Feinsandfraktion von Strand- und Dünenanden kantengerundet, wie schon K. PRIESMEIER (1973, S. 72 f.) fand. Dieser Autor erwähnt auch den von den Strand- zu den Dünenanden leicht zunehmenden Anteil an Schwermineralen um 10–12 %. Eingehende Untersuchungen zum Rundungsgrad der Dünenanden finden sich bei J. MARTÍNEZ et al. (1986, S. 59 ff.).

Für die Korngrößen ergibt sich neben den pauschalen Mittelwerten der Tab. 2.28 eine weitergehende räumlich differenzierte Information aus der Relation der Mittelsande (MS 0,63–0,2 mm) zur Feinsandfraktion FS 0,2–0,1 mm (Tab. 2.29). Beide Fraktionen zusammen machen zwischen 93 und 99 % der jeweiligen Sandproben aus.

Bei den Strandsanden der Playa del Inglés und erst recht bei den angrenzenden bewachsenen Kupstendünen überwiegt die Feinsandfraktion 0,2–0,1 mm stark gegenüber den Mittelsanden. Für die Strandsande der Playa de Maspalomas, die Firstsande der peripher gelegenen Dünen und die Basissande ergibt sich ein nahezu ausgeglichenes Verhältnis. Bei den First- bzw. Kammsanden der großen Dünen im Mittelteil des Feldes ist die Relation dann einseitig zugunsten des Mittelsandanteils verschoben. Hier werden in besonders windexponierter Lage mit häufigen Umlagerungsprozessen im

Tab. 2.29 Relation Mittelsande (0,63–0,2 mm) zur Feinsandfraktion 0,2–0,1 mm und Kalkgehalt von Strand- und Dünenanden des Maspalomas-Gebietes

Material	MS/FS-Relation %	Kalkgehalt %
1. Strandsande Playa del Inglés (n =4)	27,6 : 69,3	46,3
2. Kupstendünen nahe Playa del Inglés (n =3)	18,4 : 74,7	37,2
3. Strandsande Playa de Maspalomas (n =4)	49,7 : 48,9	54,4
4. Dünen-Basissande (n =8)	48,9 : 47,0	42,9
5. Firstsande peripherer Dünen (n =10)	48,1 : 50,3	49,0
4. Firstsande im Zentrum (n =6)	87,4 : 11,5	68,7

komplexen Windregime relativ grobe Sande angereichert. Diese heben sich mit dem Mittel von Mz phi 1,92 (= 0,27 mm) und einer guten Sortierung Si um 0,400 aus den Pauschalangaben für die First- bzw. Kammsande (Tab. 2.28, 6.) deutlich heraus.

Mit der Verschiebung der MS/FS-Relation geht der Trend höherer Kalkgehalte mit wachsendem Mittelsandanteil einher, wie auch schon von J. MARTÍNEZ et al. (1986, S. 84) erwähnt wurde und wie sich im weitergespannten Vergleich mit den Dünengebieten der Ostkanaren bestätigt (dazu auch P. HÖLLERMANN 1997a, S. 57). Die leichteren Kalksandkörner sind bei vergleichbarer Größe besser beweglich als schwerere Körner aus vulkanischen Substraten.

Das Prinzip des räumlichen Verteilungsmusters von Materialeigenschaften der Dünenande im Maspalomas-Gebiet lässt sich nochmals übersichtlich entlang einer Profillinie verfolgen, die vom Nordteil der Playa del Inglés gegen Südwesten in das zentrale Dünenfeld zieht und dann parallel zur Maspalomas-Küste westwärts bis zur Lagune des Barranco de Fataga verläuft (Profillänge ca. 4 km). Der Kalkgehalt der Dünenfirstsande steigt von 35–45 % im Nordostteil des Feldes nahe der Playa del Inglés bis auf ca. 70 % im Mittelteil an, um dann westwärts bis zur Lagune wieder bis auf 53–60 % abzunehmen. Die mittlere Korngröße der Sandproben wächst von Mz phi 2,7–2,3 (= 0,15–0,20 mm) der Dünen im Nordosten nahe der Playa del Inglés auf Werte von Mz phi 2,0–1,5 (= 0,25–0,35 mm) im Mittel- und Südteil des Feldes und sinkt zur westlichen Peripherie nahe der Lagune wieder leicht auf Mz phi 2,4–2,3 (= 0,19–0,20 mm) ab. In diesem Raummuster überlagern sich der Nordost-Südwest-Wandel in der Hauptdriftrichtung mit einem peripher-zentralen Wandel, der durch abweichende Windrichtungen und marin-litorale Einflüsse zustande kommt. Die von J. MARTÍNEZ et al. (1986, S. 84 u. 93 f.) dargestellte Abnahme von mittlerer Korngröße und Kalkgehalt in der Hauptdriftrichtung Nordost-Südwest sowie von der Peripherie zum Zentrum lässt sich also durch die Probedaten vom September 1992 nicht bestätigen (vgl. auch weiter oben).

Regelmäßigkeiten des Materialwandels im Luv-Lee-Profil einzelner Dünen sind nur eingeschränkt zu erkennen. Allerdings wurden lediglich drei große Dünen zu unter-

schiedlichen Zeiten darauf untersucht, wobei sich nur wenige klare Gemeinsamkeiten ergaben. Vergleichbar mit besser untersuchten Dünenprofilen von den Ostkanaren ist, dass die Basissande in der Regel schlechter sortiert und etwas feinkörniger sind als die Kamm- bzw. Firstsande der großen Dünen, bedingt durch die höhere Mobilität der Dünenkämme. Die Kalkgehalte waren in den näher untersuchten Fällen im Kammbereich und seiner Umgebung höher als an der Dünenbasis und zudem an der luvseitigen Nordostseite der Dünen meist etwas höher als an der leewärtigen Südwestflanke. Das konnte von J. MARTÍNEZ et al. (1986, S. 84) eindeutig auf breiterer Datengrundlage nachgewiesen werden. Wenn die Profilauswertungen von Fall zu Fall erheblich variieren und weniger deutliche Regelmäßigkeiten zeigen als die besser untersuchten Dünenprofile der Ostkanaren, so ist das in hohem Maße dem häufigen Luv-Lee-Wechsel im komplexen Windregime des Maspalomas-Gebietes zuzuschreiben, der zu kurzfristigen Änderungen der Sandeigenschaften führt. Da die Variabilität des Materials entlang der Dünenprofile damit viel ausgeprägter ist als bei den Dünen Lanzarotes und Fuerteventuras, wird auf eine graphische oder tabellarische Darstellung der Einzelbefunde verzichtet.

In Ermanglung fortlaufender Untersuchungen können auch keine Zeitreihen der Veränderung von Dünenensanden vorgelegt und mit solchen Serien von den Ostkanaren verglichen werden. Dass solche Veränderungen auch im Maspalomas-Gebiet stattgefunden haben, steht außer Frage. Schon ein Pauschalvergleich der Daten von J. MARTÍNEZ et al. (1986) für 1984 mit den eigenen Proben von 1992 und 1996 zeigt erhebliche Unterschiede, wobei diese Pauschaldaten auf unterschiedlicher Basis natürlich nur mit Vorbehalt vergleichbar sind. Vergleichbar sind die Daten für eine große Düne im Mittelteil des Feldes im September 1992 und im Dezember 1996. Dabei ergab sich eine markante Abnahme des mittleren Kalkgehaltes von über 10 %, verbunden mit einer leichten Verringerung der Korngröße und einer verbesserten Sortierung. Gleichsinnige Änderungen lassen sich zudem im Pauschalvergleich weiterer Dünen erkennen. Jedenfalls zeigt sich auch im Maspalomas-Gebiet, dass Daten zur näheren Charakterisierung des Dünenmaterials jeweils zeitabhängig sind.

2.4.7 Junge Veränderungen im Maspalomas-Gebiet

Bis Anfang der 60er Jahre war das Sand- und Dünenfeld von Maspalomas/Playa del Inglés mit seinem Umland noch ein weitgehend naturbelassenes Wüsten- und Halbwüstengebiet, von einigen Tomatenfeldern im Hinterland und extensiver Nutzung als Kleintierweide abgesehen. Ab 1962 wurde das Tourismusprojekt „Costa Canaria“ für einen 17 km langen Streifen entlang der Südküste entwickelt. 1964 entstanden die ersten Gebäude; 1965 gab es erst 154 Fremdenbetten, 1975 schon fast 10.000 (R. KNIRSCH 1977, S. 233). Das gegenwärtige Bettenangebot an der Südküste wird über die Zahlen der amtlichen Statistik hinaus (100.690 für das Jahr 2000 im Maspalomas-Gebiet) auf 150.000 bis 200.000 geschätzt. Selbst die offiziellen Angaben bedeuten einen Anteil von 71 % des Bettenangebotes der ganzen Insel bzw. 28,9 % des Kanarischen Archipels insgesamt (J. M. PARREÑO 2001). Die Besucherzahlen auf Gran Canaria wuchsen von rund 100.000 im Jahr 1963 auf fast 2,8 Millionen 2004 an, mit der Costa Canaria als Hauptzielgebiet. Damit unterliegt das nur knapp 4 km² große Sand- und Dünenfeld mit seinen Stränden der stärksten touristischen Belastung

aller Dünengebiete der Kanarischen Inseln. Der Schutzstatus als Naturraum seit 1987 vermag daran nur wenig zu ändern.

Die direkten Einwirkungen durch Tritt, Versorgungs-Infrastruktur, Anlagen zum Windschutz und Schädigung vegetationsfixierter Dünen sind erwartungsgemäß im strandnahen Bereich am augenfälligsten. Wie vielfältig die Auswirkungen anthropogener Aktivitäten auf Sandstrände und Küstendünen sein können, zeigen die allgemeinen Darstellungen von K. F. NORDSTROM (1994) oder D. G. S. THOMAS (1999). Eingehende Untersuchungen über die Entwicklung des Dünensystems von Maspalomas zwischen 1960 und 2000 hat L. HERNÁNDEZ CALVENTO (2002, 2006) durchgeführt, die durch weitere Studien einer Forschergruppe der Universidad de Las Palmas de Gran Canaria fortgeführt wurden (u. a. E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO et al. 2007, L. HERNÁNDEZ et al. 2007).

Die heterogene, meist recht dichte Bebauung entlang der Küste im Abschnitt um San Agustín und Playa del Inglés (Foto 16) setzt durch ihre Abschirmung und Oberflächenrauigkeit den freien Zustrom und die Geschwindigkeit der Winde aus ENE herab. Von grundlegender Bedeutung war dabei die Bebauung der keilförmig gegen das Dünenfeld vorgeifende Terrasse von El Inglés, die vor der Urbanisierung Anfang der 60er Jahre noch durch Sanddecken und freie Dünen gequert wurde (L. HERNÁNDEZ CALVENTO 2006, S. 332 ff., E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO et al. 2007, S. 28). Nach der Bebauung seit 1964 wurde der leeseitig im Westen des Hindernisses gelegene Teil des Dünenfeldes zunehmend stabilisiert und bewachsen, während die Wind- und Sanddrift entlang der Ostseite und Südspitze der Terrasse eine Umleitung gegen Südwesten erfuhr. Durch die Urbanisation im Abschnitt San Agustín-El Inglés wird auch der Sandfluss entlang der Strände zur Playa del Inglés beeinflusst. Der Bau einer Mole bzw. eines Wellenbrechers im Bereich der Playa de las Burras bei San Agustín 1966 schränkte die Sandverlagerung entlang der Küste ebenfalls ein (J. MARTÍNEZ et al. 1986, S. 129). Im weiteren Strandverlauf steht die Anlage des Paseo Marítimo an der nördlichen Playa del Inglés dem Sandtransport im Wege. Im Vorstrandbereich bei San Agustín und im Küstenvorfeld des Dünengebietes wurden große Sandmengen entnommen, um andernorts Sandstrände zu verstärken oder künstlich zu schaffen (J. MARTÍNEZ 1990, S. 351 ff., H. KLUG 1993, S. 122 f.). Wieweit es dabei auch zu Störungen der sandfestigenden Litoralvegetation (hier besonders Bestände von *Cymodocea nodosa* = „Sebadales“) gekommen ist, sei vorerst dahingestellt. Der Eingriff in die marin-litoralen Prozesse bedeutete zugleich einen Eingriff in den Sedimenthaushalt des Dünengebietes und seiner Begleitstrände. So kam es zwischen 1961 und 1989 zu Verschiebungen der Strandlinie, die entlang der Playa del Inglés zwar nur geringe Auswirkungen hatten, am Landvorsprung der Punta de La Bajeta (= Punta de Maspalomas) sogar ein meerwärtiges Vorrücken durch verstärkte Akkumulation aufwies, am Ende der Transportstrecke entlang der Playa de Maspalomas jedoch zu einem deutlichen Rückgang der Küstenlinie führte (J. MARTÍNEZ 1990, H. KLUG 1993, S. 121 u. Abb. 2, L. HERNÁNDEZ CALVENTO 2006, S. 295, E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO et al. 2007, S. 30 f.). Die Erosion im mittleren Abschnitt der Playa de Maspalomas erreichte ihr Maximum zwischen 1960 und 1977. Dadurch wurde eine Dünenfläche von über 140.000 m² betroffen, während der Sandverlust in diesem Abschnitt auf über 655.000 m³ geschätzt wird (E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO et al. 2007, S. 30).

Unwetter bzw. Stürme brachten ebenfalls Sandverluste. So führte ein Sturmtief am 19. und 20. Februar 2004 mit Windgeschwindigkeiten bis 90 km/h und hohen Wellen binnen kurzem zu nachhaltigen Veränderungen am Strand von Maspalomas. Die Strandlinie wurde unter Bildung eines Sandkliffs zurückversetzt, verbunden mit einem Sandverlust von geschätzten 1 Mio m³. Lokal drang das Meer bis 500 m weit in das Dünengebiet ein. Für eine Regeneration des Strandes wurde nach Presseberichten ein Zeitraum von mindestens zwei Jahren veranschlagt (Canarias 7 vom 22.2.2004, Canaria Magazin Nr. 66 vom 28.2.2004). Unwetter führen am Ausgang der Barrancos zur Südküste auch verstärkt zu Überschwemmungen und Flutschäden im bebauten Bereich, so im Januar 2000 oder im November 2001 (P. MÁYER u. E. PÉREZ-CHACÓN ESPINO 2006).

Sandverluste an den Stränden sowie Einschränkungen der Sandzufuhr haben weitreichende Konsequenzen für das angrenzende Dünenfeld, wie die eingehenden Untersuchungen von L. HERNÁNDEZ CALVENTO (2002, 2006) und seiner Forschergruppe zeigen. An der Playa del Inglés als Einzugsgebiet der Sandzufuhr hat sich die Distanz von der Hochwasserlinie bis zur ersten mobilen Dünenkette zwischen 1962 und 2006 von 70 m auf 300 m vergrößert, bei gleichzeitiger Entwicklung großer Deflationsflächen, die z. T. an die ehemaligen Standorte von Strandkiosken anknüpfen. Insgesamt hat die Mächtigkeit der Sanddecke und die Höhe der Dünen im Maspalomas-Feld abgenommen. Für den Zeitraum 1962–1996 gibt L. HERNÁNDEZ CALVENTO (2006, S. 272) dafür einen mittleren Verlust der Sedimentdecke von 1,09 m an, mit lokalen Unterschieden zwischen 0,26 m (im weitgehend stabilisierten und bewachsenen Nordteil) und 1,94 m (im Zentrum des aktiven Dünenfeldes). Auf die Gesamtfläche umgerechnet würde das einen Sandvolumenverlust von ca. 4 Mio m³ bedeuten (zu den Sedimentverlusten vgl. auch L. HERNÁNDEZ et al. 2007).

E. PEREZ-CHACÓN ESPINO et al. (2007, S. 25) gehen für die Zeit von 1961 bis 2003 sogar von einem Volumenverlust von fast 7.5 Mio m³ aus. Die mittlere Dünenhöhe verringerte sich danach von 6,8 m im Jahr 1961 über 5,13 m 1987 bis auf 4,95 m 2003. Mit den Sandverlusten einher ging auch die Ausbreitung interdunaler Deflationsflächen innerhalb des Dünenfeldes sowie eine zunehmende lokale Stabilisierung durch Vegetationsausbreitung. So hat sich das Areal der Deflationsflächen zwischen dem Ende der 70er Jahre und 2000 nahezu verdoppelt (von 3,3 % auf 6,21 % der Gesamtfläche; nach L. HERNÁNDEZ CALVENTO 2006, S. 280 f.). Die Vergrößerung von Deflationsflächen innerhalb des Dünenfeldes und deren zunehmende pflanzliche Besiedlung zwischen 1996 und 2004 durch Kontakt mit dem phreatischen Niveau und höhere Niederschläge wurde von A. I. HERNÁNDEZ CORDERO et al. (2006) eingehend dokumentiert. Wie im Süden Fuerteventuras haben auch im Maspalomas-Gebiet die überdurchschnittlichen Niederschläge der Periode 2000–2004 die Ausbreitung oder Verdichtung der Vegetation besonders gefördert.

Das Materialdefizit und die Formenänderungen der letzten Jahrzehnte im Dünenystem von Maspalomas/Playa del Inglés werden durch diese jüngeren Untersuchungen eindrucksvoll belegt. Die jungen Veränderungen sind zu einem großen Teil - aber sicher nicht allein - auf die touristische Entwicklung und Beanspruchung seit den 60er Jahren zurückzuführen(dazu auch L. HERNÁNDEZ et al. 2003 sowie E. PÉREZ-CHACÓN

ESPINO et al. 2007). Entscheidend ist ein gesteigerter Mangel an Sandnachschub aus dem Einzugsgebiet der Playa del Inglés. Ein weiter fortschreitender Abbau von Sandstränden und Dünen hätte zweifellos erhebliche Konsequenzen für das touristische Potential der Costa Canaria.

3 Vergleichender Rückblick

Die östlichen Kanarischen Inseln weisen auf relativ kleiner Fläche eine bemerkenswerte Vielfalt an Dünenformen auf. Diese wurden in ausgewählten Gebieten über einen Zeitraum von 21–28 Jahren fortlaufend in ihrem Formenwandel, ihrer Dynamik und in ihren Materialeigenschaften untersucht.

Das hygrothermische Makroklima ist in allen Dünengebieten sehr ähnlich, mit Jahresmitteltemperaturen um 20° C, geringen mittleren Jahres- und Tagesschwankungen der Temperatur um 6–7° und jährlichen Niederschlagsmitteln um 100 mm (80–130 mm), wobei die unzuverlässigen Niederschläge in aller Regel auf das Winterhalbjahr beschränkt bleiben (Klimadiagramme Fig. 1.6). Die Niederschlagssummen sind im Norden Lanzarotes zwar etwas höher als in den Dünengebieten Fuerteventuras (Tab. 1.3), doch bleibt das Klima im Mittel ganzjährig arid. Das Windregime wird vom NNE-Passat und seinen reliefbedingten Abwandlungen beherrscht, mit größter Beständigkeit und Intensität im Sommer.

Die Variabilität der Dünenformen wird vorrangig durch das Relief, die verfügbare Sandmenge und das Windregime bestimmt. Sanftes Relief und Küstennähe begünstigen die Dünenvorkommen, sei es an den Luvseiten der Inseln (Famara/Nord-Lanzarote, Corralejo/NE-Fuerteventura), sei es in leewärtiger Position (Sotaventoküste von Jandía/S-Fuerteventura, Maspalomas/S-Gran Canaria). In den luvseitigen Dünengebieten herrscht ein unimodales Windregime unter maßgeblichem Einfluss der auflandigen Passatströmung, während die Dünenformen der Leeseite unter dem Einfluss eines reliefgesteuerten bimodalen Windregimes (Leedünen der Sotaventoküste von Jandía) bzw. eines komplexen Windregimes mit z. T. gegenläufigen Luftströmungen stehen (Maspalomas-Dünen auf Gran Canaria). Im sanften küstennahen Bereich treten kalkarenitische Paläodünen-Ablagerungen auf, deren Aufbereitungsprodukte in unterschiedlichem Ausmaß am Sandmaterial der aktiven Dünen Anteil haben. So sind die Dünen der Ostkanaren zumeist Kalksanddünen.

In der zur Nordküste sanft abfallenden und weitgespannten Mulde des Llano de Famara (Nord-Lanzarote) sind bei einem weit-unimodalen Windregime und begrenzter Sandverfügbarkeit barchanoide Einzeldünen mit 3–4,5 m Höhe in der Strauch-Halbwüste entwickelt. Die Grundformen asymmetrische Schilddünen, barchanoide Schilddünen und Barchane (Fotos 1–4) können sowohl im räumlichen Nebeneinander als auch im zeitlichen Nacheinander auftreten („Dünen-Sukzessionen“, z. B. Fig. 2.1).

Im Kerngebiet des Sand- und Dünenfeldes von Corralejo/Oliva Beach (NE-Fuerteventura) herrschen bei ebenfalls weit-unimodalem Windregime und reichem Sandangebot aus der fast geschlossenen Kalkarenit-Unterlage barchanoide Transversaldünen mit 4–6 m (vereinzelt auch 8–10 m) Höhe vor (Foto 5). Der Bewuchs ist im zentralen Dünenfeld spärlich und bleibt auf stabile Flächen des Zwischendünenbereiches beschränkt.

An der Sotaventoküste im Südosten der Jandía-Halbinsel (S-Fuerteventura) sind im breiten Strandbereich zwischen Kliff und Küstenlinie bis 250–350 m lange Leedünen ausgebildet (Fotos 10–13). Ihre Lage ist an die Ostseite von Taleinschnitten im Kliff gebunden und damit relieffixiert. Ihre annähernde Nord-Süd-Erstreckung mit scharfer

Kammlinie im Regelfall folgt der resultierenden Driftrichtung eines bimodalen Windregimes mit nahezu küstenparallelen Winden aus Nordost und der im Unterlauf der Täler kanalisierten Strömung aus Nordnordwest (Fig. 2.18). Die großen Leedünen erhalten normalerweise eine reichliche Sandzufuhr vom Westteil der Pared-Landenge, die sich allerdings in letzter Zeit abgeschwächt hat, verbunden mit Größen- und Formänderungen der Dünen (Fig. 2.19 und Tab. 2.21, Fotos 10–13). Wo dann im weiteren Verlauf der Sotaventoküste gegen Südwest der Strand schmäler und die Sandzufuhr geringen wird, treten im bimodalen Windregime an den Talmündungen nur noch kurze keilförmige Dünen und Sandanhäufungen auf.

Im Mittelteil des Dünengebietes von Maspalomas/Playa del Inglés im Süden von Gran Canaria sind bei guter Sandversorgung vornehmlich barchanoide Transversaldünen mit 4–10 m (vereinzelt bis über 15 m) Höhe verbreitet. Sie unterliegen einem komplexen Windregime mit vorherrschenden Winden aus Ostnordost (seltener auch aus Südost) sowie im Sommer besonders häufigen Winden aus westlichen und südwestlichen Richtungen. Richtungswechsel der Sanddrift bewirkt eine Asymmetrienumkehr im Kammbereich der Dünen (Fotos 15 a und b), die daher als „Umkehrdünen“ („reversing dunes“) bezeichnet werden können. Das komplexe Windregime mit alternierenden bzw. gegenläufigen Driftrichtungen führt im Zentrum des Dünenfeldes zu einem komplexen Anordnungsmuster, das Ähnlichkeiten mit den Aklé-Dünen des nordafrikanischen Raumes aufweist.

Außer den genannten charakteristischen Dünen-Grundformen der einzelnen Gebiete finden sich ubiquitäre Sandanhäufungen wie Sandfelder, Sandrücken, Sandwehen bzw. -fahnen an Hindernissen und bewachsene Kupstendünen.

Die höchsten Beträge der Dünenbewegung erreichen die niedrigen barchanoiden Einzeldünen des Famara-Gebietes (N-Lanzarote) mit Mittelwerten zwischen 17 und 34 m (meist um 20 m) pro Jahr (Tab. 2.4, Fig. 2.5). Die Verlagerungsrichtung weicht mit etwa 30°NNE gegen 210°SSW vom meridionalen Verlauf ab, hauptsächlich bedingt durch aperiodische stürmische Ostwinde als Fallwinde vom Famara-Hochland.

Bei den höheren Transversaldünen im Kern des Dünenfeldes von Corralejo/Oliva Beach (NE-Fuerteventura) wurden mittlere Raten der Bewegung zwischen 5 und 7 m pro Jahr gemessen (Tab. 2.13, Fig. 2.13). Die untersuchten Dünenabschnitte sind nicht selbständig, sondern Teilabschnitte einer übergeordneten Transversaldüne mit weitaus größerer Sandmasse als bei den barchanoiden Einzeldünen Nord-Lanzarotes. Als Resultante der dominierenden nördlichen Passatströmung und zusätzlicher Winde aus Nordwest ergibt sich für das zentrale Feld eine Verlagerungsrichtung der Dünen um 340–350°NNW gegen 160–170°SSE.

Für die Dünen des Sandfeldes von Maspalomas/Playa del Inglés werden aufgrund von Luftbildvergleichen 2003–2006 mittlere Dünenbewegungen um 7,8 m/Jahr angegeben, allerdings mit großen Unterschieden von 10–19 m/Jahr für die niedrigen Dünen nahe der Playa del Inglés bis zu 6–7 m/Jahr für die großen Dünen im Zentral- und Südwestteil. Eigene Messungen der Dünenbewegung liegen nicht vor. Die Hauptrichtung der Verlagerung verläuft von ca. 80° ENE gegen 260° WSW.

Augenscheinlich werden im Maspalomas-Gebiet bei vergleichbaren Formen ähnliche Verlagerungsbeträge wie auf den Ostkanaren erreicht.

Die Leedünen an der Sotavento-Küste von Jandía (S-Fuerteventura) sind durch ihre Bindung an eine bestimmte Reliefposition insgesamt lagestabil, doch kommt es durch wechselnde Driftrichtungen im bimodalen Windregime zur seitlichen Verlagerung bzw. zum Pendeln der Kammlinie. Die resultierende Richtung der Sanddrift ist letztlich in der Längsrichtung der Dünen – d. h. annähernd von Nord nach Süd – vom Kliff zur Küstenlinie gerichtet.

Der Sandmassenhaushalt erweist sich für die meisten Untersuchungsgebiete als negativ. Im Famara-Gebiet (N-Lanzarote) hat sich die Zahl der barchanoiden Einzeldünen von 9 zu Anfang der 80er Jahre auf nur 3 um die Mitte der 90er Jahre verringert, teils durch Größenabnahme bis zur Auflösung (Fig. 2.1), teils durch Verschmelzen von Dünen (Fotos 3 und 4). Von 1985/86 bis 2004 wurde eine Abnahme des gesamten Dünen sandvolumens von 13.350 m³ auf 7800 m³ berechnet (Tab. 2.2), also ein Sandmassendefizit von rund 40 %. Nur die Dünen D 1 und D 3 konnten ihr Sandvolumen im wesentlichen beibehalten. Seit etwa 2000 zeichnete sich eine Stabilisierung der Sandmasse für die verbliebenen 3 Dünen mit einigen Schwankungen um einen Mittelwert von ca. 8500 m³ ab. Neuerdings (2006/07) können bei Düne D 1 ein Höhen- und Sandmassenverlust sowie verringerte Bewegungsraten als Anzeichen eines bevorstehenden Abbaus angesehen werden.

Bei den näher untersuchten Dünensektoren V 1 und V 2 im Mittelteil des Corralejo-Dünenfeldes (NE-Fuerteventura) haben sich im Laufe der rund 25jährigen Beobachtungsperiode zwar Änderungen in Form und Größe vollzogen (Abschnitte 2.2.2 und 2.2.3), doch lässt sich daraus noch kein genereller Trend einer negativen Sandmassenbilanz ableiten. Es könnte sich dabei auch nur um Sandmassenverschiebungen innerhalb der übergeordneten Transversaldüne handeln. Die sog. „Längsdüne“ westlich der Straße nahe dem Hotelkomplex Oliva Beach hat hingegen zwischen 1980 und 2005 deutlich an Sandvolumen und Formenprägung verloren (Fotos 8 a und b). Auch am Südrand des Dünenfeldes ist es nach Photovergleich im Laufe der Beobachtungsperiode zu einer Verringerung der Sandmenge gekommen. Wenn im Dünengebiet von Corralejo/Oliva Beach ein negativer Sandmassenhaushalt insgesamt weniger in Erscheinung tritt als in den anderen Dünengebieten, so liegt das besonders an dem fortlaufenden Sandnachschub aus der liegenden Kalkarenitdecke sowie am geringen Bewachungsgrad, der auch in feuchteren Perioden nur wenig verändert wird.

Für das Sandgebiet der Landenge von La Pared und die angrenzenden großen Leedünen der Sotaventoküste von Jandía (S-Fuerteventura) ist die Abnahme mobiler Sande und die Verkleinerung der Leedünen besonders augenfällig. Die natürlichen und anthropogenen Ursachen des Rückgangs der Driftsande im Bereich der Pared-Landenge – dem Einzugsgebiet der Dünen sände – wurde in Abschnitt 2.3.2 diskutiert. Die großen Leedünen haben seit 1985 beträchtlich an Höhe, Länge und Sandvolumen verloren, wobei die Größenabnahme der westlichen Leedüne besonders spektakulär war (Fig. 2.19, Vergleichsaufnahmen Fotos 10–13). Der Volumenverlust dieser Dünen seit Mitte der 80er Jahre ist grob auf 50 % (östliche Düne) bzw. 80 % (westliche Düne) abzuschätzen.

Bei Fortsetzung der Entwicklung wäre für die westliche Leedüne eine Zerstörung in absehbarer Zeit zu erwarten. Hier ist an der besonders starken Sandmassenabnahme das wiederholte seitliche Unterschneiden durch den angrenzenden Barranco del Salmo beteiligt, der beim Abkommen große Mengen von Dünensand zum Strand und ins Meer entführt.

Für das zum Vergleich genannte Dünengebiet von Maspalomas/ Playa del Inglés im Süden von Gran Canaria liegen keine eigenen längerfristigen Untersuchungen vor. Die Sandverluste und Verschiebungen der Strandlinie an der Playa de Maspalomas, abnehmende Sandmächtigkeiten im küstennahen Einzugsgebiet und neuere Berichte über abnehmende Dünenhöhen lassen aber auch hier keinen Zweifel an einer negativen Sandmassenbilanz (Abschnitt 2.4.7).

Insgesamt ergibt sich also für die verschiedenen Dünengebiete eine überwiegend negative Sandmassenbilanz mit erheblichen Sandverlusten während der Beobachtungsperiode.

Der jährliche Sandumsatz (definiert als im Längsprofil pro Meter Querschnitt und Jahr verlagerte Sandmenge) wurde für die näher untersuchten Dünen der Ostkanaren mit einer Größenordnung zwischen 30 und 55 m³ im Mittel bestimmt. Dabei ergaben sich zwischen den einzelnen Dünengebieten nur geringe Unterschiede (Abschnitt 1.3), wohl aber erhebliche Variationen von Jahr zu Jahr. In der Literatur genannte Vergleichswerte aus verschiedenen Dünengebieten der Erde liegen in der gleichen Größenordnung oder etwas niedriger (dazu P. HÖLLERMANN 1991 c, S. 261). Gegenüber den in den 80er Jahren abgeleiteten Werten hat sich der mittlere Sandumsatz zumindest bei den großen Leedünen der Jandía-Küste mit der Verkleinerung und „Alterung“ der Formen verringert (Abschnitt 2.3.6).

Als kennzeichnende Materialeigenschaften äolisch verlagertes Sande gelten allgemein ein ausgeprägtes Korngrößenmaximum in der „äolischen Hauptfraktion“ (2–3 phi = 0,125–0,250 mm), eine sehr gute bis mäßig gute Sortierung Si (0,350–0,700 phi) sowie eine überwiegend leicht positive Schiefe Sk (z. B. T. S. AHLBRANDT 1979 oder H. BESLER 1980, 1992). Die Schiefe- wie auch die Kurtosiswerte äolischer Sedimente sind allerdings sehr variabel, sodass ihr diagnostischer Wert in Frage steht (T. S. AHLBRANDT 1979, S. 23, J. SAVAT 1982, S. 140).

Eine pauschale Auflistung der Mittelwerte von Kamm- bzw. Firstsandproben der näher untersuchten Dünen auf den Ostkanaren und im Süden von Gran Canaria (Tab. 3.1) liefert jedoch keine uneingeschränkte Bestätigung der genannten Charakteristika.

Am meisten weichen die Werte aus dem Corralejo-Gebiet (Mittel von V 1 und V 2) durch grobe und mäßig sortierte Firstsande von den Standardwerten ab (zur Begründung Abschnitt 2.2.6), gefolgt von den großen Leedünen an der Sotaventoküste mit gleichfalls relativ groben Kammsanden außerhalb der äolischen Hauptfraktion. In die etwas anders gefasste Grenzziehung von N. LANCASTER (1995, S. 104: Mz 1,60–2,65 phi = 0,16–0,33 mm) würden sie sich aber gerade noch einfügen. Die im Mittel leicht positiven, jedoch nahezu symmetrischen Schiefewerte stellen sich im Einzelfall recht unterschiedlich und weit gestreut dar (-0,350 bis +0,275).

Tab. 3.1 Vergleichende Zusammenstellung von Materialeigenschaften der Kamm- bzw. Firstsande in den näher untersuchten Dünengebieten (pauschale Mittelwerte)

Gebiet	Mittl. Korngröße Mz phi = mm	Sortierung Si	Schiefe Sk	Kalkgehalt %
Famara (N-Lanzarote)	2,13 = 0,23	0,498	+0,006	37,1
Corralejo NE-Fuerteventura)	1,39 = 0,38	0,725	+0,082	88,2
Sotavento (S--Fuerteventura)	1,67 = 0,32	0,410	+0,039	84,7
Maspalomas (Gran Canaria)	2,18 = 0,22	0,458	+0,014	56,1

Eine anschauliche vergleichende Zuordnung der Dünensandproben aus den verschiedenen Untersuchungsgebieten ermöglicht das sog. „Friedman-Diagramm“ mit der Darstellung mittlere Korngröße (Mz phi) vs. Sortierung (Si) (G. M. FRIEDMAN 1961, 1962). In den Diagrammen Fig. 3.1 a und 3.1 b tritt die Sonderstellung der Corralejo-Dünen mit besonders grobkörnigen und überwiegend mäßig sortierten Firstsanden deutlich hervor, während die Kammsande der Sotavento-Leedünen zwar meist gut sortiert sind, jedoch eine große Spannweite der Korngrößen bis außerhalb der äolischen Hauptfraktion aufweisen.

Nach der Interpretation des Friedman-Diagramms als Reaktionsdiagramm („response diagram“) zur Unterscheidung mobiler und stabiler äolischer Sande durch H. BESLER (1983) würde der überwiegende Teil der Dünensande von den Ostkanaren in den Mischsektor der äolischen Stabilität fallen, die Firstsande der Corralejo-Dünen sogar weitgehend in den Bereich der äolischen Residuen. Im Rahmen der erweiterten Kriterien zur Abgrenzung des äolischen Sektors durch B. GLÄSER (1984, S. 208, 1987, S. 76 ff.) wäre die große Mehrzahl der Proben dem Sektor äolischer Mobilität zuzurechnen, aber immer noch mit Ausnahme der meisten Corralejo-Firstsande.

Die Gründe, warum die Kriterien des Reaktionsdiagramms von H. BESLER (1983) auf den Großteil der kanarischen Dünensandproben nicht anwendbar sind, wurden schon an anderer Stelle diskutiert (P. HÖLLERMANN 1991 c, S. 219 f., 1997 a, S. 59). Dazu gehört, dass barchanoide Dünen nach H. BESLER (1983, S. 291) nicht in das Diagrammschema passen, das zudem vornehmlich für die Saltationsfracht gelten soll, während die Geländeproben doch in aller Regel Mischproben sind. Die Corralejo-Dünen enthalten einen besonders hohen Anteil gröberer Reptationssande (im Mittel 27 %, Fig. 1.7).

Weiter fällt auf, dass sich gerade die besonders kalkreichen Dünensande am wenigsten in das Diagrammschema einfügen (Tab. 3.1: Corralejo 88,0 %, Sotavento 84,5 % mittlerer Kalkgehalt). Bei gleichem Driftpotential sind naturgemäß die leichten und weniger gut gerundeten Kalksandkörner besser mobilisierbar als schwerere Körner aus vulkanogenem Ausgangsmaterial oder Quarz. In der Tat sind die Kalksandkörner im Mittel deutlich gröber als die basaltischen Gemengteile, wobei sich für die näher untersuchten Proben Korngrößenrelationen von 1,4 : 1 (D 3, Famara) und 1,5 : 1 (Westl. Leedüne Jandía) bis zu 2,4 : 1 (V 2, Corralejo) ergaben. So besteht bei den First- bzw. Kammsanden der kanarischen Dünengebiete innerhalb der gegebenen Grenzen ein po-

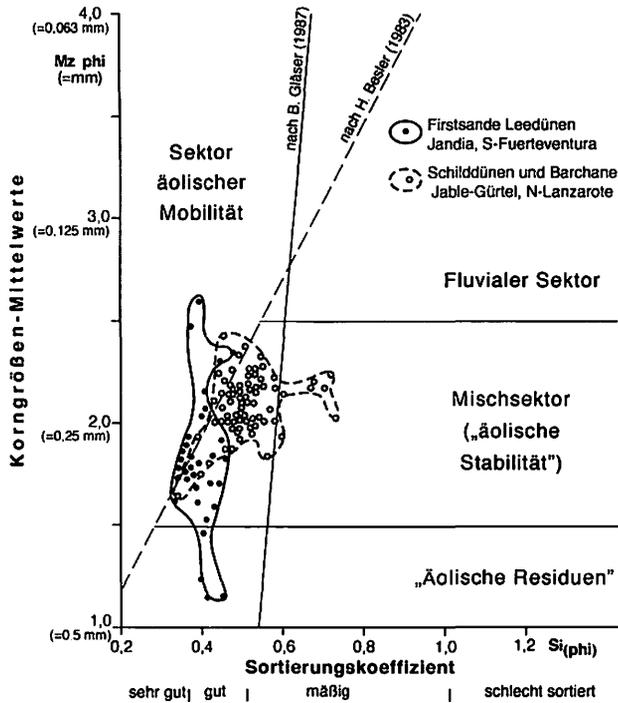


Fig. 3.1 a Friedman-Diagramm (Leedünen Jandia, Süd-Fuerteventura und Dünen im Jable-Gürtel, Nord-Lanzarote)

sitiver Zusammenhang zwischen Korngröße und Kalkgehalt (Fig. 3.2). Für kalkarme bis kalkfreie äolische Sande im Süden von Teneriffa (El Médano) fanden sich mittlere Korngrößen um 2,5 phi (2,4–2,54 phi = 0,17–0,18 mm).

Natürlich bestehen auch enge Beziehungen zwischen Kalkgehalt und Lagerungsdichte der trockenen Sande, die von 1,3–1,4 g/cm³ bei besonders kalkreichen Proben bis auf 1,8–2,1 g/cm³ bei sehr kalkarmen bis kalkfreien Basaltsanden variieren kann. Die trendmäßige Beziehung von Lagerungsdichte (y) und Kalkgehalt (x) lässt sich wie folgt quantifizieren (P. HÖLLERMANN 1997 a, S. 58):

- Kalkreiche Dünen auf Fuerteventura $y = -0,00918 x + 2,3$
- Dünen auf Lanzarote und Gran Canaria $y = -0,00786 x + 1,98$.

Hinsichtlich der Relation von mittlerer Korngröße (Mz phi) zur Sortierung (Si) weisen Tab. 3.1 und die Diagrammdarstellungen Fig. 3.1 a und b darauf hin, dass relativ feinkörnige Sande mit einer guten Sortierung einhergehen (Famara, Maspalomas), grobkörnige Sande aber mit einer mäßigen Sortierung (Corralejo). Für die Kamm- bzw. Firstsande der einzelnen Dünen oder Dühengruppen besteht jedoch die umgekehrte Beziehung, dass nämlich mit zunehmender Korngröße auch die Sortierung besser wird (vgl. Fig. 2.14 a und b sowie Fig. 2.21 a). Für die Famara-Dünen Lanzarotes z. B. lässt sich die Relation zwischen mittlerer Korngröße Mz phi (y) und Sortierung Si (x) trendmäßig wie folgt quantifizieren:

$$y = 1,187x + 1,555.$$

Im besonders windexponierten First- und Kammbereich der Dünen kommt es in der Regel zur Anreicherung relativ grober Körner zusammen mit einer besseren Sortierung. Für die Maspalomas-Dünen tritt eine solche Beziehung im Pauschalvergleich nicht hervor, wohl aber bei Beschränkung auf die hohen Dünen im Mittelteil des Feldes. Bei den weniger windausgesetzten Basissanden der verschiedenen Dünengebiete werden hingegen vornehmlich die feineren Sande bewegt und besser sortiert (vgl. Fig. 2.21 b sowie P. HÖLLERMANN 1997 a, S. 60).

Beim Rundungsgrad innerhalb der Mittel- und Feinsandfraktion überwiegen in allen Dünengebieten die rundkantigen Körner mit über 50 % bis um 80 % („subrounded“ in der 5-teiligen Skala nach F. J. PETTIJOHN 1957). Dieses Vorherrschen rundkantiger Körner entspricht den Erfahrungen in anderen Dünengebieten (vgl. z. B. A. S. GOUDIE und A. WATSON 1981, S. 185 ff.). Festzuhalten ist aber, dass bei den Kalksandkörnern große flache oder langgestreckte Formen als Folge des bioklastischen Erbes verbreitet sind.

Für den Schwermineralgehalt der Dünensande liegen nur zeitlich eingeschränkte Untersuchungen mit Stichprobencharakter vor (L. PFEIFFER 1988 unveröffentlicht, K. PRIESMEIER 1973). Erwartungsgemäß steigt der Schwermineralanteil mit abnehmendem Kalkgehalt an. Für die First- bzw. Kammbereiche der Dünen, wo die Schwerminerale durch selektive Deflation besonders angereichert sind, ergibt sich die

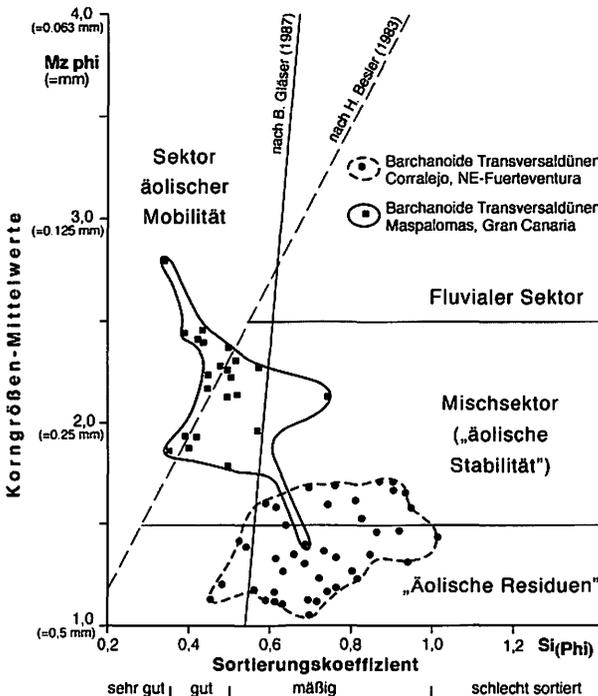


Fig. 3.1 b Friedman-Diagramm (Transversaldünen bei Corralejo, NE-Fuerteventura und Maspalomas, Gran Canaria)

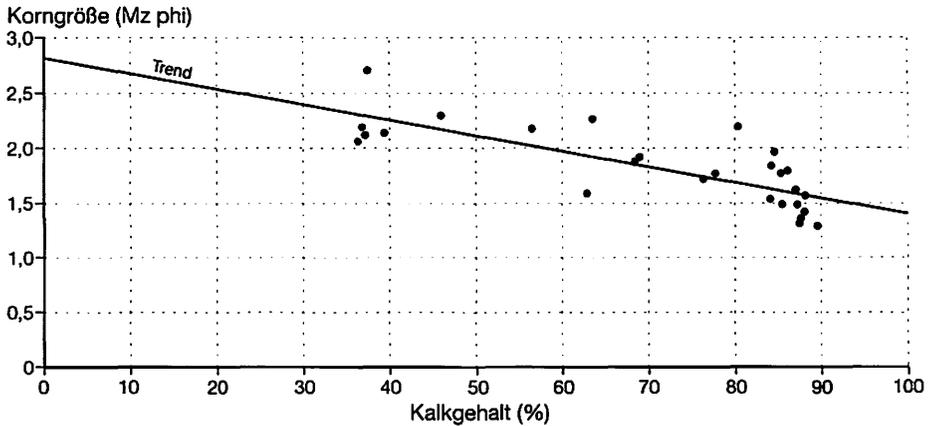


Fig. 3.2 Korngröße (Mz phi) vs. Kalkgehalt (%), (Trend)

Abfolge: Corralejo-Dünen 0,5–4%, große Leedünen der Sotaventoküste Jandías 6,5–8,7%, Maspalomas-Dünen 10–12% und Famara-Dünen 38–50%. Für die Unterschiede sind die Sandquellen an der Basis bzw. in der Nachbarschaft der Dünen besonders bedeutsam. Während sich die Corralejo-Dünen auf einer fast geschlossenen Kalkarenit-Unterlage bewegen, erhalten die Famara-Dünen eine direkte oder indirekte Zufuhr aus basaltischem Substrat der Unterlage und der Umgebung. Der hohe Anteil in den Firstsanden der Famara-Dünen ist umso bemerkenswerter, als nach H. BESLER (1992, S. 97) mobile Dünensande meist nur geringe Schwermineralgehalte aufweisen (z. B. in der Sahara <1%). Die auf breite Basis gestützte Aussage von L. PFEIFFER (1991, S. 201), dass der Schwermineralgehalt mit der mittleren Korngröße der Dünensande zunimmt, lässt sich für die Dünen der Kanaren nicht bestätigen, weil dort der mehr oder minder hohe Kalkgehalt eine maßgebliche Rolle spielt. Darum kann der Schwermineralanteil hier auch nicht mit dem Dünenalter in Beziehung gesetzt werden, wie das L. PFEIFFER (1991, S. 194) für andere Dünengebiete nachweisen konnte.

Der Schluff- bzw. Staubgehalt (Fraktion <0,063 mm) ist in den Oberflächenproben der ostkanarischen Dünengebiete nur gering, wie das allgemein für Dünen die Regel ist (vgl. z. B. N. LANCASTER 1995, S. 116). Der pauschale Mittelwert von 136 Proben liegt bei nur 0,33%. Dabei zeigt sich jedoch eine deutliche Differenzierung (Tab. 3.2).

Offensichtlich besteht eine inverse Beziehung zum Aktivitätsgrad der Dünen. So sind die häufig umgelagerten Kammsande der Sotavento-Leedünen am staubärmsten, die Firstsande der mit mäßiger Geschwindigkeit bewegten großen barchanoiden Transversaldünen des Corralejo-Feldes am staubreichsten. In rasch bewegten und oft umgelagerten Oberflächensanden wird der Staub leicht wieder ausgeblasen.

In den aktuell ruhenden Sanden 5–10 cm unter der Oberfläche ist der Staubgehalt höher (Mittel 1,6 %, Extreme 0,6–2,5 %, Stichproben, n = 8). Am staubreichsten sind die Kalkarenite als Paläodünen mit 5,5–7,5 % im Mittel und mit Maximalwerten bis gegen 17–18 % (n = 36). Der Staubeintrag, der wahrscheinlich mehr auf lokale Quellen in der Umgebung als auf Ferntransport aus Nordafrika zurückzuführen ist,

Tab. 3.2 Staubanteil in Oberflächenproben von First- bzw. Kammsanden ostkanarischer Dünen

Gebiet	Mittl. Staubgehalt	Extreme
	%	%
Große Leedünen der Sotaventoküste, Jandía	0,08	0-0,3
Famara Dünen (N-Lanzarote)	0,23	0-0,9
Corralejo Dünen (NE-Fuerteventura)	0,55	0-1,9

erfolgt natürlich in Raum und Zeit unregelmäßig, wie besonders staubreiche Lagen in den Dünensedimenten als Zeugnisse größerer Staubfälle der Vergangenheit anzeigen.

Der räumliche Wandel der Materialeigenschaften entlang der Dünenprofile zeigt kein einheitliches Muster. Auch Untersuchungen in anderen Dünengebieten lieferten recht unterschiedliche Befunde (vgl. z. B. die Literaturdiskussion bei R. U. COOKE und A. WARREN 1973, S. 310 ff., D. S. G. THOMAS 1989, S. 255 f. oder N. LANCASTER 1995, S. 104 ff.). Der Wandel im Dünenprofil wird vorrangig durch das Windregime, die Dünenform und das Ausgangsmaterial bestimmt.

Bei unimodalem Windregime mit dominierend-unidirektionaler Driftrichtung ist der Wandel entlang des Dünenprofils zwischen Luv und Lee am besten zu verfolgen. Bei den barchanoiden Einzeldünen des Famara-Gebietes und den barchanoiden Transversaldünen des zentralen Corralejo-Feldes nimmt die mittlere Korngröße beim Transport in der Regel vom Luvfuß über die Firsterhebung zur Leeseite ab (Fig. 2.6 und 2.15). Das entspricht dem normalen Anordnungsmuster für barchanoide („crescentic“) Dünen (N. LANCASTER 1995, S. 106). Bei den relativ feinkörnigen Sanden der Famara-Dünen bedeutet das eine allmähliche Verschiebung von der Mittelsand- in die Feinsandfraktion, bei den gröberen Sanden der Corralejo-Dünen mit dominierenden Mittelsanden eine Abnahme des Grobsandanteils bei Zunahme der Feinsande (Fig. 2.15). Während bei den kleinen Famara-Einzeldünen die feinsten Sande am Ende des Transportweges in den Barchanspitzen zu finden sind, wird bei den größeren Corralejo-Transversaldünen das Minimum der mittleren Korngröße im oberen Slipfacebereich erreicht. An der Slipfacebasis sind die Sande durch gravitative Sortierung beim Abgleiten wieder etwas größer. Das gilt auch für die Famara-Dünen, sofern dort eine ausgeprägte Slipfaceböschung ausgebildet ist. Die Sortierung ist in beiden Fällen bei den luvseitigen Basissanden schlechter als bei den Sanden am Leefuß. Während jedoch bei den kleineren Famara-Dünen nur geringe Unterschiede entlang des Profils auftreten, sind bei den größeren Corralejo-Dünen die Firstsande deutlich schlechter sortiert als die Basissande (Fig. 2.15). Für die Varianten in der Materialdifferenzierung entlang der Dünenprofile sind neben der Dünenform Unterschiede in der Korngröße des Ausgangsmaterials und in der Relation Saltations-/ Reptationssande von Bedeutung.

Im reliefgesteuerten bimodalen Windregime der großen Jandía-Leedünen kann die Luv-Lee-Richtung kurzfristig wechseln. Der Wind trifft nicht frontal auf die Dünenflanken, sondern ist diagonal mit spitzem Winkel gegen die Kammlinie gerichtet. Im dreieckförmigen Querprofil sind die Basissande beider Seiten deutlich größer

als die besonders mobilen Kammsande, doch wird die geringste mittlere Korngröße jeweils am Mittelhang der Dünenflanken erreicht, wo neben den vorherrschenden Mittelsanden auch nennenswerte Feinsandanteile auftreten (Fig. 2.22). Die am Kamm ausgewehten und überwehten feineren Sande gelangen jeweils im Mittelteil der Dünenflanken wieder zur Ablagerung. Die Sortierung wird von der östlichen Basis zum Kamm besser und nimmt dann an der westlichen Gegenböschung wieder leicht ab. Durch das bimodale Windregime mit häufigem Luv-Lee-Wechsel weisen mittlere Korngröße und Sortierung also ein nahezu symmetrisches Verteilungsmuster im dreieckförmigen Querprofil auf. Abweichungen von einer gleichförmigen symmetrischen Verteilung ergeben sich dadurch, dass die Ostseiten der Dünen die Hauptstoßflanken der Wind- und Sanddrift sind. In Längsrichtung entlang der Kammlinie der großen Leedünen ist der stark windausgesetzte und besonders mobile Mittelteil grobsandiger und besser sortiert als der landwärtige Dünenansatz am Kliff oder das niedrige meerwärtige Ende.

Bei den Maspalomas-Dünen im Süden von Gran Canaria führt der häufige Richtungswechsel im komplexen Windregime mit z. T. gegenläufigen Strömungen zu unübersichtlicheren räumlichen Mustern der Materialeigenschaften im Profil (Umkehrdünen bzw. „reversing dunes“). Regelmäßigkeiten der räumlichen Verteilung im Profil sind hier nur eingeschränkt festzustellen.

Bei den großen Dünen im Mittelteil des Feldes waren die Basissande meist etwas feinkörniger und schlechter sortiert als die stark windexponierten First- bzw. Kammsande. Das ist für Umkehrdünen wohl nicht ungewöhnlich (vgl. T. S. AHLBRANDT 1979, S. 29 und Fig. 22 C). Dabei sind aber gerade die besonders mobilen Kammsande durch den häufigen Windwechsel kurzfristigen Veränderungen unterworfen. Die geringe Zahl der untersuchten Profile ermöglicht keine gesicherten Aussagen zu allgemeinen Regelmäßigkeiten. Insgesamt sind die Unterschiede von mittlerer Korngröße und Sortierung im Dünenprofil nicht sehr ausgeprägt.

Von den vorgenannten Regelmäßigkeiten, die aus mittleren Zuständen abgeleitet wurden, gibt es im Einzelfall allerdings häufig Abweichungen in Abhängigkeit von der wechselnden meteorologischen Situation bzw. den jeweils herrschenden Prozessbedingungen, die kurzfristig variieren können.

Beim Vergleich der zeitlichen Veränderungen des Materials von näher untersuchten Dünen der Ostkanaren sind nur wenige Gemeinsamkeiten zu erkennen (Fig. 2.9, 2.17 und 2.23). Die zeitliche Entwicklung vollzieht sich in den einzelnen Gebieten nicht gleichzeitig und gleichsinnig, sodass übergeordnete klimatisch-meteorologische Abläufe nur sehr eingeschränkt zur Erklärung herangezogen werden können. Der geringe Grad der Übereinstimmungen und die im einzelnen schwer erklärbaren unregelmäßigen Schwankungen sind nicht zuletzt auch der Art der Probenahme zuzuschreiben, die ja nicht für alle Dünen synchron erfolgte, sondern bei relativ großer zeitlicher Maschenweite in unregelmäßigen Abständen und damit eher zufällig.

Zum graphischen Vergleich und zur Dämpfung der kurzfristig-unregelmäßigen Schwankungen wurden Pentaden-Mittelwerte von mittlerer Korngröße ($Mz\ \phi$) und Sortierung (Si) von Kamm- bzw. Firstsanden der drei Hauptdünengebiete in den re-

levanten Teil des sog. Friedman-Diagramms eingetragen, sodass die Verbindung der Pentadenmittel ein stark vereinfachtes Bild vom zeitlichen Verlauf des Materialwandels liefert (Fig. 3.3). Auch dabei ergeben sich unterschiedliche Konfigurationen für die verschiedenen Dünengebiete. Übereinstimmung besteht darin, dass seit Beginn der Untersuchungen zunächst eine deutliche Zunahme der mittleren Korngröße (= Abnahme der $Mz\ \phi$ -Werte) stattgefunden hat, gegen Ende der dargestellten Zeitspanne dann wieder eine Entwicklung zu weniger groben Sanden, ohne jedoch den Ausgangswert erneut zu erreichen. Für diesen vergleichbaren Ablauf könnten übergeordnete klimatisch-meteorologische Faktoren von Einfluss sein (Starkwindphasen, Schwankungen der hygrischen Elemente und der Vegetationsdichte), wie in den regionalen Kapiteln näher diskutiert wird. Aber selbst die mit Fig. 3.3 dargestellten Abläufe vollziehen sich nicht bei allen Dünen gleichzeitig und gleichsinnig. So wird das mittlere Korngrößenmaximum der Famara-Dünen bereits mit der Pentade 1985–1990 erreicht, in den Dünengebieten Fuerteventuras aber erst mit der Pentade 1996–2000.

So sind für den zeitlichen Wandel des Dünenmaterials offenbar lokale Faktoren in den einzelnen Gebieten wichtiger als übergeordnet-allgemeine regionale Faktoren. Lokale Faktoren von Bedeutung sind dabei Änderungen in Form, Größe, Aktivitätsgrad und Zustand der Dünen, zudem Relief, Substrat sowie Art und Dichte der Vegetationsdecke im Dünenumland.

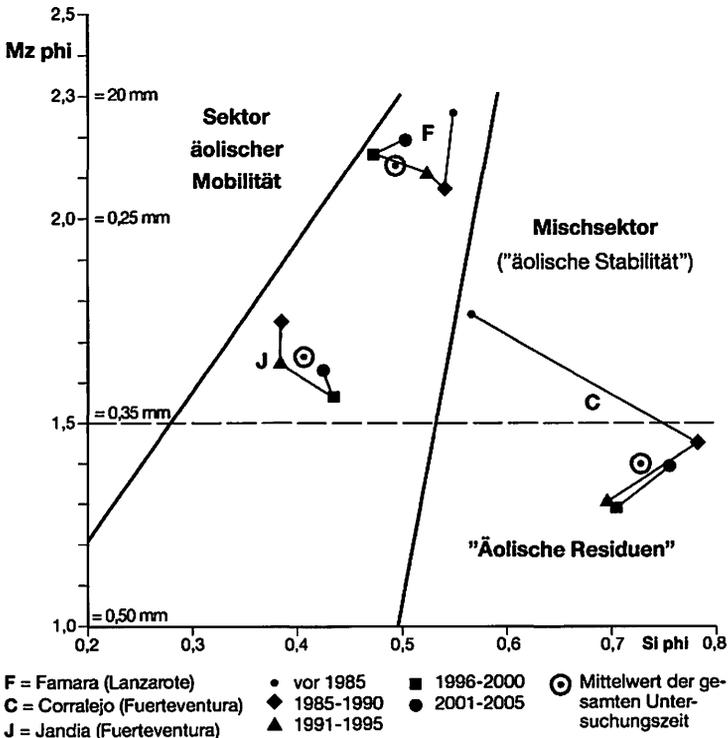


Fig. 3.3 Zeitliche Veränderungen des Dünenmaterials im Friedman-Diagramm ($Mz\ \phi$ vs. $Si\ \phi$)

4 Fotos

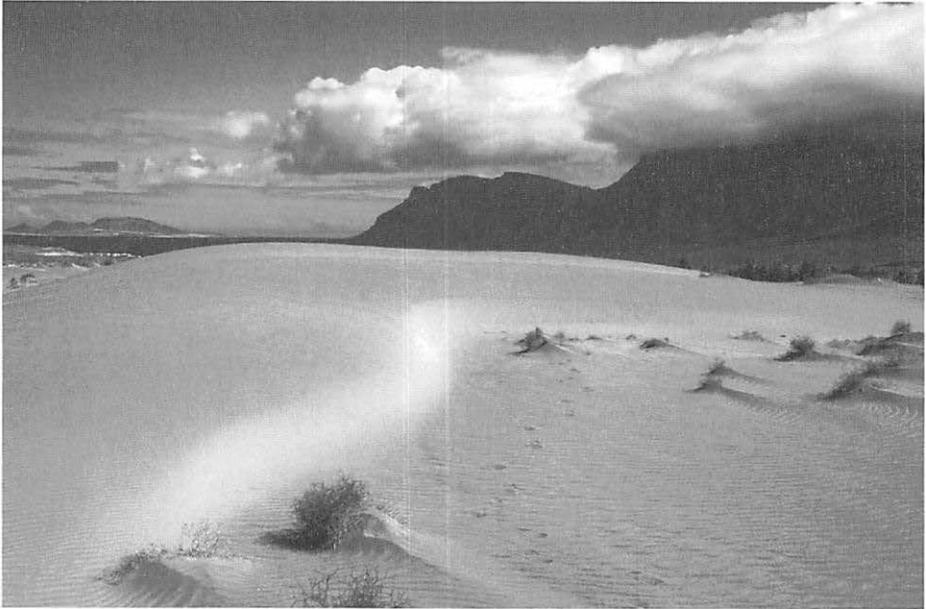


Foto 1 Barchanoide Schilddüne (D 3), Llano de Famara/Nord-Lanzarote (März 1985)

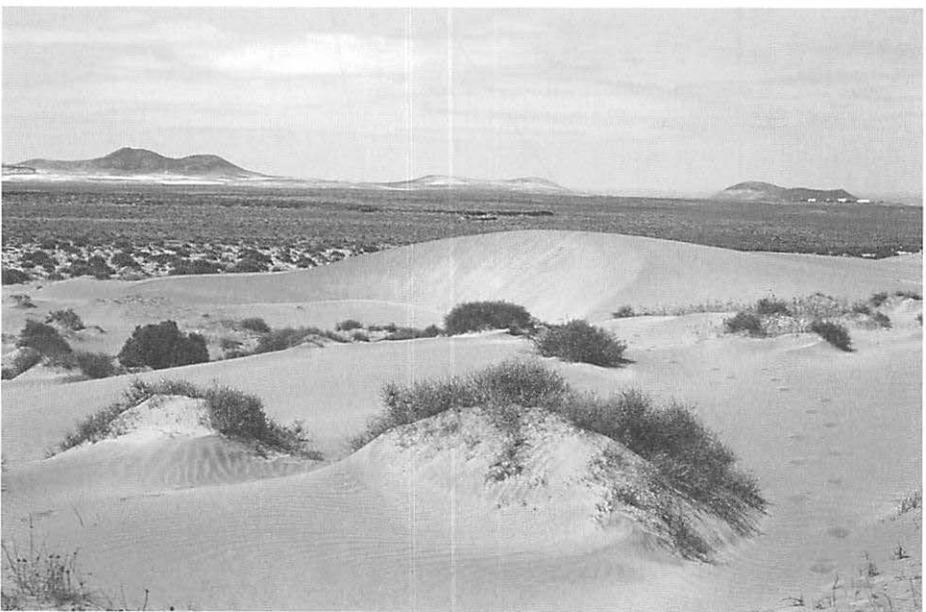


Foto 2 Barchan-Düne (D 4), Llano de Famara/Nord-Lanzarote (April 1981)



Foto 3 Komplexe Dünenform durch Verschmelzen (luvseitiges Auflaufen) barchanoider Dünen (D 4), Llano de Famara/Nord-Lanzarote (März 1987)



Foto 4 Komplexe Dünenstaffel durch Verschmelzen (luvseitiges Auflaufen) von zwei barchanoiden Dünen, Llano de Famara/Nord-Lanzarote (August 1993)



Foto 5 Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach mit barchanoiden Transversaldünen, Nordost-Fuerteventura, Blickrichtung Nordost (August 1996)



Foto 6 Leeseite des Dünenabschnitts (V 1) als Teilstück einer barchanoiden Transversaldüne, Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach, Nordost-Fuerteventura (März 1980)

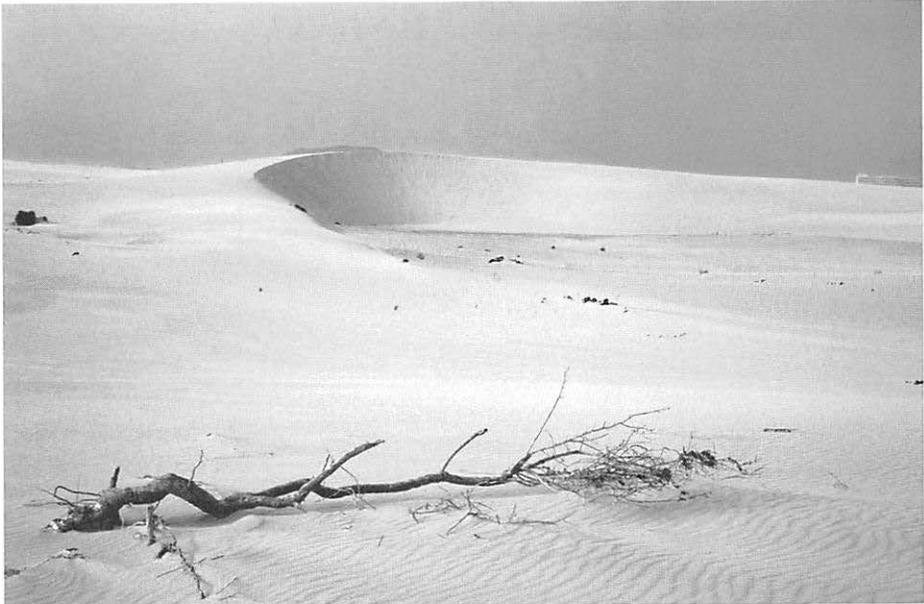


Foto 7 Barchanförmiger Dünenabschnitt (V 2) nahe dem westlichen Ende einer Transversaldüne, Dünenfeld von Corralejo/Oliva Beach, Nordost-Fuerteventura (Dezember 2004)

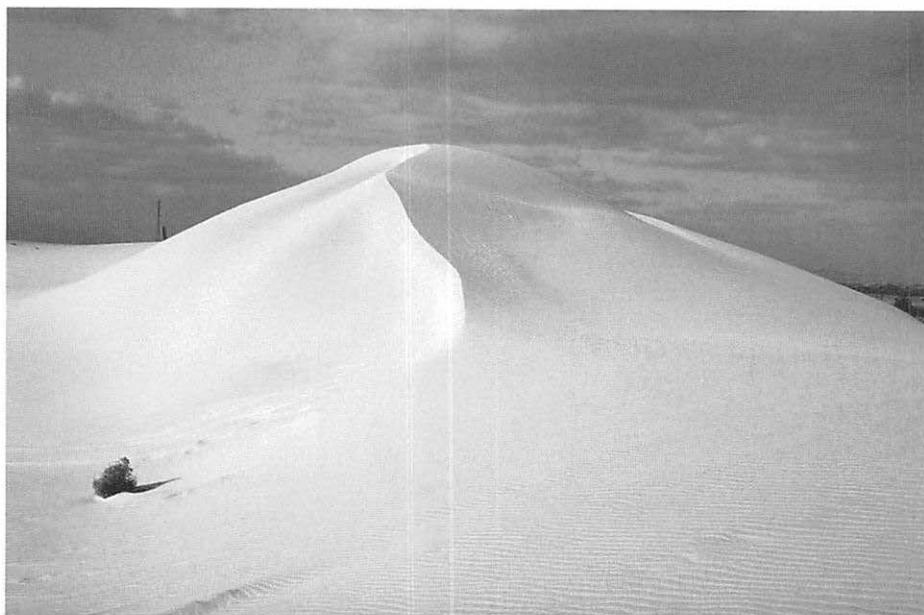


Foto 8 a „Längsdüne“ entlang der Straße südwestlich des Hotelkomplexes Oliva Beach, Nordost-Fuerteventura, scharf-gratförmige Ausbildung, Blick von Süden (Februar 1980)

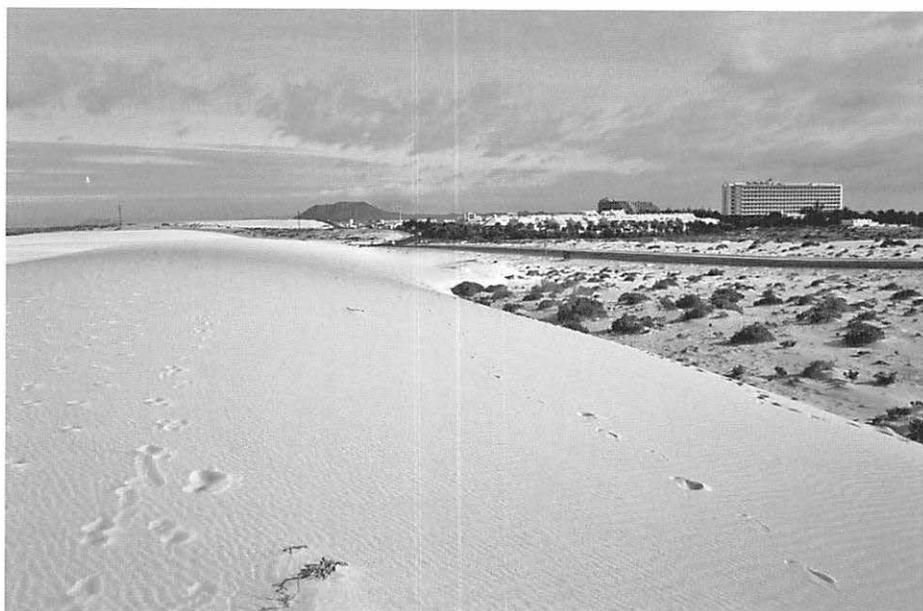


Foto 8 b Flacher Dünenrücken als Rest der „Längsdüne“ bei Oliva Beach (Abb. 8 a), Blick von Südwesten (Februar 2003)



© Spot Image S.A., 1993

Foto 9 Jandia-Bergland und Landenge von La Pared (Süd-Fuerteventura) in Satellitenbild-Szene (Sensor Spot-XS RGB: Kanäle 1, 2 und 3, Aufnahme 5.12.1993)



Foto 10 a Große Leedünen der Sotavento-Küste von Jandía, Süd-Fuerteventura, Blick von Nordost (Februar 1990)



Foto 10 b Vergleichsaufnahme der großen Leedünen an der Sotavento-Küste von Jandía, Blick von Nordost. Beide Dünen haben an Höhe, Länge und Volumen verloren, besonders die westliche Leedüne im Hintergrund (Januar 2007).



Foto 11 a Große Leedünen der Sotavento-Küste von Jandia, Süd-Fuerteventura, Blick von Südwest, Richtung Risco del Paso und Los Gorriones (Dezember 1985)

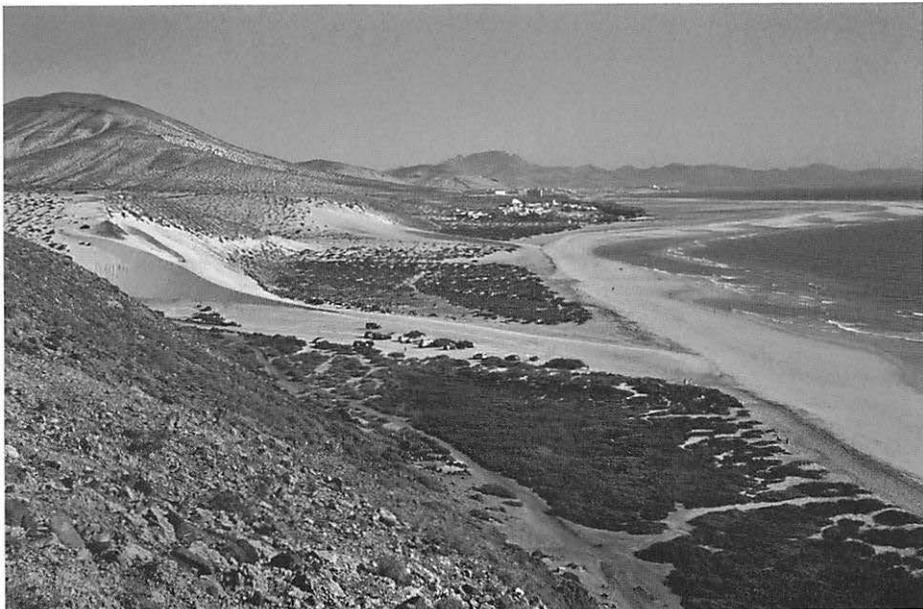


Foto 11 b Vergleichsaufnahme der großen Sotavento-Leedünen, Blick von Südwest. Der Höhen- und Längenverlust wird besonders für die westliche Leedüne (vorn) deutlich (Januar 2007).



Foto 12 a Westliche Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandía, Blick in Längsrichtung (Nord-Süd) vom Kliff zum Strand (Januar 1987)



Foto 12 b Vergleichsaufnahme der westlichen Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandía, Blick in Längsrichtung (Nord-Süd) vom Kliff zum Strand. Gegenüber dem Zustand von 1987 (Abb. 12 a) hat die Düne sehr stark an Höhe und Volumen verloren (Januar 2007).



Foto 12 c Vergleichsaufnahme der westlichen Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandía. Selbst gegenüber dem Zustand vom Januar 2007 (Abb. 12 b) hat die Düne weiterhin stark an Höhe, Volumen und nun auch an Länge verloren. Durch die Verkürzung wurden in Meeresnähe Schwemmschutt-Ablagerungen des Barranco del Salmo freigelegt (Dezember 2008).



Foto 13 a Östliche Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandia, Süd-Fuerteventura, Blick in Längsrichtung (Nord-Süd) vom Kliff zum Strand (Januar 1987)



Foto 13 b Vergleichsaufnahme der östlichen Leedüne an der Sotavento-Küste von Jandia, Blick in Längsrichtung (Nord-Süd) vom Kliff zum Strand. Die Größenabnahme gegenüber dem Zustand von 1987 (Abb. 13 a) ist unverkennbar (Januar 2007).

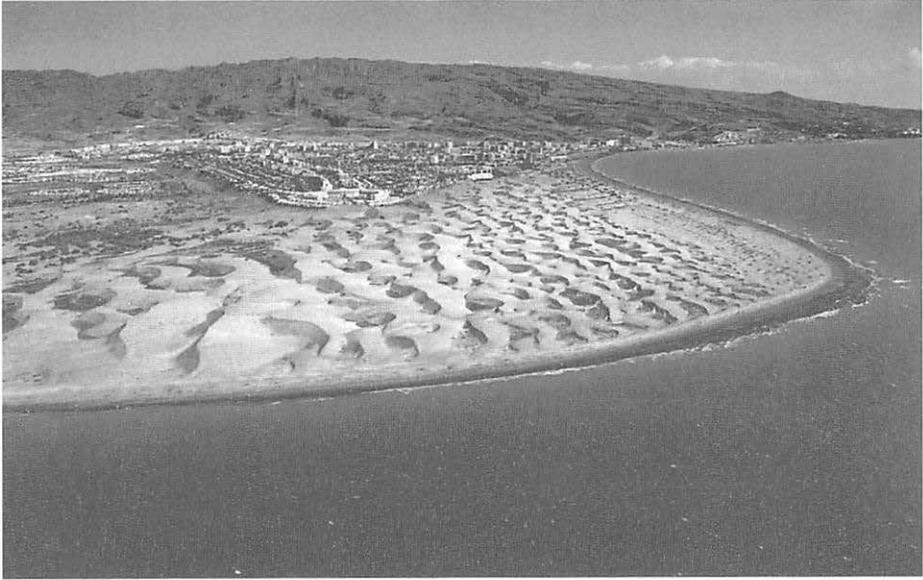


Foto 14 Luftaufnahme des Dünengebietes von Maspalomas/Playa del Inglés, Gran Canaria (nach einer käuflichen Postkarte). Rechts Playa del Inglés, Vordergrund Playa de Maspalomas, Bildmitte Urbanisation Playa del Inglés auf einem vorspringenden Rest des pleistozänen Fataga-Fächers



Foto 15 a Dünenfeld von Maspalomas/Playa del Inglés, Gran Canaria, Blick in südliche Richtung; Normalzustand bei Nordostwind (von links), (Dezember 1996)



Foto 15 b Dünenfeld von Maspalomas/Playa del Inglés, Gran Canaria bei Westsüdwestwind (von rechts); Asymmetrienumkehr mit Aufsitzerdünen im Kammbereich (September 1992)



Foto 16 Komplexes Muster der Dünenanordnung im Zentralteil des Dünenfeldes von Maspalomas/Playa del Inglés, Gran Canaria, Blick gegen Nordosten Richtung San Agustín (Dezember 1996)

5 Literatur

- AHLBRANDT, T. S. (1979): Textural parameters of eolian deposits. In: E. D. MCKEE (Hrsg.), *A Study of Global Sand Seas*, U. S. Geol. Survey Profess. Paper 1052, Washington, S. 21–51.
- ALCÁNTARA-CARRIÓ, J. (1998): Estudio de dinámica sedimentaria eólica en Maspalomas. Ayunt. de San Bartolomé de Tirajana. Technical Report. Unveröff. Manuskript.
- ALCÁNTARA-CARRIÓ, J.; ALONSO, I.; HERNÁNDEZ, L.; PÉREZ-CHACÓN, E. u. ROMERO, L. E. (1996): Landscape evolution and human alterations of the eolian sediment dynamics in the Jandía Isthmus (Fuerteventura, Spain). In: J. TAUSSIK u. J. MITCHELL (Hrsg.), *Partnership in Coastal Zone Management*, Cardigan, S. 283–290.
- ALCÁNTARA-CARRIÓ, J. u. ALONSO, I. (2001): Aeolian sediment availability in coastal areas defined from sedimentary parameters. Application to a case study in Fuerteventura. In: *Scientia Marina* 65, S. 7–20.
- ALCÁNTARA-CARRIÓ, J. u. ALONSO, I. (2002): Measurement and prediction of aeolian sediment transport at Jandía Isthmus (Fuerteventura, Canary Islands). In: *J. of Coastal Research* 18, S. 300–315.
- ALONSO BILBAO, I. (1997): Ejemplo de interacción playa-sistema eólico. El complejo sedimentario del Isthmus de Jandía (Fuerteventura). Unveröff. Manuskript.
- ALONSO, I.; SÁNCHEZ, I.; CABRERA, L.; BENAVIDES, A.; ALCÁNTARA-CARRIÓ, J. u. USERA, J. (2007): Decadal evolution of a coastal dune field and adjacent beaches at North of Fuerteventura (Canary Islands, Spain). In: *J. of Coastal Research, Spec. Issue* 39.
- ALONSO-ZARZA, A. M. u. SILVA, P.G. (2002): Quaternary laminar calcretes with beehives: evidences of small-scale climatic fluctuations, Eastern Canary Islands, Spain. In: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178, S. 119–135.
- BAEZ, M. u. BACALLADO, J. J. (1984): Los Fósiles de Canarias. In: J. J. BACALLADO Aránega, *Fauna (marina y terrestre) del Archipiélago Canario*. Gran Biblioteca Canaria 13, Las Palmas de G. C., S. 343–347.
- BAGNOLD, R. A. (1954): *The physics of blown sand and desert dunes*. Reprint (1. Aufl. 1941), London.
- BESLER, H. (1980): *Die Dünen-Namib. Entstehung und Dynamik eines Ergs*. Stuttgarter Geogr. Studien 96.
- BESLER, H. (1983): The response diagram: Distinction between aeolian mobility and stability of sands and aeolian residuals by grain size parameters. *Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 45, S. 287–301.
- BESLER, H. (1986): The Toshka-Canal dune: Analysis of development and dynamics. In: W. G. NICKLING (Hrsg.), *Aeolian Geomorphology Proceedings. 17th Annual Binghamton Geomorph. Symposium*, Sept. 1986, S. 113–130.
- BESLER, H. (1987): Entstehung und Dynamik von Dünen in warmen Wüsten. *Geogr. Rundschau* 39, S. 422–428.
- BESLER, H. (1991): The Keriya Dunes: First results of sedimentological analysis. *Die Erde, Erg.-H.* 6, S. 73–88.

- BESLER, H. (1992): Geomorphologie der ariden Gebiete. Erträge der Forschung Bd. 280, Wiss. Buchgesellsch. Darmstadt.
- BESLER, H. (1996): Granulometrische Sandtypen im Wüstenvergleich (Häufigkeitsverteilungen als Informationsträger). Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 40, S. 23–46.
- BESLER, H. (2001/02): Beiträge im Lexikon der Geographie. Spektrum.
- BESLER, H. (2002): Complex barchans in the Lybian Desert: Dune traps or overtaking solitons? Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 126, S. 59–74.
- BRAVO, T. (1964): Geografía general de las Islas Canarias. Vol. II, S/C de Tenerife.
- BULLARD, J. E. (2005): Arid geomorphology. Progress in Phys. Geography 29, S. 93–103.
- BUSCHE, D. (1998): Die zentrale Sahara. Perthes Geogr. im Bild.
- BUSCHE, D.; KEMPF, J. u. STENGEL, I. (2005): Landschaftsformen der Erde. Bildatlas der Geomorphologie. Wiss. Buchgesellsch. Darmstadt.
- CABRERA, L.; ALONSO, I. u. ALCÁNTARA-CARRIÓ, J. (2006): Spatial changes in surface sediments derived from different sediment sources and land uses at “El Jable” (Lanzarote, Spain). In: Journal of Coastal Research, Special Issue 48, Las Palmas de G. C., 29–34.
- CASTILLO RUIZ, C.; MARTÍN GONZÁLEZ, E.; BARQUÍN DIEZ, J. u. YANES LÓPEZ, Y. (2005): Síntesis Paleontológica. In: O. RODRÍGUEZ DELGADO (Hrsg.), Patrimonio Natural de la isla de Fuerteventura. Cabildo de Fuerteventura, S. 303–323.
- COOKE, R. U. u. WARREN, A. (1973): Geomorphology in deserts.
- CORNELIS, W. M. u. GABRIELS, D. (2003): The effect of surface moisture on the entrainment of dune sand by wind: An evaluation of selected models. Sedimentology 50, S. 771–790.
- CRiado HERNÁNDEZ, C. (1987): Evolución geomorfológica y dinamica actual del Jable de Corralejo (Fuerteventura, Islas Canarias). Revista de Geogr. Canaria 2, S. 29–52.
- CRiado HERNÁNDEZ, C. (1989): Evolución geomorfológica de Fuerteventura. Tesis Doctorales, Universidad de La Laguna, Tenerife.
- CRiado HERNÁNDEZ, C. (1991): La evolución del relieve de Fuerteventura. Publ. Excmo. Cabildo Insular, Pto. del Rosario.
- CRiado HERNÁNDEZ, C. (2005): Formas de modelado y procesos morfogenéticos. In: O. RODRÍGUEZ DELGADO (Hrsg.), Patrimonio Natural de la Isla de Fuerteventura. Cabildo de Fuerteventura, S. 45–58.
- CRiado, C.; GUILLOU, H.; HANSEN, A.; HANSEN, C.; LILLO, P.; TORRES, J. M. u. NARANJO, A. (2004): Geomorphological evolution of Parque Natural de las Dunas de Corralejo (Fuerteventura, Canary Islands). In: G. BENITO u. A. DIEZ HERRERO (Hrsg.), Contribuciones Recientes sobre Geomorfología, Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo Sept. 2004, Madrid, S. 291–297.
- CRiado, C. u. HANSEN, A. (2000): Depósitos dunares y periodos de estabilización en las Canarias Orientales durante los últimos 30 000 años. VI reunión Nacional de Geomorfología, Madrid, 76 (Abstract).

- CRIADO, C. u. HANSEN, A. (2006): Sand-dunes and dust in the Eastern Canary Islands. Understanding the late pleistocene climate. In: Lower Latitudes Loess -Dust Transport Past and Present. Intern. Workshop Lanzarote March 2006, Abstracts, S. 5–6.
- DERBYSHIRE, E. (2006): Recent Saharan dust on Gran Canaria: incidence and composition. In: Lower Latitudes Loess – Dust Transport Past and Present. Intern. Workshop Lanzarote March 2006, Report and Abstract, 7.
- DORTA ANTEQUERA, P. (2005): El Clima. In: O. RODRÍGUEZ DELGADO (Hrsg.), Patrimonio Natural de la Isla de Fuerteventura, Cabildo de Fuerteventura, S. 81–89.
- Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt (1986): Winddaten aus dem Seegebiet um Gran Canaria. Surf 4, S. 118.
- Deutscher Wetterdienst (1994): Bandaufzeichnungen von Klimadaten für Stationen der Kanarischen Inseln 1982–1993.
- FERNÁNDEZ, J. (1990): Transporte eólico de arenas a través del Istmo de Jandía, y su relación con la formación de playas en la costa de Sotavento. Demarcación de Costas de Canarias.
- FERNÁNDEZ, M.; SANTOS, A. u. DOMÍNGUEZ, F. (1982): El complejo de dunas de Corralejo (Fuerteventura). In: Gaceta de Canarias 3, S. 73–83.
- FERNANDOPOULLÉ, D. (1976): Climatic characteristics of the Canary Islands. In: G. KUNKEL (Hrsg.), Biogeography and Ecology in the Canary Islands, Monogr. Biologicae 30, S. 185–206.
- FICKER, H. von (1926): Richtung von Wind und Wolken auf Teneriffa. Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch. Wien, Math.-Naturw. Kl. 135, Abt. 2 a, S. 307–322.
- FOLK, R. L. u. WARD, W. C. (1957): Brazos River Bar: A study on the significance of grain size parameters. Journ. Sediment. Petrol. 27, S. 3–26.
- FRAHM, J. P. (1973): Ein geoökologisches Profil der Insel Gran Canaria. In: H. KLUG (Hrsg.), Beiträge zur Geographie der Mittelatlantischen Inseln, Schriften des Geogr. Institutes der Univ. Kiel 39, 81–119.
- FRIEDMAN, G. M. (1961): Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. Journ. of Sediment. Petrol. 31, 514–529.
- FRIEDMAN, G. M. (1962): On sorting, sorting coefficients, and the log normality of the grain-size distribution of sandstones. Journ. of Geology 70, 737–753.
- FRITSCH, K. von (1867): Reisebilder von den Canarischen Inseln. Peterm. Geogr. Mitteil. Ergh. 22.
- FRYBERGER, S. G. u. AHLBRANDT, T. S. (1979): Mechanisms for the formation of aeolian sand seas. Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 23, S. 440–460.
- FRYBERGER, S. G. u. DEAN, G. (1979): Dune forms and wind regime. In: E. D. MCKEE (Hrsg.), A Study of Global Sand Seas, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 1052, Washington, S. 137–153.
- FUSTER, J. M.; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E. u. LÓPEZ-RUIZ, A. (1968): Geology and Volcanology of Canary Islands. Fuerteventura. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid.

- GARCÍA CABRERA, C. (1976): Estudio de desarrollo pesquero de la Isla de Fuerteventura, zit. bei J. M. HERNÁNDEZ-RUBIO CISNEROS, Fuerteventura en la Naturaleza y la Historia de Canarias (1983, S.187).
- GISSNER, K. (1985): Klimageographie – Nordafrika (Tunesien, Algerien). Hygrische und thermische Klimatypen. Afrika-Kartenwerk N 5, Serie N, Beiheft zu Blatt 5.
- GISSNER, K. (1988): Die subtropisch-randtropische Trockenzone. Globale Verbreitung, Innere Differenzierung, Geoökologische Typisierung und Bewertung. Geoökodynamik 9, S. 135–183.
- GLÄSER, B. (1984): Quantitative Untersuchungen zur Morphogenese und Mobilität des Altdünenkomplexes in der Provinz Weißer Nil. In: H. MENSCHING (Hrsg.), Beiträge zur Morphodynamik im Relief des Jebel-Marra-Massivs. Akad. d. Wissensch. Göttingen. Kommission Geomorph. Prozesse, Hamburg, S. 202–217.
- GLÄSER, B. (1987): Altdünen und Limnite in der nördlichen Republik Sudan als morphogenetisch-paläoklimatischer Anzeiger. Akad. d. Wissensch. Göttingen, Kommission Geomorph. Prozesse.
- GLÄSER, B. (1988): Untersuchungen zur Morphogenese des äolischen und limnischen Formenschatzes im sahelischen Dünengebiet des Qoz Abu Dulu (Republik Sudan). In: J. HAGEDORN u. H. MENSCHING (Hrsg.), Aktuelle Morphodynamik und Morphogenese in den semiariden Randtropen und Subtropen, Abhandl. d. Akad. d. Wissensch. Göttingen, Math.-Pys. Kl. III, Nr. 41, S. 95–110.
- GRAF, A. (2004): Kondensation und Verdunstung im Wasserhaushalt vulkanischer Mulchdecken auf Lanzarote (Kanarische Inseln). Essener Ökologische Schriften 22.
- GRAF, A.; KUTTLER, W. u. WERNER, J. (2004): Dewfall measurements on Lanzarote, Canary Islands. Meteorol. Zeitschr. 13, 405–412.
- HAUSEN, H. (1956): Fuerteventura; some geological and geomorphological aspects of the oldland of the Canarian Archipelago. Acta Geografica 15 (2), Helsingfors.
- HAUSEN, H. (1959): On the geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas. Societas Scient.Fennica, Comment.Phys.-Math.23 (4), Helsinki-Helsingfors.
- HERNÁNDEZ, L. (2002): Análisis de la evolución del sistema de dunas de Maspalomas, Gran Canaria, Islas Canarias (1960-2000). Tesis Univ. Las Palmas de G. C.
- HERNÁNDEZ CALVENTO, L. (2006): Diagnóstico sobre la evolución del sistema de dunas de Maspalomas (1960-2000). Cabildo de Gran Canaria, Las Palmas de Gran Canaria.
- HERNÁNDEZ, L.; RUIZ, P.; ALONSO, I.; ALCÁNTARA, J.; PÉREZ-CHACÓN, E. u. SUÁREZ, C. (2003): Transformaciones inducidas por el desarrollo turístico en el campo de dunas de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias). Geofocus 3, S. 127-142.
- HERNÁNDEZ, L.; ALONSO, I.; SÁNCHEZ-PÉREZ, I.; ALCÁNTARA-CARRÍO, J. u. MONTESDEOCA, I. (2007): Shortage of sediments in the Maspalomas Dune Field (Gran Canaria, Canary Islands), deduced from aerial photographs, Foraminiferal content, and sediment transport trends. In: Journ.of Coastal Research 23, S. 993–999.
- HERNÁNDEZ CALVENTO, L.; OJEDA, J.; SÁNCHEZ, N. u. MÁYER, P. (2007): Aproximación al análisis del desplazamiento de las dunas de Maspalomas (Gran Canaria, Islas Canarias). In: GÓMEZ-PUJOL, L. u. FORNÓS, J. (Hrsg.), Investigaciones recientes en Geomorfología Litoral. Univ. de Les Illes Balears, Palma de Mallorca, S. 107–111.

- HERNÁNDEZ CORDERO, A. J.; PÉREZ-CHACÓN ESPINO u. HERNÁNDEZ CALVENTO, L. (2006): Vegetation colonisation processes related to a reduction in sediment supply to the coastal dune field of Maspalomas (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). In: *Journal of Coastal Research, Spec. Issue 48*, Univ. Las Palmas de G. C., S. 69–76.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1910): Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias. *Mem. Real. Soci. Esp. Hist. Nat.* 6/4, Madrid, S. 107–342.
- HÖLLERMANN, P. (1982): Studien zur aktuellen Morphodynamik und Geoökologie der Kanareninseln Teneriffa und Fuerteventura. In: *Abhandl. d. Akad. d. Wissensch. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III*, Nr. 34, Göttingen.
- HÖLLERMANN, P. (1988): Grundzüge der Morphogenese und aktuellen Morphodynamik auf den Ostkanaren. In: J. HAGEDORN u. H. MENSCHING (Hrsg.), *Aktuelle Morphodynamik und Morphogenese in den semiariden Randtropen und Subtropen*, *Abhandl. d. Akad. d. Wissensch. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III*, Nr. 41, S. 65–94.
- HÖLLERMANN, P. (1990): Zur Geoökodynamik von Dünen. Eine Fallstudie aus Süd-Fuerteventura. *Geoökodynamik* 11, S. 213–240.
- HÖLLERMANN, P. (1991 a): Studien zur Physischen Geographie und zum Landnutzungspotential der östlichen Kanarischen Inseln. Einleitung und Überblick. *Erdwiss. Forschung* 25, Mainz, S. 7–23.
- HÖLLERMANN, P. (1991 b): Neuere Materialien zum Klima von Fuerteventura, Kanarische Inseln. In: *Erdwiss. Forschung* 25, Mainz, S. 133–173.
- HÖLLERMANN, P. (1991 c): Untersuchungen zur äolischen Morphodynamik im Driftsandgürtel von Lanzarote (Kanarische Inseln). *Erdwiss. Forschung* 25, S. 197–276.
- HÖLLERMANN, P. (1992): Äolische Morphodynamik in Abhängigkeit von Klima und Mensch. In: M. G. HUBER (Hrsg.), *Verantwortung für die Zukunft*. Rhein. Friedr.-Wilh.-Universität Bonn, S. 90–93.
- HÖLLERMANN, P. (1996): Mesoskalige Windfeldstudien im nordatlantischen Passatgürtel. In: *Beiträge zur Physiogeographie. Festschrift für D. Barsch*, Heidelberger Geogr. Arbeiten 104, S. 44–58.
- HÖLLERMANN, P. (1997 a): Vergleichende Untersuchungen an Kalksanddünen der Kanarischen Inseln (Spanien). *Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 111, S. 51–72.
- HÖLLERMANN, P. (1997 b): Windfeldstudien in Dünengebieten. In: *Erdkunde* 51, S. 277–291.
- HÖLLERMANN, P. (2005): Dünensterben auf der Jandía-Halbinsel? *Wochenspiegel (Die kanarische Inselzeitung)* Ausg. 573 u. 574, Februar 2005, Pto. de la Cruz/Tenerife, S. 8 ff.
- HÖLLERMANN, P. (2006): Actual sandfields and dunes of the eastern Canary Islands. In: *Lower Latitudes Loess – Dust Transport Past and Present. Internat. Workshop Lanzarote March 2006*, Abstract, S. 11.
- HÖLLERMANN, P. u. ZEPP, H. (1991): Zur Abschätzung und Bedeutung der Taukondensation auf den östlichen Kanarischen Inseln. In: *Erdwiss. Forschung* 25, S. 175–196.

- JAHN, R. (1995): Ausmaß äolischer Einträge in circumsaharischen Böden und ihre Auswirkungen auf Bodenentwicklung und Standorteigenschaften. In: Hohenheimer Bodenkundl. Hefte 23.
- KLUG, H. (1968): Morphologische Studien auf den Kanarischen Inseln. Beiträge zur Küstenentwicklung und Talbildung auf einem vulkanischen Archipel. In: Schriften d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel 24/3.
- KLUG, H. (Hrsg.) (1973): Beiträge zur Geographie der mittelatlantischen Inseln. Schriften d. Geogr. Inst. der Univ. Kiel 39.
- KLUG, H. (1993): Reliefgefüge, Küstenentwicklung und Morphodynamik im Süden Gran Canarias (Kanarische Inseln). In: Münchner Geogr. Abh., Reihe B, 13, S. 111–123.
- KLUG, H. u. RAETH, A.-C. (1989): Geomorphologische Untersuchungen zur Reliefgestalt des Schelfs und seiner Beziehung zum Formencharakter der Küsten Gran Canarias (Kanarische Inseln). Essener Geogr. Arb. 17, S. 177–202.
- KNIRSCH, R. (1977): Bevölkerungsverteilung und Fremdenverkehr auf den Kanarischen Inseln. In: Studien zur allg. und reg. Geographie. J. Matznetter zum 60. Geburtstag. Frankf. Wirtsch.- u. sozialgeogr. Schriften 26, S. 223–237.
- LANCASTER, N. (1995): Geomorphology of Desert Dunes.
- LAUER, W. u. FRANKENBERG, P. (1981 a): Untersuchungen zur Humidität und Aridität in Afrika. Das Konzept einer potentiellen Landschaftsverdunstung. Bonner Geogr. Abhandl. 66.
- LAUER, W. u. FRANKENBERG, P. (1981 b): Eine Karte der hygrothermischen Klimatypen Afrikas. In: Erdkunde 35, S. 245–248.
- LAUER, W. u. FRANKENBERG, P. (1988): Klimaklassifikation der Erde. In: Geogr. Rundschau 40. H. 4, S. 55–59.
- LAUER, W., RAFIQPOOR, M. D. u. FRANKENBERG, P. (1996): Die Klimate der Erde. Eine Klassifikation auf ökophysiologischer Grundlage der realen Vegetation. In: Erdkunde 50, S. 275–300
- LIETZ, J. (1973): Fossile Piedmont-Schwemmfächer auf der Kanaren-Insel Gran Canaria und ihre Beziehung zur Lage des Meeresspiegels. In: Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.18, S. 105–120.
- LIETZ, J. (1975): Marines und terrestrisches Quartär auf Gran Canaria (Kanarische Inseln) und seine paläoklimatische Bedeutung. Neues Jahrb. f. Geol. Paläont., Abh. 150/1, S. 73–91.
- LIETZ, J. u. SCHWARZBACH, M. (1971): Quartäre Sedimente auf der Atlantik-Insel Porto Santo (Madeira-Archipel) und ihre paläoklimatische Deutung. Eiszeitalter u. Gegenwart 22, S. 89–109.
- LIPPS, S. (2004): Fuerteventura. Reise-Taschenbuch. Köln.
- LOGIE, M. (1982): Influence of roughness elements and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion. In: D. H. YAALON (Hrsg.), Aridic Soils and Geomorphic Processes, Catena Suppl. 1, Braunschweig, S. 161–173.

- MACHADO, A. (1976): Introduction to a faunal study of the Canary Islands' Laurisilva, with special reference to the ground- beetles. In: G. KUNKEL (Hrsg.), Biogeography and Ecology in the Canary Islands, S. 347-411.
- MARTÍNEZ, J. M. (1985): Dunas de Maspalomas (Gran Canaria, España): los parámetros morfoscópicos-granulimétricos. In: Bolet. Geol. Min. 94/95, S. 486-491.
- MARTÍNEZ, J. M. (1990): La provincia morfodinámica de Morro Besudo – Faro de Maspalomas (Isla de Gran Canaria, España). In: Reunion Nacional de Geomorfología, S. 351-363.
- MARTÍNEZ, J. M.; CARPIO, P.; GOMEZ, M.; HERNÁNDEZ, T. u. MENA, A. (1986): Las Dunas de Maspalomas (Gran Canaria): Geología e impacto del entorno. Cabildo Insular de Gran Canaria. Univ.Politécnica de Las Palmas.
- MARTONNE, E. de (1926): Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. *Météorologie* 2, S. 449-459.
- MARZOL JAÉN, M. V. (1988): La Lluvia: un recurso natural para Canarias. Publ.de la Caja General de Ahorros de Canarias. No.130, S/C de Tenerife.
- MÁYER, P. u. PÉREZ-CHACÓN, E. (2006): Tourist activity and floods on the southern coast of Gran Canaria. An induced risk? In: Journal of Coastal Research. Spec. Issue 48, Las Palmas de G. C., S. 77-80.
- MECO, J. (2003): Paleoclimatología de Lanzarote y La Graciosa (Yacimientos Paleontológicos). Servicio de Patrimonio Histórico del Cabildo de Lanzarote.
- MECO, J. u. PETIT-MAIRE, N. (1991): El cuaternario reciente de Fuerteventura. Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura, Casa Museo de Betancuria (Poster).
- MECO, J.; PETIT-MAIRE, N.; FONTUGNE, M.; SHIMMIELD, G. u. RAMOS, A. J. (1997): The quaternary deposits in Lanzarote and Fuerteventura (Eastern Canary Islands, Spain). An Overview. In: J. MECO u. N. PETIT-MAIRE (Hrsg.), *Climates of the Past*. Univ. of Las Palmas de Gran Canaria, S. 123-136.
- MECO, J. u. STEARNS, C. E. (1981): Emergent litoral deposits in the eastern Canary Islands. In: *Quaternary Research* 15, S. 199-208.
- MENÉNDEZ, I.; CABRERA, L.; SÁNCHEZ-PÉREZ, I.; MANGAS, J. u. ALONSO, I. (2006): Characterization of two fluvioloess deposits in Gran Canaria Island, Canary Islands. In: *Lower Latitudes Loess – Dust Transport Past and Present*. Internat. Workshop Lanzarote March 2006, Abstract, S. 28-29.
- NADAL, I. u. GUITIÁN, C. (1983): El sur de Gran Canaria: Entre el turismo y la marginación. Cuadernos Canarios de Ciencias Sociales 9. Madrid.
- NICKLING, W. G. u. MCKENNA NEUMAN, C. (1999): Recent investigations of airflow and sediment transport over desert dunes. In: A. S. GOUDIE u. I. LIVINGSTONE (Hrsg.), *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. Chichester, S. 15-47.
- NORDSTROM, K. F. (1994): Beaches and dunes of human-altered coasts. *Progress in Phys. Geography* 18.4, S. 497-516.
- ORTIZ, J. (2006): Amino acid chronology of aeolines on the eastern Canary Islands. In: *Lower Latitudes Loess – Dust Transport Past and Present*, Internat. Workshop Lanzarote March 2006, Abstract, S. 36.

- PARKIN, D. W. u. SHACKLETON, N. J. (1973): Trade winds and temperature correlations down a deep-sea core off the Saharan Coast. *Nature* 245, S. 455–456.
- PARREÑO, J. M. (2001): Características de la oferta turística en Maspalomas Costa Canaria. In: J. A. HERNÁNDEZ u. J. M. PARREÑO (Coord.): *Evolución e implicaciones del turismo en Maspalomas Costa Canaria*, T. I: El espacio turístico Maspalomas Costa Canaria. Ayuntamiento de S. Bartolomé de Tirajana, S. 103–127.
- PASENAU, H. (1973): Zur Morphologie des submarinen Reliefs im Raum der östlichen Kanarischen Inseln. In: KLUG, H. (Hrsg.), *Beiträge zur Geographie der Mittelatlantischen Inseln*. Schriften des Geogr. Inst. d. Univ. Kiel 39, S. 73–80.
- PASENAU, H. (1981): Bodenphysikalische Beobachtungen im Trockenfeldbau auf Lanzarote. *Aachener Geogr. Arbeiten* 14, S. 273–285.
- PÉREZ-CHACÓN ESPINO, E. et al. (Hrsg.) (2007): *Maspalomas: claves científicas para el análisis de su problemática ambiental*. Univ. de Las Palmas de Gran Canaria, Depto. de Geografía.
- PETIT-MAIRE, N.; DELIBRIAS, G.; MECO, J.; POMEL, S. u. ROSSO, J.-C. (1986): Paléoclimatologie des Canaries Orientales (Fuerteventura). In: C. R. Acad.Sci. Paris 303, Sér. II, No. 13, S. 1241–1246.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E. u. SIEVERS, R. (1972): Sand and Sandstone.
- PFEIFFER, L. (1991): Schwermineralanalysen an Dünenensanden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamakan. *Bonner Geogr. Abhandl.* 83.
- PRIESMEIER, K. (1973): Barchane als Küstendünen bei Maspalomas auf Gran Canaria. In: *Mitteil. d. Geogr. Gesellsch. München* 58, S. 69–77.
- REINECK, H.-E. (1990): Eine Basalt-Kliffküste als Sandmühle für Kalksand. *Natur und Museum* 120, S. 292–295.
- REINECK, H.-E. (1993): Sedimentologie einer biogenen Flugsanddecke auf Lanzarote, Kanarische Inseln. In: *Beobachtungen im Gelände. Senckenberg Marit.* 23, S. 1–6.
- ROGNON, P. u. GOUDÉ-GAUSSSEN, G. (1987): Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pleistocène et de l'Holocène du nord de Fuerteventura (Canaries). In: *Zeitschr. f. Geomorph.* N. F. 31, S. 1–19.
- ROTHER, P. (1982): Zur Geologie der Kapverdischen Inseln. In : *Cour. Forsch. Ins. Senckenberg* 52, S. 1–9.
- ROTHER, P. (1996²): *Kanarische Inseln. Sammlung Geolog. Führer* 81.
- SAPPER, K. (1906): Beiträge zur Kenntnis von Palma und Lanzarote. II. Lanzarote. In: *Peterm. Geogr. Mitteil.* 52, S. 173–184.
- SARNTHEIN, M. (1982): Zur Fluktuation der subtropischen Wüstengürtel seit dem letzten Hochglazial vor 18000 Jahren: Klimahinweise und Modelle aus Tiefseesedimenten. In: *Geomethodica*, Veröff. 7 BGC. S. 125–161.
- SARRE, R.D. (1987): Aeolian sand transport. In: *Progress in Phys. Geography* 11, S. 157–182.
- SAVAT, J. (1982): Common and uncommon selectivity in the process of fluid transportation: field observations and laboratory experiments on bare surfaces. In: H. YAALON (Hrsg.), *Aridic Soils and Geomorphic Processes. Catena Suppl.* 1, S. 139–160.

- SCHÄFER, A. (2005): Klastische Sedimente. Fazies und Sequenzstratigraphie. Spektrum.
- STENDEL, I. (1992): Zur äolischen Morphodynamik von Dünen und Sandoberflächen. Würzburger Geogr. Arb. 83.
- TETZLAFF, G. u. PETERS, M. (1986): Deep-sea sediments in the eastern equatorial Atlantic off the African coast and meteorologic flow patterns over the Sahel. Geolog. Rundschau 75, S. 71–79.
- THOMAS, D. S. G. (1986): The response diagram and ancient desert sands – a note. In: Zeitschr. f. Geomorph. N. F. 30, S. 363–369.
- THOMAS, D. S. G. (1989): Aeolian sand deposits. In: D. S. G. THOMAS (Hrsg.), Arid Zone Geomorphology. S. 232–261.
- THOMAS, D. S. G. (Hrsg.) (1997²): Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands.
- THOMAS, D.S.G. (1999): Coastal and continental dune management into the 21st Century. In: A. S. GOUDIE u. I. LIVINGSTONE (Hrsg.), Aeolian Environments, Sediments and Landforms, S. 105–127.
- TORRES, A. u. SOARES, J. M. (1946): Formacoes sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde. Rep. Portuguesa, Ministério de Colónias, Memórias, Série Geológica III.
- TORRIANI, L. (1590): Die Kanarischen Inseln und ihre Ureinwohner. Übersetzt und hrsg. von D. J. WÖLFEL. Leipzig 1940.
- TROLL, C. u. PAFFEN, K. H. (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. In: Erdkunde 18, S. 5–28.
- TSOAR, H. (1985): Profile analysis of sand dunes and their steady state signification. Geograf. Annaler 67 A, S. 47–59.
- TSOAR, H. (1989): Linear dunes: forms and formation. In: Progress in Phys. Geography 13, S. 507–528.
- TSOAR, H.; RASMUSSEN, K. R.; SÖRENSEN, M. u. WILLETS, B. B. (1985): Laboratory studies of flow over dunes. In: O. E. BARNDORFF-NIELSEN et al. (Hrsg.), Proceedings of the Internat. Workshop on the Physics of blown Sand. Dpt. of Theoret. Statistics. Univ. of Aarhus, Mem. No.8, S. 327–349.
- VASQUES GUTIERREZ, J. u. SANCHES BALLESTEROS, J. (1982): La energía eólica. Una posibilidad de nuestras islas. Aguayo No.140, S. 24–26.
- VERSTAPPEN, H. T. (1972): On dune types, families and sequences in areas of unidirectional winds. Göttinger Geogr. Abh.60 (Hans Poser-Festschrift), S. 341–353.
- WALKER, C. A.; WRAGG, G. M. u. HARRISON, C. J. O. (1990): A new shearwater from the pleistocene of the Canary Islands and its bearing on the evolution of certain Puffinus shearwaters. In: Hist. Biol. 3, S. 203–224.
- WALTER, H. (1955): Die Klimadiagramme als Mittel zur Beurteilung der Klimaverhältnisse für ökologische, vegetationskundliche und landwirtschaftliche Zwecke. In: Ber. d. Dt. Botan. Gesellsch. 68, S. 331–344.
- WARREN, A. (1979): Aeolian processes. In: C. EMBLETON u. J. THORNES (Hrsg.), Process in Geomorphology. London, S. 325–351.

- WARREN, A. (1984): Arid geomorphology. In: *Progress in Phys. Geography* 8, S. 399–420.
- WARREN, A. u. KNOTT, P. (1983): Desert dunes: a short review of needs in desert dune research and a recent study of micro-meteorological dune initiation mechanisms. In: M. E. BROOKFIELD u. T. S. AHLBRANDT (Hrsg.), *Eolian Sediments and Processes*, Amsterdam, S. 343–352.
- WIGGS, G. F. S. (1993): Desert dune dynamics and the evaluation of shear velocity: an integrated approach. In: K. PYE (Hrsg.), *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems*. In: *Geol. Society of London. Spec. Publ.* 72, S. 37–46.

**Dünengebiete und äolische Morphodynamik auf
den Kapverdischen Inseln in vergleichender Sicht**

von • by
Peter HÖLLERMANN

Inhalt: Dünengebiete und äolische Morphodynamik auf den Kapverdischen Inseln in vergleichender Sicht

	Inhalt	161
	Figurenverzeichnis	161
	Tabellenverzeichnis	161
	Fotoverzeichnis	162
	Zusammenfassung	163
1	Einführung	167
2	Das Untersuchungsgebiet: Lage, Relief und Klima	168
3	Grundzüge der Dünenverbreitung und Herkunft der Sande	171
4	Regionaler Teil	173
4.1	Die Ostinseln	173
4.2	Die Nordinseln	179
4.3	Die Südenseln	181
5	Sandströme, Windregime und Dünenformen	183
6	Dünensande im Vergleich	187
7	Klimatische Zuordnung der Sand- und Dünengebiete	195
8	Fotos	197
9	Literatur	202

Figuren

Fig. 2.1	Lageskizze der Kapverdischen Inseln mit Hauptwindrichtungen	168
Fig. 4.1	Insel Sal., Lage der Sand- und Dünengebiete	173
Fig. 4.2	Insel Boavista, Lage der Sand- und Dünengebiete	176
Fig. 6.1	Friedman-Diagramm (Mz vs. Si) für Dünensandproben von den Kapverden und Madeira/Porto Santo	190
Fig. 6.2	Friedman-Diagramm (Mz vs. Si) für Dünensandproben von den Kanarischen Inseln (Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria)	192

Tabellen

Tab. 6.1	Kalkanteil und Texturparameter von Dünensanden der Kapverdischen Inseln	189
Tab. 6.2	Kalkanteil, mittlere Korngröße und Sortierung von Dünensanden der Kanarischen Inseln und von Madeira-Porto Santo	191

Fotos

- Foto 1 Transversaler Dünenrücken (6–7 m hoch) mit steiler Leeböschung an der Südostküste von Sal (Costa da Fragata); anschließend salzverkrustete Zwischendünenfläche (Mai 2000) 197
- Foto 2 Von Sanddrift (Korrasion) angegriffene Kalksandsteindecke nordwestlich von Santa Maria, Süd-Sal (Mai 2000) 198
- Foto 3 Durch barchanoide Wanderdünen verschüttete Reste einer Keramikfabrik (1895–1928) an der Praia da Chave westlich von Rabil, Boavista (Mai 2000) 199
- Foto 4 Binnendünengebiet der Desierto da Viana östlich von Rabil mit enggestaffelten und z. T. verbundenen barchanoiden Transversaldüne bis zu 10 m Höhe (Mai 2000) 199
- Foto 5 Küstendünen und Kletterdünen an der Praia Grande im Osten von São Vicente (Mai 2000) 200
- Foto 6 Junger Stratovulkan Pico de Fogo (2829 m) und Parasitärkrater im Kessel Chã das Caldeiras (um 1800 m), Fogo (Mai 2000) 201

Zusammenfassung: Dünengebiete und äolische Morphodynamik auf den Kapverdischen Inseln in vergleichender Sicht

Summary: Dunes and aeolian processes on the Cape Verde Islands in a comparative view

Extent and forms of sand fields and dunes were studied on the Cape Verde Islands in the east-central Atlantic Ocean ($14^{\circ}48' - 17^{\circ}12'N$), in relation to climate, wind regime, sediment supply, and landforms (Fig. 2.1). The widest distribution of aeolian processes and landforms exists on the flat and arid eastern islands (Sal, Boavista, Maio; Fig. 2.1, 4.1 and 4.2), while on the higher and mountainous northern and southern islands the extent is more restricted. The predominance of the aeolian morphodynamics on the eastern islands is a general pattern on the Macaronesian Archipelagos.

The dune sediments are mainly composed of carbonate sands, that originated from pleistocene paleodunes (bioclastic calcarenites resp. eolianites). Consequently the pattern of actual sand fields and dunes as well as the basic textural parameters of the dune sediments, are largely controlled by pleistocene conditions, mainly by the position and extension of the windward shelf margins exposed during the pleistocene sea-level depression. Aeolian sands originating from volcanic substrates constitute a minor part of the dune sediments only. Most sand fields and dunes are concentrated near the coasts.

The wind-regime is wide-unimodal with dominating trade winds from $40-45^{\circ}$ NE on the average, with local modifications by landforms or upwind-downwind position (Fig. 2.1). The trade wind circulation (nearly 80 % of all observations) finds its seasonal maximum in winter and spring. The major aeolian bedforms are sand sheets and shields, transverse ridges, barchanoid ridges, downwind dunes of different sizes and local climbing dunes.

Based on 30 sand samples taken from dunes of the Cape Verde Islands (mainly crest sands) the mean grain size was calculated to 1,89 phi (= 0,273 mm) in the medium sand fraction, with extremes between 2,65 and 1,45 phi (= 0,16–0,36 mm). The mean sorting Si is good (0,454, extremes 0,274–0,881). Most grains are subrounded. The carbonate sands have a high content of $CaCO_3$ (70–90 % as a rule), while sands originating from volcanic substrates are poor in carbonates (0–4 %).

A graphic demonstration of the textural parameters of different dune fields is given by the so-called "Friedman-diagram" (mean grain size M_z versus sorting Si, Fig. 6.1). So the active barchanoid transverse dunes of NW-Boavista - moving on a calcarenite surface - show significantly finer and better sorted sands than the coastal dunes of southern Sal, where transport distances are low and where processes of corrasion and deflation bring about an admixture of dune sands with surface materials. Under the conditions of the Atlantic Archipelagos the "Friedman-diagrams" are not applicable to distinguish between active and fixed dune sands ("reaction diagram" after H. BESLER 1983).

One major object of the study was the comparison of the aeolian processes and landforms on the Cape Verde Islands with other Archipelagos in the east-central Atlantic, namely with the Canary Islands and Madeira-Porto Santo. Details of the comparison

are discussed in the text and demonstrated in tables (Tab. 6.1 and 6.2) and diagrams (Fig. 6.1–6.2). As a result, the conformities look to be greater than the differences, at least with regard to the dominating carbonate dunes.

The climatic requirements for intense aeolian processes and active dunes on the Archipelagos of the east-central Atlantic can be described by an index of aridity $< 4,5-5$, corresponding to an annual precipitation average of $< 130-150$ mm. A peripheral area of minor and restricted aeolian activity is developed within the limits of the indices of aridity $4,5-15$, corresponding to annual precipitation averages of about $130-400$ mm. Extrazonal coastal dunes or wind ripple patterns on young volcanic substrates are not unusual even on humid islands. For the extent and activity of aeolian processes and landforms on the Archipelagos under investigation the latitudinal (planetary) gradient is less important than the east-western gradient within the individual Archipelagos.

Resumen: Áreas dunares y morfodinámica eólica en las islas de Cabo Verde, un estudio comparativo

En las islas de Cabo Verde, situadas en el Atlántico centro-oriental ($14^{\circ}48'-17^{\circ}12'N$), se estudiaron la distribución y las formas de campos de arenas móviles y dunas en relación al clima, régimen eólico, aporte de material y relieve (fig. 2.1). Las formas y los procesos eólicos tienen su máxima extensión en las áridas y bajas islas orientales (Sal, Boavista, Maio, fig. 2.1, 4.1, 4.2), mientras que en las islas septentrionales y meridionales del archipiélago, de mayor altura y relieve más accidentado, las condiciones para su formación son menos favorables. La predominancia de la morfodinámica eólica en las islas orientales es un fenómeno general en los grupos de islas macaronésicas.

El material dunar está formado predominantemente por arenas carbonatadas que tienen su origen en paleodunas pleistocénicas (eolianitas o calcarenitas de material bioclástico). Por ello, tanto el patrón de distribución de las áreas arenosas y dunas actuales como también los parámetros fundamentales de la textura de las arenas, están en gran medida influenciados por las condiciones que regían durante el Pleistoceno, especialmente por la amplitud de las plataformas costeras de la vertiente de sotavento, que quedaron secas durante las bajadas de nivel del mar pleistocénicas. Las arenas formadas a partir de material volcánico constituyen solo una pequeña parte de los complejos dunares. La mayor parte de los campos de arenas móviles y dunas se encuentran en las proximidades de la costa.

Domina un régimen eólico de alisios ampliamente unimodal de $40-45^{\circ}$ NE en promedio, que presenta modificaciones locales debido al relieve o la situación de barlovento-sotavento (fig. 2.1). El alisio (casi 80 % de todas las fechas de observación) tiene su máximo en invierno y primavera. Las formas eólicas encontradas son cubiertas arenosas, dunas en escudo, lomas arenosas trasversales, dunas trasversales barcanoides, dunas de sotavento de tamaño variable y localmente también dunas ascendentes.

En base a 30 muestras de arena dunar de Cabo Verde (generalmente procedentes de las crestas de las dunas) se calculó un tamaño medio de grano de $1,89 \phi$ ($=0,273$ mm) en la fracción central de arena, con extremos entre $2,65$ y $1,45 \phi$ ($=0,16-0,36$ mm). La clasificación media Si de $0,454$ es buena (extremos $0,274-0,881$). La mayoría de los

granos tiene cantos redondeados. Las arenas carbonatadas tienen un alto contenido en cal (generalmente entre 70 y 90 %), mientras que las de origen volcánico muestran contenidos de cal de 0–4 %.

Una visión gráfica de conjunto de los parámetros texturales de arenas procedentes de diversos campos dunares es el llamado „diagrama de Friedman“ (tamaño medio de grano M_z versus clasificación S_i , fig. 6.1). Como ejemplo, se puede citar que las activas dunas trasversales barcanoides del NW de Boavista, que se mueven sobre un soporte de areniscas calcáreas, muestran arenas de granos claramente más finos y mejor clasificados que las dunas costeras del sur de Sal, donde los cortos caminos recorridos así como procesos de corrosión y deflación han conducido a una mayor mezcla de las arenas con material procedente del soporte. Sin embargo, bajo las condiciones de los archipiélagos centro-atlánticos los „diagramas de Friedman“ no parecen adecuados para distinguir arenas móviles y fijadas („diagrama de reacción“ en el sentido de H. BESLER 1983).

Una de las finalidades principales de la investigación fue comparar los procesos y las formas eólicas de las islas de Cabo Verde con los de otros archipiélagos del Atlántico centro-oriental, en especial con Canarias y Madeira-Porto Santo. Los detalles de esta comparación se exponen en el texto y gráficamente en tablas (tab. 6.1 y 2.2) y diagramas (fig. 6.1, 6.2). Es obvio que existen más coincidencias que diferencias fundamentales, al menos en lo que respecta las dunas de arenas calcáreas, que son las que predominan.

El condicionante climático para los procesos eólicos intensos y dunas activas en los archipiélagos Atlántico centro-oriental es un índice de aridez de $< 4,5-5$, lo que equivale a valores medios de precipitación anual de 130–150 mm. Existe una franja marginal, con actividad eólica limitada, en zonas con índices de aridez de $4,5-15$, equivalentes a precipitaciones anuales de 130–400 mm. Por supuesto, dunas costeras extrazonales y campos de arenas sobre sustratos volcánicos recientes pueden aparecer también en islas con un clima húmedo. En lo que respecta a la distribución y la intensidad de la morfodinámica eólica, el macrogradiente a escala planetaria es de menor importancia que el gradiente E-W, a escala regional cada uno de los archipiélagos estudiados.

Zusammenfassung

Auf den Kapverdischen Inseln im östlichen Mittelatlantik ($14^{\circ}48'-17^{\circ}12'N$) wurden Verbreitung und Formen von Driftsandfeldern und Dünen in Abhängigkeit von Klima, Windregime, Materialzufuhr und Relief untersucht (Fig. 2.1). Äolische Prozesse und Formen finden ihre weiteste Verbreitung auf den flachen und ariden Ostinseln (Sal, Boavista, Maio, Fig. 2.1, 4.1 u. 4.2), während die Bedingungen auf den höheren und gebirgigen Nord- und Südinseln ungünstiger sind. Die Vorherrschaft der äolischen Morphodynamik auf den Ostinseln ist im Bereich der Makaronesischen Inselgruppen eine generelle Erscheinung.

Das Dünenmaterial besteht überwiegend aus Karbonatsanden, die aus pleistozänen Paläodünen hervorgingen (Äolianite bzw. Kalkarenite aus bioklastischem Material). Daher wurden das Verbreitungsmuster der heutigen Sandgebiete und Dünen wie auch die wesentlichen Texturparameter der Dünensande weitgehend schon durch pleistozäne Vorgegebenheiten vererbt, vor allem durch die Ausdehnung der luvseitigen Schelfsäume, die während der pleistozänen Meeresspiegelsenkungen trocken fielen.

Windverlagerte Sande aus vulkanischem Ausgangsmaterial nehmen nur einen geringen Teil der Dünenablagerungen ein. Die meisten Driftsandfelder und Dünen sind in Küstennähe anzutreffen.

Es herrscht ein weit-unimodales passatisches Windregime aus 40–45° NE im Mittel, jedoch mit lokalen Abwandlungen durch das Relief oder Luv-Lee-Lagen (Fig. 2.1). Die Passat-Zirkulation (fast 80% aller Terminbeobachtungen) hat ihr jahreszeitliches Maximum im Winter und Frühjahr. Als Dünenformen finden sich Sanddecken, Schilddünen, transversale Sandrücken, barchanoide Querdünen, Leedünen unterschiedlicher Größe und lokal auch Kletterdünen.

Aufgrund von 30 Dünensandproben von den Kapverden (meist Firstsande) errechnet sich eine mittlere Korngröße von 1,89 phi (= 0,273 mm) in der Mittelsandfraktion, mit Extremen zwischen 2,65 und 1,45 phi (= 0,16–0,36 mm). Die mittlere Sortierung S_i von 0,454 ist gut (Extreme 0,274–0,881). Die meisten Sandkörner sind kantengerundet. Die Karbonatsande haben einen hohen Kalkanteil (meist zwischen 70 und 90 %), während Sande aus vulkanischem Substrat naturgemäß kalkfrei bis kalkarm sind (0–4 %).

Eine übersichtliche graphische Veranschaulichung der Texturparameter von Sanden aus verschiedenen Dünenfeldern bietet das sog. „Friedman-Diagramm“ (mittlere Korngröße M_z versus Sortierung S_i , Fig. 6.1). Z. B. weisen die aktiven barchanoiden Transversaldünen von NW-Boavista, die sich über einer Unterlage von Kalksandstein bewegen, deutlich feinkörnigere und besser sortierte Sande auf als die Küstendünen von Süd-Sal, wo nur kurze Transportwege sowie Korrasions- und Deflationsprozesse zu einer stärkeren Vermengung mit Material aus der Unterlage führen. Unter den Bedingungen der mittelatlantischen Archipele erscheinen die „Friedman-Diagramme“ aber nicht geeignet, zwischen mobilen und festliegenden Dünensanden zu unterscheiden („Reaktions-Diagramm“ im Sinne von H. BESLER 1983).

Ein wesentliches Anliegen der Untersuchung war, die äolischen Prozesse und Formen auf den Kapverden mit denen anderer Archipele im östlichen Mittelatlantik zu vergleichen, vor allem mit den Kanarischen Inseln und Madeira-Porto Santo. Näheres zu diesem Vergleich wird im Text diskutiert und in Tabellen (Tab. 6.1 und 6.2) und Diagrammen (Fig. 6.1–6.2) veranschaulicht. Dabei sind augenscheinlich mehr Übereinstimmungen als wesentliche Unterschiede festzustellen, jedenfalls was die vorherrschenden Kalksanddünen anbelangt.

Als klimatische Voraussetzungen für intensive äolische Prozesse und aktive Dünen auf den Inselgruppen des östlichen Mittelatlantik ergeben sich Ariditätsindices von <4,5–5, was mittleren Jahresniederschlägen von <130–150 mm entspricht. Ein Randbereich mit eingeschränkter äolischer Aktivität ist in den Grenzen zwischen den Ariditätsindices 4,5–15 bzw. von Niederschlags-Jahressummen von 130–400 mm zu finden. Extrazonale Küstendünen und Windrippelfelder auf jungvulkanischen Substraten können natürlich auch auf Inseln mit humidem Klima auftreten. Was die Verbreitung und Intensität der äolischen Morphodynamik anbelangt, so tritt der weiträumige planetarische Gradient gegenüber dem mehr kleinräumigen Ost-West-Gradienten innerhalb der einzelnen Archipele zurück.

1 Einführung

Nach langjährigen Untersuchungen zur aktuellen Morphodynamik und Geoökologie der Kanarischen Inseln wurden Vergleichsstudien auf anderen mittelatlantischen Archipelen durchgeführt, so auf den Azoren (1999), Madeira mit Porto Santo (1995, 2002) und den Kapverdischen Inseln (2000). Die mittelatlantischen Inselgruppen mit ihrer planetarisch-meridionalen Abfolge vom Rand der Mittelbreiten durch die Subtropen bis in die äußeren Tropen legen vergleichende Fragestellungen nahe (z. B. J. MATZNETTER 1968, H. KLUG 1973, 1977, M. BÁEZ u. L. SÁNCHEZ-PINTO 1983). Die eigenen Geländestudien hatten u. a. einen Schwerpunkt in der verglichenen Untersuchung der äolischen Morphodynamik und der Dünengebiete. Im vorliegenden Beitrag soll darüber von den Kapverdischen Inseln berichtet werden, verbunden mit vergleichenden Ausblicken auf die anderen Inselgruppen.

Auf dem afrikanischen Festland liegt die Südgrenze der heute wirksamen äolischen Morphodynamik im Niger bei etwa 14°N, im atlantischen Küstenbereich noch weiter nördlich (H. MENSCHING u. G. STUCKMANN 1970, S.182). Nach einer bei D. S. G. THOMAS (1997, S. 583) wiedergegebenen Karte verläuft die Grenze der aktiven Dünen und der Altdünensysteme an der Atlantikküste bei 17–18°N und fällt näherungsweise mit der 150 mm-Jahresisohyete zusammen. Da die Kapverdischen Inseln im vorgelagerten Atlantik nahe bzw. sogar noch südlich dieser Grenze liegen, erscheint die Frage nach der Verbreitung und Wirksamkeit der äolischen Morphodynamik dort auch von überregionalem Interesse.

2 Das Untersuchungsgebiet: Lage, Relief und Klima

Die Inselgruppe der Kapverden (Cabo Verde) liegt mit $14^{\circ}48'$ bis $17^{\circ}12'N$ in der Breite der Sahelzone rund 500 km vor der westafrikanischen Küste (Senegal). In der Draufsicht ordnen sich die Inseln in Form eines gegen Westen offenen Hufeisens bzw. U an (Fig. 2.1), wobei gewöhnlich nach der Lage zum NE-Passat zwischen den Barlavento-Inseln im Norden und den Sotavento-Inseln im Süden unterschieden wird. Für die Zwecke dieser Studie bietet sich eher eine Dreigliederung in die Ostinseln (Sal, Boavista, Maio), die Nordinseln (von São Nicolau bis Santo Antão) und die Südinseln (Santiago, Fogo, Brava) an, wie nicht nur unter geomorphologischen Aspekten, sondern auch aus biogeographischen Gründen nahegelegt wird (z. B. W. LOBIN u. P. OHM 1987, S. 324 f.). Während die Nord- und Südinseln überwiegend gebirgig sind und in luvwärtigen Berglagen hohe Jahres-Regensummen empfangen, sind die Ostinseln durch die zumeist sanften Geländeformen und ihr arides Klima für die Wirksamkeit der äolischen Morphodynamik besonders geeignet. Die höchste Erhebung der Inselgruppe ist der aktive Vulkan Pico de Fogo (2829 m) im Süden; im Norden der Topo de Coroa (1979 m) im Bergland von Santo Antão.

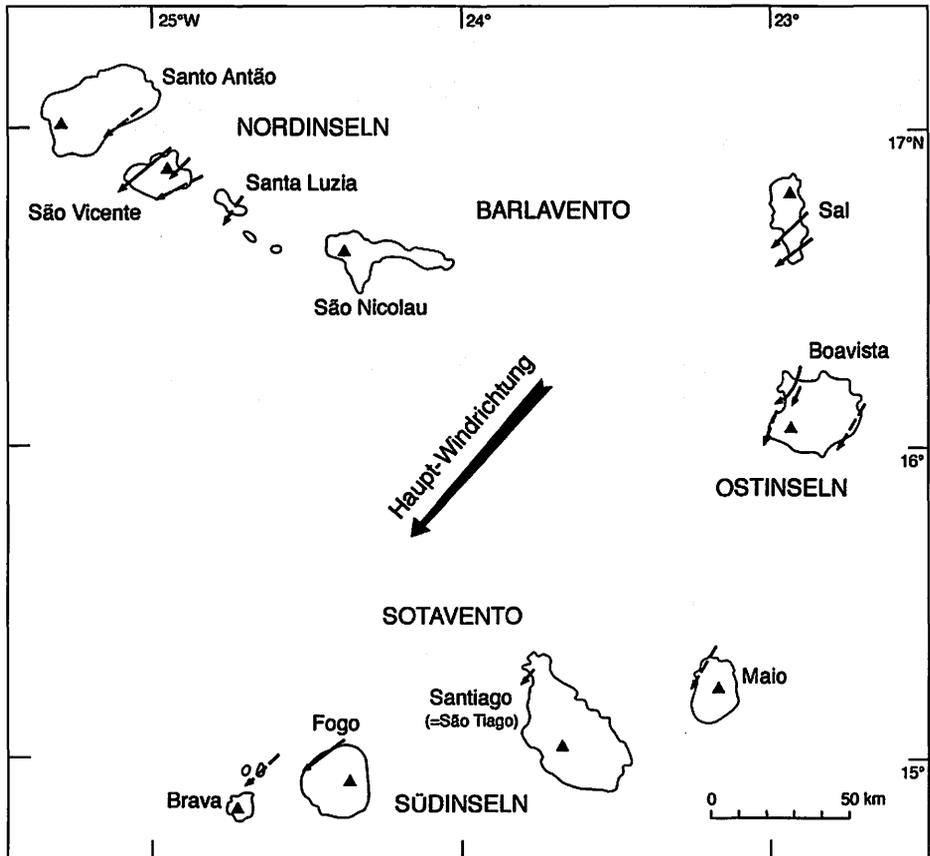


Fig. 2.1 Lageskizze der Kapverdischen Inseln mit Hauptwindrichtungen

Die Ostinseln sitzen einem breiten submarinen Sockel auf und sind reich an altem Flachrelief, da mangels jüngerer Vulkanaktivität die postvulkanische subaerische Denudation und marine Abrasion über lange Zeit (seit dem Pliozän?) wirksam waren (zur Reliefentwicklung der Kapverden vgl. z. B. H. KLUG 1973 sowie H. KLUG u. S. GIER 1990). Nur wenige Erhebungen ragen einige 100 m hoch auf und zeigen kaum noch Beziehungen zu den ursprünglichen vulkanischen Strukturen. Die Ostinseln zeichnen sich zudem durch das reichliche Auftreten von Sedimenten unterschiedlichen Alters von altkretazischen Kalken bis zu Strandsanden, Flugsanddecken und Dünen der Gegenwart aus.

Die Inselgruppe liegt in den äußeren Tropen nahe der Südgrenze bzw. Auslaufzone des nordhemisphärischen Passatgürtels. Luftströmungen aus nordöstlichen Richtungen machen im Jahresmittel noch fast 80 % der Terminbeobachtungen aus (W. LOBIN u. K. GROH 1979, S. 394). Anders als im subtropischen madeirisch-kanarischen Bereich erlangt die Passatzirkulation aber im Winter und Frühjahr ihre Hauptwirksamkeit. Im Spätsommer und Frühherbst kommt es bei der Nordverlagerung der ITC zu sinkendem Luftdruck mit instabiler Luftschichtung und südwestlichen Luftströmungen, sodass der Passat abgeschwächt und zeitweilig ganz abgelöst wird (ca. 5 % der Terminbeobachtungen im Jahresmittel mit SW-Winden). In diese Jahreszeit fällt auch das genetisch uneinheitliche Niederschlagsmaximum (über 3/4 der mittleren Jahressumme zwischen August und Oktober, nach H. KLUG 1980, S.57), wobei es sich in der Regel um heftige Schauer und Starkregen an nur wenigen Tagen des Jahres handelt. Während die luvwärtigen Hochlagen der gebirgigen Inseln große Regenmengen empfangen (z. B. Fogo über 1600 mm, Santo Antão über 2000 mm und evtl. bis um 4000 mm), erreichen die mittleren Jahressummen in der meernahen Fußstufe der Inseln je nach Lage lediglich 100–500 mm bei 0–3 humiden Monaten im Jahr. Die geringsten Werte zwischen 90 und 200 mm empfangen die niedrigen Ostinseln bei 0–1 humidem Monat (Santa Maria auf Sal 67 mm/Jahr, nach H. KLUG 1980, S. 62). Ein Beispiel für die hohe Regenvariabilität liefert die Insel Maio, für die Unterschiede der Jahressummen zwischen 3 und 500 mm angegeben werden (W. LOBIN u. K. GROH 1980, S. 291). Im Vergleich zu den Kanaren führen auf den Kapverden höhere Temperaturen und Strahlungswerte zu gesteigerter Verdunstung und damit erhöhter Aridität (vgl. auch H. KLUG 1977, 1980). Mit der Unzuverlässigkeit der Sommerregen gehen häufig 2–3jährige Dürrephasen einher, bei Übergreifen kontinentaler Luftmassen vom afrikanischen Festland (Harmattan, Lestada, Leste) verstärkt auch Staubeinwehungen („bruma seca“, vgl. z. B. R. A. GLACCUN u. J. M. PROSPERO 1980) und gelegentliche Heuschrecken-Kalamitäten. Solche Lagen treten vornehmlich im Winter mit Schwerpunkt um den Jahreswechsel auf und machen rund 8% aller Terminbeobachtungen aus. Die Jahresmitteltemperaturen im Meeresniveau erreichen 22–25°C (mittlere Jahresschwankung 4–5°). Selbst die Temperaturen der Meeresoberfläche bleiben ganzjährig über 20°C.

Das Innere der Ostinseln erscheint weithin wüstenartig kahl mit Trockenschuttdecken und verbreiteten Kalkkrusten. Das Zurücktreten der Vegetation ist nicht allein dem ariden Klima zuzuschreiben, sondern auch der langdauernden Überweidung und Desertifikation. Eine Übersicht der Vegetation der Kapverden findet sich bei A. CHEVALIER (1935) und W. LOBIN (1982), in gedrängter Form für die einzelnen Inseln

im Reisebericht von W. LOBIN u. K. GROH (1979, 1980). Über Aufforstungsarbeiten und -projekte auf den Kapverden berichten D. C. SANDYS-WINSCH u. P. J. C. HARRIS (1994). Zu pedologischen Studien vgl. D. KARTHE u. A. SIEGMUND (2004).

3 Grundzüge der Dünenverbreitung und Herkunft der Sande

Aus dem Vorstehenden versteht sich, dass die günstigsten Voraussetzungen für die äolische Morphodynamik und Dünenbildung auf den flachen und ariden Ostinseln der Kapverden bestehen. Das gleiche Prinzip ist auch bei den anderen mittelatlantischen Archipelen zu erkennen. Es sind jeweils die östlich gelegenen Inseln, die sich durch relativ sanfte Geländeformen, die höchste Aridität, eine schütterere Pflanzendecke und die augenfälligste Wirksamkeit der äolischen Morphodynamik auszeichnen.

In der Reihe der Azoren mit 9–12 humiden Monaten bei 37–40°N ist Santa Maria im äußersten Südosten mit 3 ariden Monaten und 610–650 mm Jahresniederschlag die relativ trockenste und zugleich die älteste Insel. Sie weist nahe der Nord- und Südküste Sandgebiete mit räumlich eng begrenzten äolischen Prozessen auf. Im Madeira-Archipel (um 33°N) finden sich im Osten der Hauptinsel auf der langgestreckten niedrigen Halbinsel São Lourenço lokal Paläodünenablagerungen (Kalkgehalt um 32 %), durch deren Aufbereitung Flugsande an Stellen mit geringem Vegetationsschutz entstehen. Äolische Prozesse und Formen sind am besten auf der niedrigen Nachbarinsel Porto Santo im Nordosten des Madeira-Archipels entwickelt. Bei 8 ariden Monaten empfängt die Insel 350 mm Jahresniederschlag (Winterregen). Pleistozäne Paläodünen (Aeolianite, Kalkarenite) sind weit verbreitet und liefern auch die mobilen Sande des Dünengürtels und Strandbereiches an der Südwestküste. Die resultierende Hauptwindrichtung auf Porto Santo liegt um 9° NNE (vgl. auch J. LIETZ u. M. SCHWARZBACH 1971).

Auf den Kanarischen Inseln in der Breitenlage der Nord-Sahara (um 29°30' – 27°30'N) erhalten die mäßig reliefierten Ostinseln Lanzarote und Fuerteventura nahe der Küste nur 70–150 mm Jahresniederschlag bei 11–12 ariden Monaten. Sandverdriftung und äolische Formen sind in weiter Verbreitung anzutreffen, besonders angetrieben durch den richtungsbeständigen Passat des Sommerhalbjahrs aus ca. 10–15° NE. Für Lanzarote ist der inselquerende Sandgürtel „El Jable“ mit seinen rasch bewegten Einzelbarchanen im Hinterland der Famara-Bucht zu erwähnen, für Fuerteventura das große Sand- und Dünengebiet von Corralejo-Oliva Beach im Nordosten mit seinen großen barchanoiden Transversaldünen, weiter die Sanddecken der Landenge von La Pared und die großen Leedünen der Sotavento-Küste von Jandía. Touristisch am besten bekannt ist das Dünenfeld von Maspalomas im Süden von Gran Canaria mit barchanoiden Transversaldünen in einem stark vernetzten, aklé-artigen Muster. Auf den weiter westlich gelegenen Kanareninseln treten Sand- und Dünengebiete nur noch lokal und in sehr begrenzter Ausdehnung auf, z. B. im Südwesten von Teneriffa bei El Médano. Zusammenfassende Darstellungen über die Dünengebiete der Kanarischen Inseln und ihre Rahmenbedingungen finden sich bei P. HÖLLERMANN (1997 a, 1997 b; dort auch weitere Literatur). In vergleichender Sicht wird auf das Windregime, die Sandströme und Dünenformen der Kanaren weiter unten in Abschnitt 5 eingegangen.

Im Bereich der Kapverden fügt sich der Schwerpunkt der äolischen Morphodynamik und Dünenverbreitung auf den niedrigen und ariden Ostinseln also in das allgemeine Verbreitungsmuster für die mittelatlantischen Archipele ein. Für die auch hier vorrangig passatgetriebene Sanddrift ergibt sich eine mittlere Richtung aus 40–45° NE, mit Abwandlungen durch die Insellage, Luv-Lee-Unterschiede und das Relief (Fig. 2.1).

Dadurch kommt es im einzelnen zu einer breiten Streuung der Driftrichtungen zwischen 15° und 65° NE (vgl. auch Abschnitt 5).

Bei den Driftsand und Dünenablagerungen sind nach Herkunft und Materialbeschaffenheit drei Typen von Sanden zu unterscheiden. Die größte Verbreitung haben helle Kalksande mit Karbonatanteilen zwischen 35 und 90 % sowie Lagerungsdichten um $1,35\text{--}1,5\text{ g/cm}^3$. Sie sind überwiegend durch Aufbereitung kalkreicher Paläodünen (Kalkarenite) entstanden, zum geringen Teil auch aus sedimentären und Krustenkalken. Weniger häufig sind dunkle schwermineralreiche Basaltsande mit Lagerungsdichten um $1,8\text{--}2,1\text{ g/cm}^3$. Sie stammen entweder direkt aus jungvulkanischen basaltischen Pyroklastika oder aus basaltischen Strandsanden in Buchten und Talmündungen. Manche kalkarme bis kalkfreie Drift- und Dünenande sind durch Aufbereitung und Umlagerung von kieselsäurereichen vulkanischen Tuffen und Bimsen entstanden.

Das Material der kalkreichen Paläodünen bzw. Kalkarenite besteht großenteils aus zerkleinerten Resten und Hartteilen mariner und festländischer Organismen, ist also bioklastischen Ursprungs. Nähere Angaben über den Fossilinhalt der Kalkarenite auf den Kapverden finden sich bei A. SOUSA TORRES u. J. M. PIRES SOARES (1946). Die Hauptanlieferung der bioklastischen Sande erfolgte in pleistozän-kaltzeitlichen Phasen eustatischer Meeresspiegel-Tiefstände vom trocken gefallenem Schelf bzw. Flachmeerboden vor den heutigen Küstenlinien (dazu u. a. J. LIETZ u. M. SCHWARZBACH 1971, P. ROTHE 1982, 1986, 1996, oder P. HÖLLERMANN 1991, 1997a).

Da die aktuell verdrifteten Kalksande großenteils aus pleistozänen Paläodünen hervorgingen, ist die Lage und Verbreitung der heutigen Dünengebiete nicht nur Ausdruck des ariden Gegenwartsklimas, sondern auch ein Erbe der pleistozänen Bedingungen und des vorgegebenen sanften Reliefs. Vorgelagerte breite Schelfsäume, Flachküsten und flaches Hinterland begünstigten die Einwehung und Ablagerung der Paläodünen und zeichneten damit die Liefergebiete für die aktuellen Drift- und Dünenande vor. Bei näherer Untersuchung zeigen sich hier enge Beziehungen. Für die mittelatlantischen Archipele und ihre Schelfgürtel insgesamt kann kaum ein Zweifel bestehen, dass die Sandanlieferung während der pleistozänen Kaltzeiten auch durch die Passatströmung aus Nordost erfolgte. Belege für eine kaltzeitlich verstärkte Passatzirkulation in diesen Breiten finden sich bei D. W. PARKIN u. N. J. SHACKLETON 1973, M. SARNTHEIN 1982 oder G. TETZLAFF u. M. PETERS 1986. Die von P. ROGNON u. G. COUDÉ-GAUSSIN (1987, S. 5) für Nord-Fuerteventura abgeleitete pleistozäne Sandeinwehung durch zyklonale Westwind-Zirkulation erscheint in dieser Sicht wenig wahrscheinlich und ist jedenfalls nicht zu verallgemeinern. Im Osten der Kapverden haben Boavista und Maio am gemeinsamen Schelf Anteil, der nördlich von Boavista fast 20 km Breite erreicht. Dort konnte eine Sandeinwehung entlang der Nordküste in breiter Front erfolgen (Fig. 4.2). Demgegenüber ist der Schelfsaum der Insel Sal im Norden relativ schmal, am ausgedehntesten mit 8–10 km noch im Südosten. Damit findet auch die äolische Morphodynamik auf Sal ihren Schwerpunkt im Süden (Fig. 4.1). Die heutige Verbreitung der Sand- und Dünengebiete wurde also maßgeblich durch vorzeitliche Bedingungen geprägt, so wie auch die äolische Hauptfraktion der Dünenande mit mittleren Korngrößen um $0,2\text{--}0,3\text{ mm}$ (um $Mz\ \phi\ 2$) bereits durch die Paläodünen vorgegeben war.

4 Regionaler Teil

4.1 Die Ostinseln

Sal (Fig. 4.1) ist die flachste aller Kapverden-Inseln (alter Name „Llana“ bzw. „Lhana“), da die miozänen – zumeist basaltischen – Vulkanite des Inselsockels einer langdauernden Abtragung und Einebnung unterlagen. Im Nordteil überragen jungpliozäne Pyroklastika-Kegel das flache Umland (höchste Erhebung Monte Grande 406 m). Rund ein Drittel der Insel wird von flachlagernden Kalken bedeckt, welche die ebenen Geländepartien („lajedos“) stabilisieren (F. MACHADO 1967, S. 10). Die geologische Spezialkarte (L. CELESTINO SILVA et al. 1990) weist große Flächen mit pleistozänen marinen Kalken und Kalkareniten aus, die dann potentielle Liefergebiete für Kalksande darstellen. Die biogenen Kalkkomponenten der pleistozänen Kalkarenite bzw. Paläodünen sind auch hier der Auswehung vom freiliegenden Schelf während der kaltzeitlichen Meerestiefstände zuzuschreiben (P. ROTHE 1982, S. 5). Mit den Kalkareniten verbundene Rhizokonkretionen bzw. Stamm-Pseudomorphosen („arbusostos calcificados“) gehen möglicherweise auf ehemalige Tamarisken-Gehölze zurück (J. BACELAR BEBIANO 1932, S. 123, K. KREJCI-GRAF 1966, S. 4).

Die mittleren Niederschlagssummen nehmen auf der langgestreckten Insel von ca. 200 mm im luvseitigen Nordosten bis auf unter 100 mm im leewärtigen Süd- und Südwestteil ab (Santa Maria 66,7 mm, nach H. KLUG 1980, S. 57). Im besonders tro-

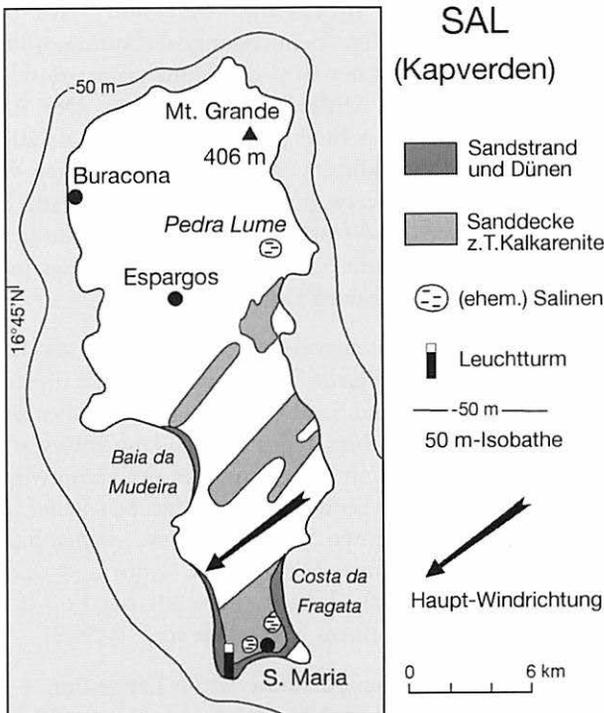


Fig. 4.1 Insel Sal., Lage der Sand- und Dünengebiete

ckenen, flachen und meeresspiegelnahen Südteil tritt auch die äolische Morphodynamik am deutlichsten hervor (Fig. 4.1). Die Flachküsten leiten im Südosten in einen breiten Schelfsaum über. Die Hauptdriftrichtung ist mit ca. 50–55° NE von der weit geschwungenen Costa da Fragata im Osten zur Südwestküste zwischen Ponta Preta und dem Leuchtturm gerichtet. Die mittlere Geschwindigkeit der Passatströmung liegt zwischen 4–7 m/sec. Die größten Sandmächtigkeiten und Dünenformen bleiben auf den küstennahen Saum beschränkt und umrahmen das flache Südende der Insel an drei Seiten. Die Sande der Küstendünen entstammen vornehmlich dem vorgelagerten Strandsaum und wurden nur über kurze Distanz verdriftet. Die südöstliche Inselfspitze (Ponta do Leme Velho) bleibt sandarm bis sandfrei.

An der luvwärtigen Südostseite (Costa da Fragata) schließt sich an den Sandstrand und durch Halophyten fixierte Sandkuppen bzw. Sandwehen ein ca. 5–8 m hohes Sandplateau küstenparallel bzw. quer zur Windrichtung an, das luvseitig sanft ansteigt und landeinwärts steil, z. T. mit hohem Slipface abfällt (Foto 1). Die mittlere Korngröße der hellen Kalksande (Kalkanteil 87–88 %) nimmt von den Sandkuppen und Sandwehen zum großen Sandplateau zu (von 0,3–0,4 mm = Mz phi 1,77–1,40) und erreicht auf der besonders windexponierten Plateau-Oberfläche mit Großrippeln durch selektive Ausblasung sogar um 0,5 mm (Mz phi 0,94, Kalkanteil 77,4%). Die Sortierung der Dünensande ist durchweg gut (Si phi 0,355–0,422).

An der Südküste bei Santa Maria mit hellem Sandstrand und von Halophyten bewachsenen Sandkuppen nimmt die Korngröße mit Versetzung der Strand- und Dünensande gegen WSW trendmäßig etwas zu (Mittel 0,27–0,37 mm = Mz phi 1,88–1,45), während der Kalkgehalt durch andere Beimengungen abnimmt (86–63 %, Mittel 77 %). Am Westrand von Santa Maria wird das Dünengebiet durch Bebauung für touristische Zwecke zunehmend in Mitleidenschaft gezogen. Der Strand nahe dem Leuchtturm an der Südwestspitze der Insel (Ponta do Sinó) ist als 200–250 m breite Sandbarre entwickelt, die kräftigen küstenparallelen und ablandigen Winden und damit nach Trockenfallen starken Sandverwehungen ausgesetzt ist. Dabei entstehen große Rippelmuster im relativ groben Sand (mittlere Korngröße 0,35 mm = Mz phi 1,52, Kalkgehalt 77 %). Gelegentlich kommt es zu Meerwassereinbrüchen in das Hinterland mit seinen 0,4–2,5 m hohen bewachsenen Dünenkuppen.

Auch entlang der Südwestküste zwischen dem Leuchtturm (Ponta do Sinó) und der Ponta Preta weiter nördlich geht der flache Sandstrand landwärts in einen Dünensaum mit pflanzenfixierten Sandkuppen und Sandwehen über, doch haben sich im mittleren Abschnitt (nördlich Pontina) darüberhinaus größere Sandanhäufungen gebildet. Außer einigen 6–8 m hohen Schilddünen mit Längsachsen in der Hauptwindrichtung (hier 40–50° NE) tritt ein unregelmäßiges Sandkuppen-Sandgruben-Relief auf, an dem auch lokale Deflation beteiligt ist. Die kleinen Sandkuppen und -wehen haben gewöhnlich feinere Sande (Mittel 0,23–0,35 mm = Mz phi 2,11–1,86) und sind besser sortiert als die großen Schilddünen (Mittel 0,32–0,38 mm = Mz phi 1,68–1,40 bei mäßiger Sortierung Si phi 0,520–0,600 und einem Kalkgehalt von 70–86 %).

Das an drei Seiten von Küstendünen gesäumte flache Landesinnere im Insel-Süden ist erstaunlich arm an größeren und mobilen Sandanhäufungen. Mehr als die Hälfte dieses nur 2–5 m über dem Meeresspiegel liegenden Landes zeichnet sich durch

Versalzung und Oberflächenverkrustung aus. Hier waren von 1838 bis 1984 ausgedehnte Salinenanlagen in Betrieb, deren Relikte gut erhalten geblieben und nicht versandet sind. Feuchter Untergrund bei hohem Salzwasserspiegel verhindert eine Sandmobilisierung, während ausgetrocknete Salzkrusten die Verdriftung einer geringmächtigen Sanddecke und damit zugleich die Deflation und Korrosion begünstigen. Freiliegende Kalkkrusten weisen Polituren und Mikroformen des Windschliffes auf oder wurden an luvseitigen Kanten angegriffen (Foto 2). Selektive Deflation führt auf Lockermaterialoberflächen zur Anreicherung von Grobsand und Grus sowie zu Makro-Rippelmustern. Salzstaubverwehungen trüben oft die Luft. Nur die offene Halophyten-Vegetation (besonders *Suaeda*, *Zygophyllum* und *Sesuvium sp.*) bindet lokale Sandanhäufungen von 0,2–1 m Höhe. Deren mittlere Korngrößen (0,27–0,35 mm = Mz phi 1,92–1,55) und Kalkgehalte (55–89 %, Mittel 79 %) sind uneinheitlich. Im Unterschied zum küstennahen Gebiet überwiegen im südlichen Landesinneren die Deflation und äolische Korrosion gegenüber der Sandakkumulation.

Weiter nördlich ziehen sich geringmächtige Driftsanddecken in einem breiten Streifen von der mittleren Ostküste in Richtung auf die Baía da Murdeira an der Westküste (45–50° NE gegen 310–315° SW, Fig. 4.1). Dieser Driftsandstreifen, der sein Material hauptsächlich aus pleistozänen Kalkareniten bezieht, ist allerdings auf Luft- bzw. Satellitenaufnahmen besser zu erkennen als im Gelände.

Im Inselnorden sind weite Flächen von Trockenschutt bedeckt und für aktuelle äolische Prozesse kaum geeignet. Lokal sind jungpliozäne Pyroklastika zu sandigen Korngrößen verwittert und der Windverlagerung ausgesetzt (z. B. an der Nordwestküste bei Buracona; mittlere Korngröße 0,25 mm = Mz phi 2,0). Diese Sande aus vulkanischem Substrat sind kalkarm (3–4 % Kalkgehalt).

Silikatische Einträge liefern auch die gelegentlichen Fernstaubeinwehungen aus dem saharischen Raum (R. A. GLACCUM u. J. M. PROSPERO 1980).

Der Schwerpunkt der aktuellen äolischen Morphodynamik auf Sal liegt also eindeutig im Süden der Insel. Das wird letztlich durch die Breite des im Südosten vorgelagerten Schelfs und die dadurch begünstigte pleistozäne Kalksandlieferung verständlich.

Die im Grundriss rundliche Insel Boavista (Fig. 4.2) hat mit Sal das sanfte Relief mit einigen Hügeln und Bergen im Landesinneren gemeinsam (höchste Erhebung Santo António 379 m). Auch hier unterlagen die überwiegend miozänen Vulkanite (Basalte, Phonolithe) langdauernder Denudation und mariner Abrasion. An Sedimenten sind flachlagernde marine Kalke, Kalkarenite sowie Dünen- und Strandsande weit verbreitet. Die zuerst meist als Jungmiozän (Vindobon) eingestuftes marinen Kalke (A. SOUSA TORRES u. J. M. PIRES SOARES 1946, S. 226 ff.) werden neuerdings für jünger gehalten (R. C. MITCHELL-THOMÉ 1972, S. 1101, P. ROTHE 1982, S. 4). Die Kalkarenite dürften wiederum vorrangig pleistozänen Ursprungs sein.

Die Niederschlags-Jahressummen zwischen knapp 100 und über 200 mm zeichnen sich auch hier durch ein Luv-Lee-Gefälle mit südwärts gesteigerter Aridität aus. Für die Hauptstadt Sal Rei im Nordwesten differieren die Daten je nach Länge der Beobachtungsperiode zwischen nur 91 und 289 mm (H. KLUG 1980, S. 63).

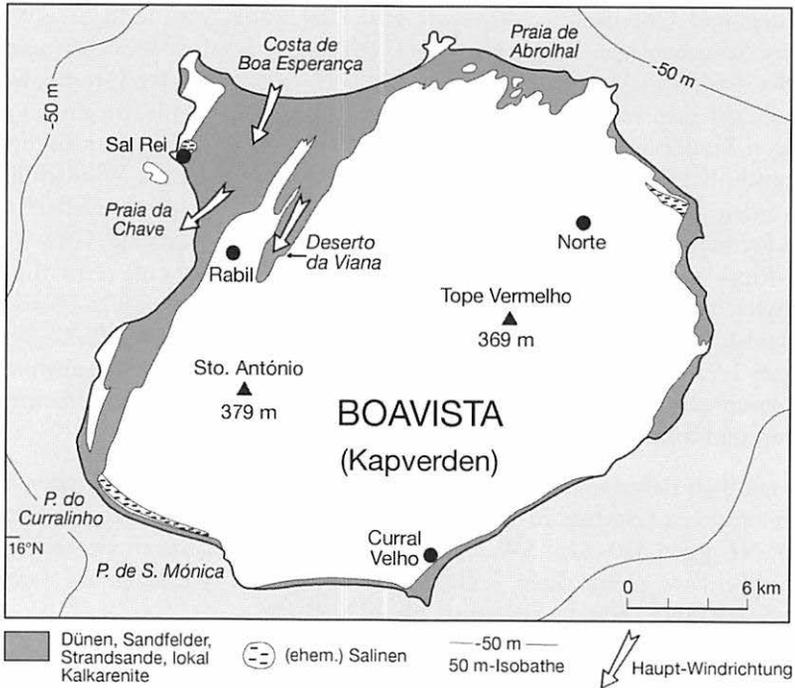


Fig. 4.2 Insel Boavista, Lage der Sand- und Dünengebiete

Boavista ist die Kapverden-Insel mit dem höchsten Anteil an Dünenstränden („Wüsteninsel“). R. C. MITCHELL-THOMÉ (1972, S. 1097) gibt das Dünenareal mit 90 km² an, was fast 15 % der Inselgröße entsprechen würde. Nach eigenen Berechnungen und Schätzungen geht das Kerngebiet mit mobilen Dünen- und Strandsanden aber kaum über 30 km² hinaus.

Der Schwerpunkt der Dünenverbreitung und Sandverdriftung liegt im Nordwest-Teil der Insel im Hinterland der Hauptstadt Sal Rei (Fig. 4.2). Die Sanddrift nimmt ihren Ausgang von den Stränden der Nordküste im Luv der Passatströmung. Der fast 20 km breite vorgelagerte Schelf hat dort bereits die Paläodünenbildung begünstigt. Im östlichen Abschnitt der Nordküste (Praia de Abrolhal) dringt der Sand im reliefierten Gelände kaum mehr als 2 km weit landeinwärts vor. Vom westlichen Abschnitt (Costa de Boa Esperança) zieht sich hingegen ein breiter Sandstrom ins flache Landesinnere und gegen die Westküste (Praia da Chave westlich von Rabil) sowie als schmale Fortsetzung bis zur Südwestspitze der Insel. Der helle Sandstrand der Costa de Boa Esperança wird von pflanzengestützten Sandkuppen und Sandwehen bis 1,5 m Höhe gesäumt. Der in Kliffstrecken ausstreichende stark verfestigte Kalkarenit zeigt Spuren der Windkorrasion und ist lokal reich an Rhizokonkretionen bzw. Stamm-Pseudomorphosen (*Tamarix* sp.). Stellenweise treten nahe der Küste auch mächtige Dünenansammlungen quer zur Windrichtung auf. Weiter landeinwärts ist die Driftsanddecke über der Kalkarenit-Unterlage nur noch geringmächtig mit zahlreichen Sandfahnen im Lee von Pflanzen (*Zygophyllum*, *Launaea* sp.). Die vorherrschende Windrichtung am Nordrand des Dünenfeldes lässt sich aus den Dünenformen und

deformierten Pflanzen zu 20–30° NNE bestimmen. Die hellen Kalksande der Dünen (Kalkanteil 86–90%) sind überwiegend feinkörnig (mittlere Korngröße 0,16–0,22 mm = Mz phi 2,65–2,22) und gut sortiert (Si 0,324–0,400).

Das Driftsand- und Dünengebiet reicht als offene Halbwüste mit seinem Westrand bis an die Hauptstadt Sal Rei heran. Nach 1855 wurde die Versandung so stark, dass 1860 die Salinen nördlich des Ortes geschlossen werden mußten. 1915–1920 drang der Sand angeblich meterhoch bis zum Ortszentrum vor und konnte nur mit großem Aufwand wieder beseitigt werden (R. OSANG 1999, S. 93). Durch Aufforstungen und Sandfangzäune soll die Stadt mit ihrem Umland vor neuerlichen Verwehungen geschützt werden, doch steht der nachhaltige Erfolg solcher Maßnahmen in Frage. Südlich des Ortes zeigen durch Tamariskengehölze zunächst festgelegte Sandkuppen von 2–3,5 m Höhe deutliche Ausblasungsspuren. Die Straße von Sal Rei nach Rabil und zum Flughafen führt durch das Driftsandgebiet und wird häufig durch Überwehungen betroffen.

Ein Großteil der mobilen Sande wird an der Westküste südlich von Sal Rei entlang der Praia da Chave wieder dem Strand und Meer zugeführt. Die Hauptrichtung der ablandigen Winde liegt dort um 45° NE (Fig. 4.2). Ein ausgedehntes Sandfeld mit barchanoiden Dünen bis zu 10 m Höhe und seltener auch Schilddünen reicht bis an den Sandstrand heran. Zwischen den Dünen liegt vielerorts die Kalkarenit-Unterlage frei. Nahe der Mündung der Ribeira do Rabil (auch als Ribeira Grande bezeichnet) wurde das Gelände einer 1895 gegründeten Keramikfabrik von den Wanderdünen verschüttet, sodass der Betrieb 1928 eingestellt werden musste. Nur der Kamin und Teile des Maschinenparks ragen noch aus dem Sand auf (Foto 3). Die kalkreichen Dünen (82,5–92,4%, Mittel 88,3%) weisen im Firstbereich Korngrößen um 0,25 mm (Mz phi 2,15–1,86) bei guter Sortierung (Mittel Si 0,394) auf. Leider liegen für die Wanderdünen keine Bewegungsmessungen vor. Im Vergleich zu ähnlichen Dünenformen auf den Ostkanaren erscheinen Jahreswerte der Verlagerung von 4–8 m realistisch.

Vom Südteil der Bucht Praia da Chave zieht ein 1–2 km breiter Streifen mit Driftsanden (lokal über Kalkareniten) in Richtung 20–25° NNE gegen 200–205° SSW bis zur Südwestspitze der Insel und nimmt dort Anschluss an die leeseitigen Sandstrände entlang der Südküste.

Östlich von Rabil liegt das Binnendünengebiet der sog. „Deserto da Viana“. Der Kern besteht aus eng gestaffelten und z. T. miteinander verbundenen barchanoiden Transversaldünen bis zu 10 m Höhe (Foto 4). Im Tal der Ribeira do Rochinha wurden Palmen und Baumpflanzungen von den mobilen Sanden verschüttet. Die vorherrschende Windrichtung liegt bei 30–40° NE. Bei einem Kalkgehalt der Dünensande um 87–88 % streut die mittlere Korngröße der untersuchten Firstsandproben zwischen 0,20–0,33 mm (Mz phi 2,28–1,62) und die Sortierung von Si 0,274–0,449.

Außer der Hauptsandverlagerung von der Nordküste ins Landesinnere und zur West- bzw. Südwestküste von Boavista findet in geringerem Maße auch eine Verdriftung von Strand- und Dünensanden durch NE-Winde und Meeresströmungen entlang der Ost- und Südostküste statt. Landeinwärts der langen Sandstrände ist gewöhnlich ein Dünensaum mit halophytenbewachsenen Sandkuppen und Sandwehen ausgebildet.

Letzthin untersuchten L. HERNÁNDEZ und C. SUÁREZ (2006) die aktuelle äolische Sedimentdynamik auf Boavista anhand von Satelliten- und Luftaufnahmen sowie Feldstudien im Februar 2004 und August 2005. Die Ergebnisse stehen hinsichtlich der Materialherkunft, der Sandverlagerungswege im Nordwesten und Westen der Insel und der Bedeutung der Longshore-Drift entlang der Küsten mit den eigenen Befunden gut in Einklang. Sedimentologische Untersuchungen von Dünenstränden wurden von den Autoren nicht durchgeführt.

Die Longshore-Driftströme entlang der West- und Ostküste konvergieren an der äußersten Südküste (Abschnitt Ponta de Curralinho – Ponta Pesqueros bzw. Curral Velho). Im Umland der Hauptstadt Sal Rei führten die Bepflanzungs- und Aufforstungsmaßnahmen – u. a. mit den während der 70er Jahre eingeführten Prosopis-Gehölzen – zur weitgehenden Stabilisierung der Dünen an der Praia Carlota, die jedoch vom Meer angegriffen werden.

Unter den drei ariden Ostinseln der Kapverden steht die „Wüsteninsel“ Boavista in der Verbreitung und Auswirkung der äolischen Morphodynamik unstrittig an erster Stelle.

Die Insel Maio teilt die Grundzüge der Reliefentwicklung und die Verbreitung sanfter Geländeformen mit den anderen Ostinseln (höchste Erhebung Monte Penoso 436 m in der östlichen Mitte). Eine geologische Besonderheit ist das Vorkommen mächtiger verstellter mariner Kalke der Unterkreide, nach manchen Autoren sogar noch bis in die Ober-Jurazeit zurückreichend (vgl. u. a. F. MACHADO 1967, S. 10 f., R. G. MITCHELL-THOMÉ 1972, S. 1005 oder P. ROTHE 1982, S. 3). Zwischen dem höheren Inselkern und den Küsten sind weite Abtragungsplattformen von 2–5 km Breite ausgebildet. Nach der Abtragungsphase (marine Abrasion im Neogen?) kam es im randlichen Bereich noch zur Förderung basaltischer Laven. Karbonatische Sedimentgesteine nehmen fast die Hälfte der Insel-Oberfläche ein (A. SOUSA TORRES u. J. A. PIRES SOARES 1946, S. 243). Auch pedogene Krustenkalke und eine Steinstreue aus Kalkbruchstücken sind weit verbreitet (K. KREJCI-GRAF 1960, S. 49).

Die mittleren Jahresniederschläge liegen zwischen knapp 100 und 250 mm bei geringer Verlässlichkeit. In Reiseberichten zu Anfang des 16. Jahrhunderts wurde Maio als flache, unbewohnte und baumlose Ziegeninsel beschrieben. Dürren, Heuschreckenplagen und Überweidung führten zu Bodenerosion und Desertifikation. In den letzten Jahrzehnten wurden im Inselinneren Aufforstungen durchgeführt, überwiegend mit exotischen Akazien (dazu D. C. SANDYS-WINCH u. P. C. J. HARRIS 1994).

Dünen treten an den Küsten in Verbindung mit Sandstränden auf. Die Hauptrichtung der Sanddrift zieht sich von der luvseitigen Nordküste entlang der Westküste zum Insel-Süden. Die Ostküste mit nur schmalen Schelfsaum und vielen Kliffstrecken ist arm an Strand- und Dünengebieten.

Der breite Schelf nördlich der Insel lieferte während der pleistozänen Meeresspiegel-Tiefstände helle bioklastische Kalksande für Paläodünen bzw. Kalkarenite. Die Praia do Galeão an der Nordküste wird landeinwärts von bis zu 10 m hohen Dünenketten quer zur passatischen NE-Strömung gesäumt. Auch die benachbarte Praia Real weist

Strand- und Dünensande auf. Die West- und Südküste der Insel bringen es insgesamt auf über 30 km Sandstrandlänge, begleitet von pflanzenfixierten Sandkuppen und Sandwehen. In unterlagernden Kalkareniten sind Rhizokonkretionen bzw. Stamm-Pseudomorphosen (*Tamarix sp.?*) nicht selten, auch im Umland der Hauptstadt Vila do Maio. An der Nordwestküste (nördlich von Morrinho) trennt ein beiter Sandrücken das Meer von der großen Salzpflanze der Terra Salgadas. Die Sanddrift parallel zum Strand blockiert oft die Mündung der zur Westküste gerichteten Täler.

Insgesamt ist Maio ärmer an Dünen als die Nachbarinsel Boavista, da die Sandgebiete auf ein schmalen küstennahen Saum in Norden, Westen und Süden beschränkt bleiben. Durch Beimengungen basaltischen Materials sind die Sande oft kalkärmer als auf den anderen Ostinseln. Eigene Sandproben liegen nicht vor.

4.2 Die Nordinseln

Die Nordinseln und erst recht die Südinseln stehen in der Bedeutung der äolischen Morphodynamik und der Verbreitung von Sandgebieten weit gegenüber den trockenen und niedrigen Ostinseln zurück.

São Nicolau ist mit vielen Steilküsten und dem Gebirgsrelief im Westteil (Monte Gordo 1312 m) arm an Stränden. Von den dunklen Basaltsand-Stränden im Südwesten sind keine größeren Verwehungen bekannt.

Die unbewohnten *Isas Desertas* sitzen einem gemeinsamen Schelf auf und erreichen nur geringe Höhe. Auf Santa Luzia, wo dem gebirgigen Nordwestteil (Monte Grande 397 m) ein flacher Südostteil gegenübersteht, ziehen sich im zentralen Inselabschnitt Kalksand- und Dünengebiete mit der Passatdrift von der Nordküste (Praia do Castello) zur Südküste (zwischen Ponta do Espia und Praia do Roque). Nahe der Südküste erreichen Dünenzüge angeblich bis über 20 m Höhe. Kleinere Sand- und Dünengebiete sind auch anderwärts in küstennaher Lage anzutreffen. Die kleine Insel Branco (3 km², Tope de Berta 327 m) erhielt ihren Namen nach den hellen Kalksanddünen entlang der leewärtigen Südküste (A. SOUSA TORRES u. J. M. PIRES SOARES 1946, S. 194 ff.). Razo (7 km²) ist zwar im West- und Südteil flach, doch verhindern Steilküsten und die luvseitige Erhebung des Monte da Ribeira Ladrao (164 m) die Entwicklung nennenswerter mobiler Sand- und Dünengebiete.

Das ist anders auf São Vicente. Dort wird eine gegen Norden offene Geländedepression („Caldeira“) mit dem Hafen Porto Grande und der Hauptstadt Mindelo im nördlichen Zentrum an drei Seiten von peripheren Basaltbergen umrahmt (höchste Erhebung Monte Verde 750 m). Die (pliozänen?) Basaltlaven der peripheren Erhebungen dachen nach Art von Plateaubasalten meist gegen die Küsten hin ab (Foto 5). Mindelo in relativ abgeschirmter Lage empfängt nur 128 mm mittleren Jahresniederschlag (30jährige Serie, nach H. KLUG 1980, S. 57). Die Spannweite der Jahressummen reicht von knapp 100 mm im leewärtigen küstennahem Süden bis um 300 mm im Monte-Verde-Gebiet.

Kalkarenite sind weit verbreitet. Sie sind möglicherweise einer älteren und einer jüngeren Bildungsperiode zuzuschreiben, überwiegend jedoch quartären Alters (A. SOUSA

TORRES u. J. M. PIRES SOARES 1946, S. 186). Auch Kalkkrusten sind in den Tieflagen und Tälern häufig (J. BACELAR BEBIANO 1932, S. 42 ff., K. KREJCI-GRAF 1960, S. 49).

In der Nordhälfte der Insel zieht sich ein Driftsandstreifen („ribeira de areia“) von der Nordostküste (Baía de Salamansa) entlang einer Senke durch die Caldeira und vorbei an Mindelo bis zur Bucht von São Pedro nahe dem Flughafen an der Südwestküste. Die Richtung dieses über 16 km langen Sandstreifens von 52° NE gegen 232° SW entspricht der durch das Relief geleiteten Passatströmung. Im Ursprungsgebiet an der Salamansa-Bucht treten Kalksandsteine mit pflanzlichen Fossilien (evtl. Palmen?) auf (A. SOUSA TORRES u. J. M. PIRES SOARES 1946, S. 187 f.). Bei Mindelo sollen Sandschutzhecken die mobilen Sande von der Stadt fernhalten. Helle Sande wurden auch am Westrand der Porto Grande-Bucht am Fuß des Monte Cara (480 m) abgelagert. Im Tal nach São Pedro greifen die Driftsande über tonreiche rötliche Paläoböden hinweg. Dort sollen nach Vegetationszerstörung noch unlängst mehrere Meter hohe Barchane in Bewegung gewesen sein (B. HELD et al. 1990 II, S. 49), die dann durch ausgedehnte Akazien-Pflanzungen festgelegt wurden. In der Baía de Sao Pedro westlich des Flughafens endet der inselquerende Driftsandgürtel am hellen Sandstrand.

Weitere mobile Sand- und Dünengebiete finden sich an der luvseitigen ENE-Küste mit Schwerpunkt entlang der Praia Grande zwischen Baía das Gatas und Ponta do Calhau. Als Sandlieferanten sind lokal Paläodünen bzw. Kalkarenite zu erkennen. Wo das gebirgige Hinterland Raum lässt, schließt sich an den hellen Sandstrand ein Gürtel halophytenbewachsener Sandkuppen und Sandwehen an, während sich weiter landeinwärts Sanddecken und Kletterdünen hangaufwärts und in die Täler hinein ziehen (Foto 5). Lokal erreichen die durch den auflandigen Passat gegen das Gebirge getriebenen Kletterdünen bis zu 300 m Meereshöhe (F. MACHADO 1967, S. 13). Nahe der Ponta de Calhau ist auch eine über 100 m lange Leedüne ausgebildet. Die Dünensande in Küstennähe weisen mittlere Korngrößen zwischen 0,25 und 0,30 mm auf (Mz phi um 1,85), sind gut sortiert (Si 0,364) und kalkreich (Kalkgehalt 85–90 %).

Schmale Sandgürtel mit Dünenkuppen – oft in Verbindung mit Kalkareniten – treten auch entlang der Südostküste auf, bewegt durch den annähernd küstenparallelen Passat und Strandversetzung.

Santo Antão im äußersten Nordwesten des Archipels ist die zweitgrößte (779 km²) und zugleich die zweithöchste Kapverden-Insel (Tope de Coroa 1979 m). Der die Insel in NE-SW-Richtung querende zentrale Gebirgszug mit Höhen zwischen 1300 und 1900 m, mit stark zerschnittenem Erosionsrelief, mit steiler Abdachung und Kliffküsten im Norden führt zu ausgeprägten Luv-Lee-Effekten. Während die höheren Berglagen im Nordosten bis über 2000 mm (lokal wohl an die 4000 mm) Jahresniederschlag erhalten, werden in den Tieflagen des Südens und Südwestens nur Werte zwischen knapp 100 und 300 mm erreicht (Tarrafal im SW 82,4 mm, nach H. KLUG 1980, S. 57). Der Regenschatteneffekt des Gebirges wirkt sich sogar noch auf der Nachbarinsel São Vicente aus.

Das schroffe Gebirgsrelief mit Steilküsten und recht schmalem Schelfsaum an der Nordseite sowie die abgeschirmte Lage der leewärtigen Südseite stehen einer weiträu-

migen Wirksamkeit der äolischen Morphodynamik entgegen. Helle Kalksande und kleine Dünen, z. T. in Verbindung mit Kalkareniten, sind von wenigen Stellen an der Nordküste sowie von der Südküste nahe dem Hafen Porto Novo bekannt (Näheres bei J. BACELAR BEBIANO 1932, S. 51 ff., A. SOUSA TORRES u. J. M. PIRES SOARES 1946, S. 179 ff. und K. KREJCI-GRAF 1961, S. 5 f.). Sonst überwiegen Basaltsande und -kiese, vor allem in den Mündungsbuchten der Täler. Im trockenen Insel Süden bilden dunkle Basaltsande auch Flugsanddecken und barchanoide Dünen. Angeblich wurde die äolische Morphodynamik dort durch Schädigung der Vegetation aktiviert (B. HELD et al. 1990 II, S. 95). Eigene Proben von Dünenanden liegen nicht vor.

So bietet die große und gebirgige Insel Santo Antão nur vergleichsweise kleine Flächen, die der pleistozänen oder aktuellen äolischen Morphodynamik ausgesetzt waren oder noch sind.

4.3 Die Südinselfn

Im Süden stellt Santiago (São Tiago) die flächenmäßig größte Insel des Archipels dar (991 km²). Ein NNW-SSE-streichender Gebirgszug als Rückgrat der Insel weist um die Serra Malagueta (1064 m) im Norden und den Pico do António (1394 m) im südlichen Zentrum ein schroffes Erosionsrelief mit steilen Hängen und tief eingeschnittenen Tälern auf. An der Peripherie sind flache Lavatafeln („achadas“) verbreitet, die meist mit steilem Kliff zum Meer abfallen (Morphographische Karte bei H. KLUG 1973). Der Schelfsaum ist allseitig nur schmal entwickelt. Die mittleren Jahresniederschläge steigen von 200–300 mm im küstennahen Bereich bis über 1000 mm in den Hochlagen des Zentralgebirges an. Weniger als 200 mm empfängt die leewärtige Südwestküste und die relativ niedrige Nordspitze.

Sowohl vom Relief als auch vom Materialangebot her sind die Voraussetzungen für äolische Prozesse und Formen ungünstig. An den Talausmündungen bildet basaltisches Lockermaterial lokal dunkle Strände, meist aus groben und kiesdurchsetzten Sanden. Marine Kalke und Kalksandsteine sind mancherorts an der Kliffküste zwischen Lavadecken aufgeschlossen, z. B. nahe der Hauptstadt Praia im Süden oder an der Baía de Tarrafal im Norden. Helle Kalksandstrände und kleine Dünen bilden aber eher die Ausnahme, so der kleine Strand bei Tarrafal mit mäßigen Sandverwehungen. Die mittlere Korngröße dieser verwehten Strandsande liegt bei 0,20–0,25 mm (Mz phi -2,15) bei guter Sortierung (Si 0,485) und einem Kalkgehalt von 60–65 %.

Die Insel Fogo mit ihrem rundlichen Umriss hat sich als Stratovulkan mit steilen Flanken über einem älteren Schildvulkan aufgebaut. Aus dem Ostteil der Gipfelcaldera (Chá das Caldeiras) wuchs der noch aktive Vulkankegel als höchste Erhebung des Archipels empor (Pico de Fogo bzw. Pico Novo 2829 m, Foto 6). Seit 1500 hatte der Pico de Fogo mehr als 20 Ausbrüche, zuletzt noch im April 1995 an der Westflanke. An den Hängen der Insel sind viele parasitäre Aschen- und Schlackenkegel aufgesetzt (zur Entwicklung und zum Vulkanismus auf Fogo vgl. u. a. O. RIBEIRO 1954, F. MACHADO 1965 oder H. KLUG 1973).

Die große Höhe der Insel hat ausgeprägte Luv-Lee-Effekte zur Folge. 100–200 mm Jahresniederschlag an der abgeschirmten Süd- und Südwestküste stehen 350–600 mm

in der nördlichen Fußstufe gegenüber. Die Gebirgsstation Monte Velha um 1300 m Höhe an der Nordostflanke empfängt sogar 1600 mm im Jahresmittel (H. KLUG 1980, S. 58), während in Ajuda im Jahr 1979 angeblich erstaunliche Extremniederschläge von 5722 mm registriert wurden (W. LOBIN u. K. GROH 1980, S. 301).

Anders als auf den übrigen Inseln liegt auf Fogo vielerorts nicht oder wenig bewachsenes vulkanisches Lockermaterial frei (Foto 6), das durch klimatische oder edaphische Aridität an der Oberfläche rasch austrocknet und dem Wind ungeschützt ausgesetzt ist. Auf freiliegenden Pyroklastika- und Basaltsandflächen können in allen Höhen von der meernahen Fußstufe bis zur Caldeira Windrippelmuster auftreten, z. T. als Großrippeln (Megarippeln) mit Anreicherung grober Gruspartikel in den Rippelkämmen, wohl als Ergebnis selektiver Deflation. Entsprechende Formen sind aus jungvulkanischen Gebieten der Kanaren bekannt (Lanzarote, Südtel von La Palma).

Strände aus dunklen Basaltsanden treten vereinzelt an Talmündungen auf, besonders an der West- und Südwestküste. Meist verhindert aber das steile Hinterland größere Sandumlagerungen durch Wind und Dünenentstehung. Dünen aus dunklen Basaltsanden wurden nahe der Westküste bei Ponta da Salina gebildet (ca. 1 km nördlich von São Jorge), darunter eine bis über 3 Meter hohe und mehrere Dekameter langgestreckte Leedüne in Richtung 58°NE gegen 238° SW. Windgeschorene Akazien in der Umgebung zeigen, dass hier an der Nordwestküste der die hohe Insel umströmende Passat besonders kräftig wirksam ist. Lokaler Sandabbau trägt zur Freilegung und Mobilisierung der Basaltsande bei. Die Sande der Leedüne sind kalkfrei; sie weisen eine mittlere Korngröße von 0,27 mm (Mz phi 1,91) bei guter Sortierung auf (Si 0,411).

Brava als südwestlichste Insel der Kapverden erhebt sich im Zentrum bis nahe 1000 m (Fontainhas 976 m). Das Gebirgsrelief mit tief eingeschnittenen Tälern und vorherrschenden Kliffküsten bei nur geringer Inselfläche (64 km²) sowie der Mangel an sandigem Material lassen die Bildung äolischer Formen nicht zu.

Unter den nördlich vorgelagerten kleinen Ilhéus Secos, die früher als Guano-Lieferanten eine Rolle spielten, wird die nur 1,15 km² große Ilhéu de Cima im Norden von hellen Kalksanden bedeckt, die an der Leeseite auch Sandstrände bilden. Der flache Nordteil ist intensiver äolischer Korrasion und Deflation ausgesetzt (J. BACELAR BEBIANO 1932, S. 217 ff., A. SOUSA TORRES u. J. M. PIRES SOARES 1946, S. 278). Der mittlere Jahresniederschlag dürfte um 200 mm liegen.

5 Sandströme, Windregime und Dünenformen

Die Bahnen des äolischen Transportes und die Bildung der verschiedenen Dünenformen werden durch die Verfügbarkeit mobilisierbaren Materials, durch das dominierende Windregime und durch das vorgegebene Relief bestimmt. Da es sich auf den Kapverden wie auf den mittelatlantischen Inseln allgemein ganz überwiegend um Kalksanddünen mit Materialherkunft aus Paläodünen (Kalkareniten) handelt, setzen die Sandströme vorzugsweise im Küstenbereich ein, wo Kalkarenite verbreitet sind und durch die Meerestätigkeit ständig frisches Material bereitgestellt und umgelagert wird. Auch sandige Aufbereitungsprodukte aus vulkanischem Substrat stehen vorzugsweise im Strandbereich und an den Talausmündungen zur Verfügung. Küstenferne Liefergebiete dunkler Basaltsande finden sich in jungvulkanischen Gebieten, doch geht die äolische Verlagerung dort selten über die Bildung von Rippelfeldern hinaus. Auch wenn luvseitige Flachküstensäume als Ursprung von Sandströmen begünstigt sind, führen Sandversetzungen entlang der Küste („longshore drift“) sowie küstenparallele oder durch Reliefeinflüsse abgelenkte Winde dazu, dass auch andere Küsten Ansätze für die Bahnen des äolischen Transportes, für Driftsand- und Dünenfelder bilden können. Die vorzeitlichen und aktuellen Sandströme konnten aber nur bei überwiegend flachem Inselrelief weiter landeinwärts oder sogar bis zur leeseitigen Gegenküste vordringen.

Feldexperimente zur äolischen Mobilisierung und Verlagerung der Sande wurden nur in geringer Zahl durchgeführt. Bei Kalksanden mit mittleren Korngrößen zwischen 0,2 und 0,3 mm setzt die Bewegung bei einer kritischen Grenzgeschwindigkeit des Windes von 4,2–4,6 m/sec ein (gemessen in 15 cm Höhe über ebenen Sandoberflächen), was Windstärken von 5,2–5,5 m/sec in 2 m Messhöhe und von über 6 m/sec in Standardmesshöhe (10 m ü. d. O.) entsprechen würde. Die sich daraus ergebende kritische Schubspannungsgeschwindigkeit um 20 cm/sec liegt in dem aus der Literatur für andere Dünengebiete bekannten Rahmen (z. B. R. D. SARRE 1987, S. 160, W. G. NICKLING 1988). Augenscheinlich bestehen dabei keine wesentlichen Unterschiede zwischen Kalk- und Quarzsanden. Einzelne Feldexperimente zur Bestimmung der Saltations- und Reptationsfracht ergaben Reptationsanteile zwischen 14 und 27 %. Die mittlere Korngröße der Reptationssande lag um oder über 0,3 mm. Der weitaus überwiegende Teil der Driftsande wird im bodennahen Bereich bis 10 cm Höhe über ebenen Oberflächen verlagert. Wegen der schmalen Datenbasis haben die hier genannten Zahlen aber nur Stichprobencharakter.

Im Bereich der Kapverdischen Inseln herrscht ein passatbestimmtes unimodales Windregime mit einer mittleren Driftrichtung aus 40–45° NE. Luftströmungen aus Nordost mit mittleren Windstärken zwischen 4 und 7 m/sec machen über das Jahr 78 % der Terminbeobachtungen aus (W. LOBIN u. K. GROH 1979, S. 394) und erreichen ihre Hauptwirksamkeit im Winter und Frühjahr. In diesen Jahreszeiten sind die Dünenbewegungen und der Sandumsatz am größten; zugleich erreichen die Dünenformen dann ihre typische Ausbildung. Von der Passatströmung abweichende Lagen können in die normale Sanddrift eingreifen und Dünenformen zeitweilig verändern, so die z. T. von Niederschlägen begleiteten Südwestlagen im Spätsommer und Frühherbst (ca. 5 % der Terminbeobachtungen) oder aus Osten übergreifende Luftmassen vom afrikanischen Festland (Harmattan, Leste; ca. 8 % der

Terminbeobachtungen). Die mittlere Richtung der Passatdrift von 40–45° NE wird lokal durch das Relief oder andere Besonderheiten der einzelnen Inseln in einer Variationsbreite von 15–65° NE abgewandelt (Fig. 2.1).

Das unimodale Windregime begünstigt die Entstehung und Verlagerung barchanoider Dünen, die sich bei reichlichem Sandangebot zu barchanoiden Transversaldünen zusammenschließen (so im Nordwesten von Boavista, Fig. 4.2 u. Foto 4). Bei geringem Sandangebot treten Einzelbarchane auf, wie das bis zu den jungen Anpflanzungsmaßnahmen auf São Vicente im São Pedro-Gebiet (zwischen dem Flughafen und der Stadt Mindelo) der Fall war. Wo im Osten von São Vicente an der Praia Grande der auflandige Passat auf gebirgiges Hinterland trifft, wird der Sandstrom abgebremst und endet mit Kletterdünen am Hang (Foto 5). Lokal sind größere Leedünen hinter Hindernissen entstanden. Verbreitet sind Küstendünen als quasistationäre Sandansammlungen parallel zum Strand ausgebildet, besonders typisch im Süden von Sal (Fig. 4.1 u. Foto 1) oder im Norden von Maio. Kleine an Pflanzen gebundene Sandwehen und Sandkuppen sind häufige Begleiter.

Während auf den Kapverden nach vorliegender Kenntnis nur eine mäßige Variabilität von Windregime und Dünenformen vorliegt, weisen die Kanaren eine größere Vielfalt auf. Auch dort dominiert ein weit-unimodales Passat-Windregime und zwar mit resultierenden Driftpotentialen zwischen 10 und 15° NNE bei größter Beständigkeit und Wirksamkeit im Sommerhalbjahr. So erreicht die Richtungsbeständigkeit der Passatströmung im Seegebiet um Gran Canaria während des Hochsommers 88–93 %, während der Wintermonate Januar-Februar immer noch 53–55 % (DWD 1986). Im Sommer treten auch die höchsten mittleren Windgeschwindigkeiten über 6 m/sec auf.

Im flachen Relief der Ostinseln weichen die Hauptbahnen des äolischen Transportes nur wenig von der generellen Richtung ab. Im nördlichen Jable-Gürtel Zentral-Lanzarotes wandern bei mäßigem Angebot frischer Sande einzelne Barchane und Schilddünen um 16–25 m im Jahresmittel mit der Passatdrift (P. HÖLLERMANN 1991). Im 19. und 20. Jahrhundert gab es solche Formen auch im Mittel- und Südteil dieses inselquerenden Sandgürtels. In bescheidenem Maße vollzieht sich eine durch küstenparallele oder leicht ablandige Winde und Strandversetzung angetriebene Sandverlagerung entlang der Ost- und Südostküste, wo jedoch kein zusammenhängender Sandgürtel ausgebildet ist und Dünen sich auf kleine Sandkuppen und -wehen beschränken.

Auf Lobos und im großen Dünenfeld bei Corralejo (Nordost-Fuerteventura) entspricht die dominierende Windrichtung weitgehend dem resultierenden Driftpotential um 10–12° NNE. Während auf der kleinen Insel Lobos nur niedrige Sandhügel und -fahnen anzutreffen sind, führt ein reiches Kalksandangebot bei weit-unimodalem Windregime im Kern des Corralejo-Dünenfeldes zu 4–6 m (vereinzelt noch > 8 m) hohen barchanoiden Transversaldünen, die bei mittleren Windstärken nahe 6 m/sec jährlich um 4,5 bis 6 m südwärts verlagert werden (P. HÖLLERMANN 1984 und 1997 b). Trotz vorherrschender Windrichtung aus 10–12°NNE führt die Zugänglichkeit für gelegentliche kräftige Nordwestwinde (vornehmlich im Winterhalbjahr) im Kern des Feldes zu einer resultierenden Sandstromverlagerung von 340–350°NNW auf 160–170°SSE. Sandkuppen und Sandwehen nehmen die Peripherie des von Kalkareniten

unterlagerten Dünenfeldes ein. Im Süden von Fuerteventura wird das Windfeld durch das Jandía-Gebirge abgewandelt. Über die niedrige Landenge von La Pared hinweg ist der Sandstrom aus $340\text{--}345^\circ$ NNW von der Nord- zur Südküste gerichtet. Wo der auflandige Passat zuerst auf das Jandía-Gebirge trifft, zieht sich eine große Kletterdüne hangaufwärts. Das bis über 800 m hohe Gebirge führt zu einer Aufspaltung der Passatströmung und der küstennahen Sanddrift aus ca. $50\text{--}60^\circ$ NE entlang der steilen Nordflanke und aus ca. $40\text{--}45^\circ$ NE entlang der Südostküste (Sotavento-Küste) mit einem Sandstrom bis Morro Jable im Südwesten. An den Talmündungen der Südostküste tritt ein reliefbedingtes bimodales Windregime auf, da dort die küstenparallele NE-Strömung mit NW-Winden zusammentrifft, die aus den Tälern zur Küste absteigen. In der Vektorresultanten dieser Winde haben sich an den Talmündungen reliefgebundene Leedünen bis zu einigen 100 m Länge in annähernder Nord-Süd-Ausrichtung der Kammlinie gebildet. Mit häufigem Wechsel der Windrichtung kommt es zu Schwingungen der Kammlinie und Asymmetrieumkehr (P. HÖLLERMANN 1990).

Die hohen Zentralinseln Gran Canaria und Teneriffa ragen bis über die Passatinversion auf und führen zu Ablenkungen im passatischen Strömungsfeld. Auf Gran Canaria biegen Strömungsverlauf und Driftpotential von 12° NNE an der Ostküste (Flughafen Gando) südwärts annähernd küstenparallel um, treten mit $50\text{--}70^\circ$ NE an der Playa del Inglés in das Dünenfeld von Maspalomas ein, wo sie schließlich zur Ostströmung ($70\text{--}110^\circ$ E) werden. In dieser Richtung erfolgt die Hauptsandverlagerung im Dünenfeld. Allerdings führen besonders im Sommer häufig gegenläufige Seewinde aus W und SW zu einem komplexen Windregime mit Asymmetrie-Umkehrungen im Kammbereich der Dünen. Dem komplexen Windregime bei reichlichem Sandangebot entspricht der Übergang von barchanoiden Transversaldünen zu einem aklé-artigen Anordnungsmuster im Kern des Dünenfeldes (P. HÖLLERMANN 1997 a, 1997 b).

Im sehr differenzierten Windfeld von Teneriffa (P. HÖLLERMANN 1996, S. 51 f.) ist für die kleinen Sand- und Dünengebiete der Süd- und Südostküste die annähernd küstenparallel abgelenkte Passatströmung von Bedeutung, die im Gebiet der Dünen von El Médano aus $60\text{--}70^\circ$ ENE weht (resultierendes Driftpotential am nahegelegenen Südflughafen Reina Sofia 74° ENE). Im unimodalen Windregime haben sich bei begrenztem Sandangebot lediglich kleine Driftsanddecken, Sandwehen und -kuppen in der offenen Halbwüstenvegetation bilden können. Von nur lokaler Bedeutung sind auch die Sandverwehungen am Südrand des Llano de Ucanca im abgeschirmten Cañadas-Kessel (Hoch-Teneriffa) sowie die spärlichen Sandumlagerungen auf den Westinseln der Kanaren.

Im Meergebiet um Madeira macht der Passat im Juli 75 % aller Terminbeobachtungen aus, im Dezember nur noch 34 %, bei 35 % der Winde aus westlichen Richtungen (H. LAUTENSACH 1949, S.217). Auf Porto Santo entfallen im Jahresmittel noch 48 % aller Terminbeobachtungen auf passatische Winde aus N und NE (J. LIETZ u. M. SCHWARZBACH 1971, S. 90). Das äolische Driftpotential aus $8\text{--}10^\circ$ NNE fällt auf Porto Santo nicht völlig mit der Bahn des Sandstromes quer über die Insel zusammen, die sich durch den Verlauf einer breiten Talmulde beeinflusst annähernd in Nord-Süd-Richtung erstreckt. Nahe der Südwestküste häufen sich die Sande in einem

Küstendünen-Gürtel an, der an der landwärtigen Seite weitgehend durch Bewuchs fixiert ist, während an der meerwärtigen Seite frisches Material durch die Sanddrift am breiten Strand zugeführt wird. Entlang der Küste vollzieht sich durch äolische und marine Prozesse eine Sandversetzung gegen Südwesten.

Im humid-ozeanischen Klima der Azoren, wo mit der Verlagerung des Azorenhochs im Sommer Winde aus N und NE und im Winter Winde aus SW vorherrschen, wo unbeständige Witterung und häufiger Windwechsel die Regel sind und normalerweise eine dichte Vegetationsdecke den Untergrund schützt, treten äolische Sandbewegungen nur noch sehr lokal an Stränden und anderen Stellen mit Lücken im Bewuchs auf und sind im Rahmen der gesamten Morphodynamik unbedeutend.

In zonal-planetarischer Sicht weisen die Driftpotentiale und Sandströme im Bereich der mittelatlantischen Inseln also ein allmähliches Umschwenken von N und NNE im Norden auf NE bis ENE im Süden auf, konform mit der dominierenden Passatzirkulation und mit den Sandströmen im westlichen Randbereich des nordafrikanischen Festlandes (vgl. dazu die Sandstromkarte der Sahara von I. G. WILSON 1971).

6 Dünensande im Vergleich

31 Dünensandproben (vornehmlich First- bzw. Kammsandproben) von den Kapverden wurden nach Korngrößenanalyse (Trockensiebung) einer statistischen Bearbeitung (Verfahren von R. L. FOLK u. W. C. WARD 1957) unterzogen. Die auf phi-Basis gewonnenen Texturparameter mittlere Korngröße (Mz), Sortierung bzw. Standardabweichung (Si), Kurtosis (Kg) und Asymmetriegrad (skewness Sk) sind als Vergleichswerte in der einschlägigen Literatur weithin üblich. Für die Dünensande der mittelatlantischen Inselgruppen ist auch der Kalkgehalt in % eine wichtige Vergleichsgröße. Der überregionale Vergleich wird allerdings dadurch eingeschränkt, dass die Zahl der Sandproben von den Kapverden und von Madeira-Porto Santo viel geringer ist als von den Kanaren, wo sich durch langfristige Untersuchungen ein umfangreiches Probenkollektiv angesammelt hat, das auch Einblick in zeitliche Materialveränderungen erlaubt. Wenn zur Kennzeichnung und Typisierung der Sandproben hier nicht die anschaulichen „Walger-Diagramme“ verwendet werden (E. WALGER 1965, H. BESLER seit 1984), so darum, weil die Neubearbeitung des zum Vergleich genutzten umfangreichen älteren Datenmaterials einen zu hohen Aufwand bedeutet hätte.

Als kennzeichnend für äolisch verlagerte Sande gelten in der Regel eine gute bis mäßig gute Sortierung mit steilem Maximum in der äolischen Hauptfraktion (0,125–0,25 mm bzw. 2–3 phi nach H. BESLER 1980, S. 61), ein meist positiver Schiefewert (d. h. eine leicht asymmetrische Verteilung zum feineren Material hin) sowie Kurtosiswerte im platy- und mesokurtischen Bereich (vgl. u. a. G. M. FRIEDMAN 1961, T. S. AHLBRANDT 1979 oder H. BESLER 1977, 1980, 1991, 1992, 2002). Äolisch bearbeitete Sandkörner sind meist kantengerundet und oberflächenmattiert (z. B. A. S. GOUDIE u. A. WATSON 1981, A. CAILLEUX 1952, H. J. PACHUR 1966). Manche der angeführten Charakteristika für Drift- und Dünensande sind nicht unstrittig und bedürfen von Fall zu Fall der regionalen Überprüfung.

Die Drift- und Dünensande der Kapverden wie allgemein der mittelatlantischen Inselgruppen bestehen ganz überwiegend aus Kalksanden und nur nachgeordnet aus Aufbereitungsprodukten von Vulkaniten. Untersuchungen zur Oberflächenmattierung der Körner scheiden hier aus. Bei hohen Basaltsandanteilen ist auch der (meist opake) Schwermineralgehalt nicht mit Quarzsanddünen zu vergleichen.

Pauschalaussagen über die Dünensande der Kapverden bleiben zwar recht allgemein, sind jedoch zum ersten Vergleich nützlich und notwendig. Dabei bleiben die Proben von Großrippeln wegen ihrer Sonderstellung zunächst ausgeschlossen. Alle anderen Proben weisen eine unimodale Korngrößenverteilung meist mit ausgeprägtem Maximum in der Mittelsandfraktion (0,2–0,63 mm, dabei hauptsächlich zwischen 0,2 und 0,35 mm) auf. Im Durchschnitt der Proben nimmt die Mittelsandfraktion gut 80 % und die Feinsandfraktion 0,1–0,2 mm nur etwas über 17 % ein. Die mittlere Korngröße des Probenkollektivs (Mz) liegt bei 1,89 phi (0,273 mm), mit einer Variationsbreite von 2,65 und 1,45 phi (0,16–0,36 mm). Die hier in erster Linie einbezogenen Firstsande sind (bis auf wenige Ausnahmen in besonders windexponierten Lagen) meist feinkörniger als die Basissande. Im Vergleich zu vielen anderen Dünengebieten und auch zu den obengenannten Standards sind die Dünensande der Kapverden also relativ grob-

körnig. Da die dominierenden Kalksande letztlich aus Paläodünen (Kalkareniten) entstanden sind, deren mittlere Korngröße um 1,9 phi liegt, sind Eigenschaften wie Korngröße und Kantenrundung bei den Kalksanden bereits vorgegeben und haben in ihren Grundeigenschaften durch die aktuelle äolische Morphodynamik nur geringfügige Änderungen erfahren.

Der mittlere Sortierungskoeffizient (S_i) der Proben beträgt 0,454 (= gute Sortierung), mit einer Variationsbreite von 0,274 (sehr gut) bis 0,881 (mäßig). Die Kurtosiswerte fallen überwiegend in den mesokurtischen Bereich nahe dem Normalwert 1 (Mittel 1,063), was nach H. BESLER (1991, S.75) ein Gleichgewicht mit dem aktuellen Windregime anzeigt. Bei den Schiefewerten (S_k) halten sich negative Schiefe (54 %) und positive Schiefe (46 %) nahezu die Waage, sodass weitgehende Annäherung an Symmetrie vorliegt (Extreme $-0,204$ und $+0,164$). Im einzelnen können die Schiefe- und Kurtosiswerte aber sehr variabel sein und haben augenscheinlich nur eine geringe diagnostische Bedeutung (T. S. AHLBRANDT 1979, S. 31, J. SAVAT 1982, S. 140).

Der mittlere Kalkgehalt der Karbonatsande ist mit 81,45 % recht hoch (Extreme 55,03–92,36 %), während sandiges Material aus Vulkaniten kalkfrei bis kalkarm bleibt (0–3,7 %). Die meisten Dünensandkörner der Mittelsandfraktion sind kantengerundet („subrounded“), wie das bei Transport über relativ geringe Distanzen im küstennahen Bereich zu erwarten ist. Auszählungen für Dünensande im Nordwesten von Boavista (5 Proben) ergaben z. B. die nachfolgend genannten Mittel- und Extremwerte:

kantig: 15 (9–20) %	kantengerundet: 61 (58–67) %
gerundet: 18 (16–19) %	stark gerundet: 6 (5–8) %

Dabei sind die in geringer Zahl beigemengten Basaltsandkörner deutlich weniger gerundet als die Kalksandkörner. Der Schwermineralanteil dieser Kalksandproben beträgt 1,2–2% (Mittel 1,6 %). Diese Werte liegen höher als im kontinental-saharischen Bereich (dort unter 1 %, meist sogar unter 0,5 %, nach H. BESLER 1992, S. 97), sind aber viel geringer als z. B. an der Oberfläche von Barchanen im Norden von Lanzarote (dort 38–50 %, vgl. P. HÖLLERMANN 1991, S. 210 und L. PFEIFFER 1991, S. 62). Selbst Firstsande der großen Leedünen an der Sotavento-Küste von Jandía (Fuerteventura) weisen noch einen Schwermineralgehalt von 6,5 % auf (P. HÖLLERMANN 1990, S. 218), sodass die Werte für die Boavista-Dünen im Vergleich zu den Kanaren eher gering erscheinen. Die (meist opaken) Schwerminerale in den Kalksanddünen der mittelatlantischen Inseln sind hauptsächlich der Beimengung basaltischer Sande zuzuschreiben.

Tab. 6.1 liefert eine Differenzierung von Materialeigenschaften der kapverdischen Dünensande nach Gebiet und Dünenform.

Tab. 6.1 Kalkanteil und Texturparameter von Dünensanden der Kapverdischen Inseln

	CaCO ₃	Mz phi	Si	Kg	Sk
1. Sal	78,5 %	1,50	0,514	1,067	+0,0530
Schild- und Transversaldünen im S (n = 3)	70,3 %	1,39	0,422	0,993	-0,0175
	87,7 %	1,69	0,603	1,218	+0,0816
2. Sal	75,0 %	1,79	0,520	1,065	+0,0013
Sandwehen im S (n = 8)	55,0 %	1,45	0,354	0,967	-0,0433
	87,7 %	2,04	0,877	1,354	+0,0951
3. Sal	80,2 %	1,45	0,603	0,946	n.b.
Rippelsande im S (n = 3)	77,2 %	0,94	0,491	0,877	n.b.
	86,1 %	1,92	0,694	0,991	n.b.
4. Sal					
vulk. Driftsand, Buracona (n = 1)	3,7 %	2,06	0,881	0,957	-0,0703
5. Boavista	87,7 %	2,04	0,385	1,087	+0,0232
Schild- u. barch. Dünen im NW (n = 7)	82,5 %	1,62	0,274	0,994	-0,2040
	90,1 %	2,34	0,468	1,330	+0,1641
6. Boavista	88,6 %	2,35	0,371	1,079	-0,1395
Sandwehen im NW (n = 3)	86,4 %	2,15	0,324	0,956	-0,1712
	92,4 %	2,65	0,400	1,240	-0,1210
7. S. Vicente					
Stranddünen Praia Grande (n = 2)	87,2 %	1,84	0,364	1,164	+0,0137
8. Fogo					
Leedüne Pta. da Salina, Basaltsand (n = 1)	0,0 %	1,91	0,411	1,180	+0,0699

Ein Vergleich zeigt für die Dünensande im Nordwesten von Boavista (5 und 6) geringere mittlere Korngrößen, eine bessere Sortierung und höhere Kalkanteile gegenüber den Dünen im Süden der Insel Sal (1 und 2). Die Unterschiede werden in der bivariaten graphischen Darstellung des sog. „Friedman-Diagramms“ Mz vs. Si besonders anschaulich (Fig. 6.1). Im Nordwesten von Boavista vollzieht sich der Sandtransport weithin über einer Unterlage pleistozäner Kalkarenite, sodass nichtkarbonatische Beimengungen während der Verlagerung gering bleiben. So nimmt der Kalkgehalt auf dem Weg von der Nordküste in das Landesinnere und zur Westküste nicht oder nur minimal ab. Die mittlere Korngröße wächst in dieser Richtung leicht an (von 2,27 phi = 0,208 mm auf 1,94 phi = 0,262 mm), während die gute Sortierung der Sande über die ganze Strecke erhalten bleibt. Die Schiefe geht von negativen Werten im Norden zu positiven Werten bei den großen Dünen der Westküste über. Kleine Sandwehen (6) sind erwartungsgemäß feinkörniger als die großen barchanoiden, transversalen und Schilddünen (5). Große Rippelstrukturen in stark windexponierter Lage zeigen das bekannte Muster mit groben Kammsanden. Im Süden der Insel Sal sind die Dünensande des küstennahen Bereiches in der Regel nur über kurze Distanz verlagert worden. Weiter landeinwärts, wo im flachen, mit Salzlagen und Krusten überzogenen Gelände Durchtransport, Deflation und Korrasion überwiegen, kann ebenso wie bei der Sandverdriftung entlang der Küsten Material aus dem Untergrund aufgenommen werden. Das führt zur Verringerung von Kalkgehalt und mäßiger Sortierung bei leichter Zunahme der mittleren Korngrößen. Auch im Süden von Sal sind die kleinen Sandwehen (2) feinkörniger als die großen Transversal- und Schilddünen (1), zeichnen sich aber durch erhebliche

Streuung in Sortierung und Kalkgehalt aus. Die Stranddünen von Praia Grande (São Vicente) (7) und die Leedüne aus Basaltsanden im Nordwesten von Fogo (8) nehmen in der Relation Mz vs. Si eine Mittelstellung zwischen den Sandproben von Boavista und Sal ein.

Für einen räumlich ausgeweiteten Vergleich sind in Tabelle 6.2 Mittelwerte der Materialeigenschaften von Dünengebietern der Kanarischen Inseln und von Madeira-Porto Santo zusammengestellt. Auf die wenig aussagekräftigen Kurtosis- und Schiefewerte wird in dieser Übersicht verzichtet.

Die Datenzusammenstellung der Tab. 6.2 dient allein dem Vergleich mit den Kapverdischen Inseln und wird hier nicht im einzelnen erörtert, zumal das ausführlich an anderen Stellen geschehen ist (P. HÖLLERMANN 1982–1997; Zusammenfassung für die Kalksanddünen der Kanaren mit ausführlichen Literaturangaben bei P. HÖLLERMANN 1997a). Wie auf den Kapverden ist auch für die Kanaren und den Madeira-Archipel zwischen den stark dominierenden hellen Kalksanden (Kalkanteile meist über 75 %) und den kalkfreien bis kalkarmen dunklen Sanden aus vulkanischen Substraten zu unterscheiden. Jedoch sind auch Mischtypen verbreitet, also durch Beimengungen

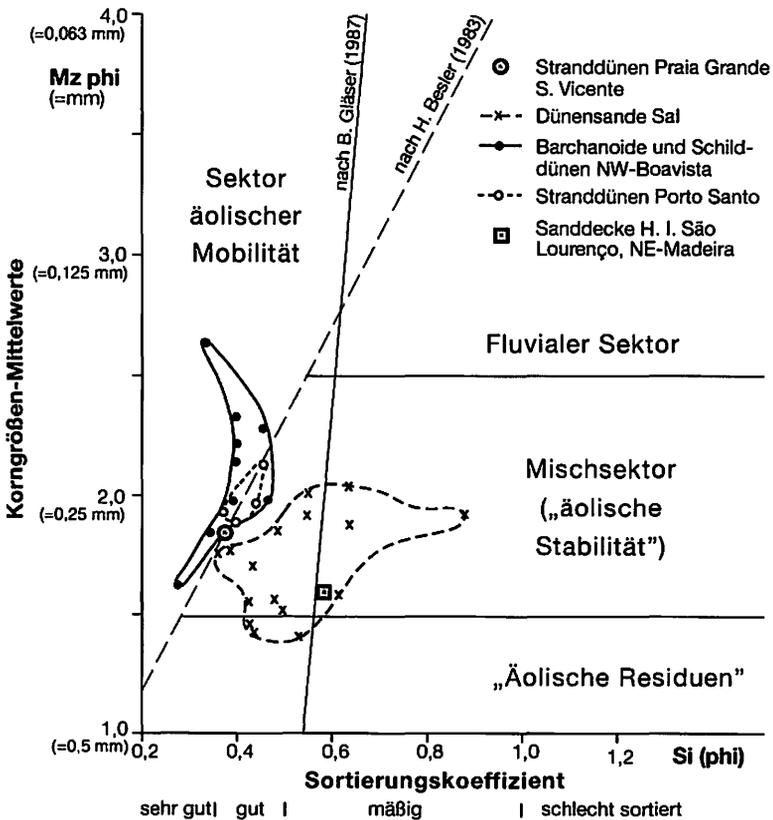


Fig. 6.1 Friedman-Diagramm (Mz vs. Si) für Dünensandproben von den Kapverden und Madeira/Porto Santo

Tab. 6.2 Kalkanteil, mittlere Korngröße und Sortierung von Dünenansanden der Kanarischen Inseln und von Madeira-Porto Santo

	CaCO₃	Mz phi	Si
1. Barchane und Schilddünen Jable-Gürtel (N-Lanzarote) (n = 38)	39,6 %	2,13	0,487
2. Sandwehen Jable-Gürtel (N-Lanzarote) (n = 22)	48,9 %	2,31	0,479
3. Kalk-Driftsande bei Orzola (N-Lanzarote) (n = 4)	88,0 %	1,47	0,376
4. Sandwehen und -kuppen Lobos (n = 3)	78,5 %	1,84	0,572
5. Barchanoide Transversaldünen bei Corralejo (N-Fuerteventura) (n = 55)	88,8 %	1,42	0,685
6. Sandfeld und -kuppen bei Lajares (N-Fuerteventura) (n = 4)	81,2 %	2,22	0,742
7. Sand- und Dünengebiet von Vigocho (S-Fuerteventura) (n = 5)	87,3 %	1,65	0,442
8. Große Leedünen Südküste Jandía (S-Fuerteventura) (n = 53)	84,6 %	1,76	0,407
9. Sandwehen Jandía-H.I. (S-Fuerteventura) (n = 26)	76,8 %	2,17	0,478
10. Barchanoide Transversaldünen Maspalomas (Gran Canaria) (n = 20)	58,2 %	2,17	0,469
11. Sandwehen, Dünenfeld von Maspalomas (Gran Canaria) (n = 8)	34,6 %	2,75	0,455
12. Kleine Dünen und Sandwehen El Médano (S-Teneriffa) (n = 11)	0,8 %	2,54	0,401
13. Verwehte Strandsande Poris de Abona (S-Teneriffa) (n = 2)	3,4 %	1,97	0,604
14. Kleine Dünen und Sandwehen Llano de Ucanca (Hoch-Teneriffa) (n = 9)	0,0 %	2,16	0,597
15. Verwehte Basaltsande Teneguía-Vulkan (S-La Palma) (n = 2)	0,0 %	2,03	0,620
16. Stranddünen, SE-Küste Porto Santo Madeira-Archipel (n = 4)	82,2 %	1,98	0,405
17. Sanddecke mit Windrippeln H. I. São Lourenço (NE-Madeira) (n = 1)	31,7 %	1,60	0,565

verunreinigte Kalksande, so im Norden von Lanzarote (1 und 2), im Dünenfeld von Maspalomas auf Gran Canaria (10 und 11) oder auf der Halbinsel São Lourenço im Osten von Madeira (17). Die mittleren Korngrößen der in Tab. 6.2 zusammengestellten Sand- und Dünengebiete reichen von 2,75 phi (= 0,15 mm) bis 1,42 phi (= 0,37 mm). In großer Mehrzahl liegen sie im Bereich der Mittelsande, während sie nach der im anglo-amerikanischen Schrifttum verbreiteten Wentworth-Klassifikation (mit der Grenze der Mittel- zu den Feinsanden bei 0,25 mm statt 0,20 mm) annähernd zur Hälfte auf die Mittel- und Feinsand-Fraktion verteilt wären. Bei den Firstsanden der größeren Dünen liegt gewöhnlich eine gute Sortierung vor (Ausnahme 5), während Driftsanddecken, niedrige Sandwehen und -kuppen, lokale Verwehungen von Strandsanden oder jungvulkanischem Lockermaterial meist nur mäßig sortiert sind (4, 6, 13–15). Die in

Tab. 6.2 nicht aufgeführten Schiefe- und Kurtosiswerte zeigen bei erheblicher Streuung im einzelnen keinen klar interpretierbaren Trend. Die Schiefewerte liegen meist nahe einer symmetrischen Verteilung, wie das bei barchanoiden Dünen häufig der Fall ist (H. BESLER 1986, S. 120), während sich die Kurtosiswerte im mesokurtischen Bereich häufen. So unterscheiden sich bei pauschaler Betrachtung die Materialeigenschaften der Drift- und Dünenande auf den Kanaren und im Madeira-Archipel nicht wesentlich von denen der kapverdischen Sand- und Dünengebiete.

Einen anschaulicheren Vergleich der Dünenande von den Kapverden mit denen der Hauptdünengebiete auf den Kanaren und Porto Santo (Madeira) bieten die graphischen Darstellungen im sog. „Friedman-Diagramm“ Mz vs. Si (Fig. 6.1 u. 6.2). Die besten Näherungen an die besonders aktiven Dünenande im Nordwesten von Boavista liefern dabei die Kammsande der großen Leedünen an der Sotaventoküste von Jandía in Süd-Fuerteventura (Fig. 6.2), die Firstsande des zentralen Dünenfeldes von Maspalomas im Süden Gran Canarias (Fig. 6.2) und die strandbegleitenden Dünen im Südwesten von Porto Santo (Madeira-Archipel, Fig. 6.1). Alle diese Dünen haben ein hohes Maß an Aktivität mit häufigen Sandumlagerungen und damit eine guten Sortierung gemeinsam. Die langgestreckten Leedünen der Jandía-Küste erfahren in einem eng-bimodalen

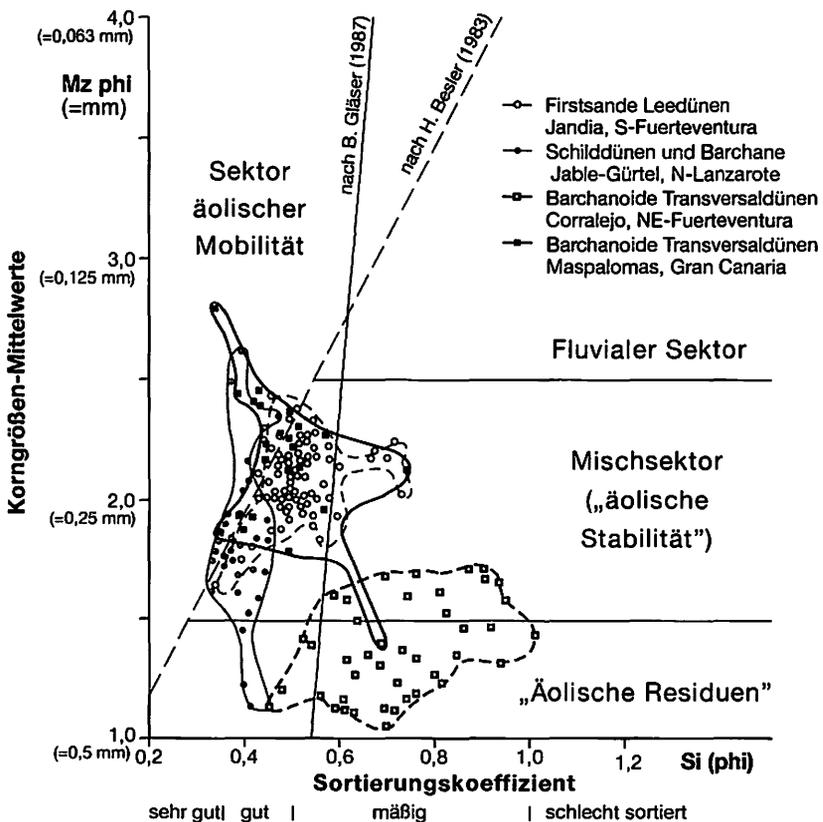


Fig. 6.2 Friedman-Diagramm (Mz vs. Si) für Dünen sandproben von den Kanarischen Inseln (Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria)

Windregime ständige Umlagerungen der Kammsande mit leichten Pendelbewegungen der Kammlinie und Umkehrungen der Asymmetrie (P. HÖLLERMANN 1990). Die barchanoiden Transversaldünen von Maspalomas, die sich im Kern des Feldes zu einem akulé-artigen Muster zusammenschließen, unterliegen einem komplexen Windregime mit großenteils gegenläufigen Luftströmungen, ebenfalls verbunden mit häufigen Umlagerungen und Asymmetrienumkehr im Firstbereich (P. HÖLLERMANN 1997 a und b). Bei den Küstendünen auf Porto Santo erfolgt eine Zufuhr frischer Sande durch die lebhafteste Sanddrift vom vorgelagerten breiten Sandstrand. Diese auf der meerwärtigen Seite zugeführten Sande sind feinkörniger und kalkreicher als die durch Bewuchs großenteils stabilisierten Dünenpartien der landwärtigen Seite.

Die Darstellungsform des Friedman-Diagramms wurde von H. BESLER seit 1983 auch als „Reaktionsdiagramm“ („response diagram“) zur Unterscheidung äolisch mobiler und stabiler Sande herangezogen. Dieser Ansatz ist seitdem kontrovers diskutiert worden. H. Besler fand gute Bestätigungen für Dünen Sande in der Namib, in Algerien und Tunesien. B. GLÄSER (1984) kam aufgrund ihrer Befunde im ostsahelischen Dünengebiet zu einer veränderten (erweiterten) Grenzziehung für den Sektor äolischer Mobilität. Beide Abgrenzungen sind in den Diagrammen Fig. 6.1 u. 6.2 eingetragen. In der Tat fallen die Dünen mit hohem Aktivitätsgrad in Nordwest-Boavista, Süd-Jandía, Maspalomas und Porto Santo ganz oder doch vorrangig in den Sektor äolischer Mobilität. Die meisten übrigen Proben von Dünen-Firstsandden der Kapverden und Kanaren wären jedoch überwiegend dem Mischsektor angeblischer äolischer Stabilität oder sogar den äolischen Residuen im Sinne von BESLER (1983) zuzuordnen, obwohl es sich in allen Fällen zweifellos um äolisch aktive Sande handelt. So kann auch die von H. BESLER (1980, S. 61) im Anschluss an Friedman gemachte Aussage, dass Sande mit einer mittleren Korngröße unter 1,49 phi (= ca. 0,35 mm) nicht äolisch sind, nach den Befunden von den Kanaren nicht bestätigt werden (Tab. 6.2, 3 und 5). Das Reaktionsdiagramm ist offensichtlich nur mit Einschränkungen verwendbar. Dafür lassen sich mehrere Gründe anführen. So sind nach H. BESLER (1983, S. 291) barchanoide Dünen wenig sensitiv und fügen sich nicht in das Schema ein. Gerade solche Dünen sind aber auf den Kapverden und Kanaren besonders häufig. Weiter soll nach Besler das Reaktionsdiagramm vornehmlich für die Saltationsfracht gelten, während ja in aller Regel Mischproben entnommen werden. Wird die Saltationsfracht in Sandfallen gesondert gesammelt, steht die Mobilität dieser Sande ohnehin außer Frage (zur Stellung von Saltations-, Reptations- und Rutschsandden im Reaktionsdiagramm vgl. P. HÖLLERMANN 1991, S. 217). Eine spezifisch prozessuale oder dünentypische Prägung der Sande – wenn es denn eine solche überhaupt gibt – wird auf den mittelatlantischen Inseln durch die relativ kurzen Bahnen der äolischen Verlagerung sowie den häufigen Übergang äolischer, mariner und fluvialer Transportprozesse im küstennahen Bereich beeinträchtigt. Für diese Untersuchungsgebiete ist keine klare Unterscheidung aktuell mobiler und festliegender Dünen Sande anhand des Reaktionsdiagramms möglich (dazu auch P. HÖLLERMANN 1991, S. 219 und 1997 a, S. 59).

Auf den mittelatlantischen Inseln handelt es sich durchweg um küstennahe Sandfelder und Dünen, die allenfalls einige Kilometer landeinwärts vordringen. Nach T. S. AHLBRANDT (1979, S. 25) zeichnen sich Küstendünen allgemein durch gut sortierte und feinkörnige Sande aus, die aus Strandablagerungen hervorgingen, während

Inlanddünen wegen ihres fallweise sehr unterschiedlichen Ursprungsmaterials eine größere Streuung der Korngröße- und Sortierungswerte aufweisen (zu Küstendünen vgl. auch K. PYE 1983). Bei den zahlenmäßig stark überwiegenden Kalksandproben von den mittelatlantischen Inseln haben sowohl die hellen Strandsande als auch die Drift- und Dünensande ihren gemeinsamen Ursprung in den Kalkareniten der Paläodünen, sodass hier weitgehende Gemeinsamkeiten der Texturparameter schon vom Ausgangsmaterial vorgegeben waren. Veränderungen bei äolischer Verlagerung treten nicht nur durch Selektion und korrasive Beanspruchung der bewegten Körner auf, sondern auch durch Beimengungen nicht-karbonatischen Materials auf dem Transportweg. Ähnlich enge Beziehungen zwischen kalkarenitischem Ausgangsmaterial (Paläodünen) und den küstennahen aktuellen Dünen finden sich übrigens auch im Südwesten der Insel Mallorca, wie der folgende Vergleich zeigt:

Material	CaCO ₃	Mz phi	Si
Kalkarenite (n = 2)	86,2%	2,08	0,568
Drift- u. Dünensande (n = 9)	85,2%	2,05	0,434

Bei eingehender Beschäftigung mit den Materialeigenschaften von Dünensanden und ihrem oft kleinräumigen (oder auch zeitlichem) Wandel wird die Einsicht in allgemeine Regelhaftigkeiten mit wachsender Datenfülle keineswegs leichter. Die Frage, wieweit Sand-Texturparameter zur Kennzeichnung äolischer Ablagerungen dienen können, bezeichnete schon T. S. AHLBRANDT (1979, S. 23) als „highly controversial“. Andererseits erweist sich beim Vergleich von Sandproben verschiedener Dünengebiete und besonders bei der graphischen Darstellung ihrer granulometrischen Charakteristika, dass sich dabei durchaus deutliche Unterschiede bzw. Cluster-Schwerpunkte im Diagramm ergeben (Fig. 6.1 u. 6.2). Trotz kleinräumiger Differenzierung der Sandeigenschaften erscheinen daher Vergleiche verschiedener Dünenfelder durchaus sinnvoll (vgl. auch H. BESLER 1989, S. 233). Allerdings lassen sich in der Regel unterschiedlichen Dünentypen nicht jeweils charakteristische Sandtypen zuordnen. „The evidence for there being distinct sand types in different dune types is meagre“ (R. U. COOKE u. A. WARREN 1973, S. 310). Zwar gelten die physikalischen Grundlagen der äolischen Sandbewegung universell und wurden seit den klassischen Studien von R. A. BAGNOLD (1941) vor allem unter kontrollierten Laborbedingungen immer besser herausgearbeitet, doch vollziehen sich die Prozesse von Ort zu Ort im Gelände unter verschiedenen geökologischen Rahmenbedingungen, die eine schwer überschaubare Variationsbreite aufweisen. Ein vertieftes Verständnis für Regelhaftigkeiten in der Beschaffenheit bestimmter Drift- und Dünensande lässt sich daher nur unter genauer Beachtung der jeweiligen Rahmenbedingungen auf regionaler oder lokaler Basis gewinnen. Die Sand- und Dünengebiete der mittelatlantischen Inseln mit ihren einseitig vorherrschenden, schon aus Paläodünen vererbten Kalksanden und den Übergängen zu Sanden aus vulkanischem Material, sowie mit ihrem kleinräumigen küstennahen Prozessgefüge (marin – äolisch – fluvial) werden durch solche regionalen Rahmenbedingungen stark geprägt und sind z. B. mit binnenländischen Quarzsand-Dünengebieten nur eingeschränkt vergleichbar.

7 Klimatische Zuordnung der Sand- und Dünengebiete

Der Versuch, den Verbreitungsbereich aktiver äolischer Sande und Dünen klimatisch einzugrenzen, wird methodisch dadurch erschwert, dass die meteorologischen Bezugsstationen nur selten in diesen Sandgebieten selbst liegen. Die Windstärken reichen auf allen untersuchten mittelatlantischen Inselgruppen zur Mobilisierung und Verlagerung von Sanden aus; sie können daher bei der Suche nach klimatischen Schwellenwerten außer acht bleiben. Da die äolische Morphodynamik durch fehlenden Bewuchs und trockenes Substrat begünstigt wird, liegt eine Zuordnung zum Grad der Aridität nahe.

Das gilt nicht uneingeschränkt, da bekanntlich unbewachsene Flächen und Sandangebot auch unter humiden Bedingungen zur Dünenbildung führen können, so im Küstensaum oder im jungvulkanischen Lockermaterial, wo zudem mit edaphischer Aridität im Sinn von M. SCHWARZBACH (1964) zu rechnen ist. Lokale Sandverdriftungen und kleine Sandwehen im Strandbereich sind ubiquitäre Erscheinungen. Das Sandgebiet der „Deserto Barreiro de Faneca“ nahe der Nordküste von Santa Maria (Südost-Azoren) tritt in einem Klima mit über 600 mm Jahresniederschlag und 9 humiden Monaten pro Jahr umrahmt von ozeanischer Heidebusch-Vegetation auf.

Als einfacher Ausdruck der klimatischen Aridität dient der bekannte Index von E. de MARTONNE (1926). Die dafür benötigten Daten von jährlicher Niederschlagsmenge und Jahresmittel der Temperatur standen von den mittelatlantischen Inseln für über 30 Klimastationen in der Nähe der Dünengebiete oder in ihrem Umland zur Verfügung. Die Auswertung der Daten führt zu dem Ergebnis, dass der Kernbereich aktiver äolischer Morphodynamik mit Flugsanddecken, größeren Dünengruppen und Dünenfeldern im Bereich des Ariditätsindex < 5 liegt, was in etwa mit mittleren Jahresniederschlägen von weniger als 130–150 mm übereinstimmt. Ein Randbereich eingeschränkter äolischer Morphodynamik mit kleinen Sandfeldern, Sandkuppen, niedrigen Hindernisdünen bzw. Sandwehen fällt in den Bereich der Ariditätsindizes zwischen 4,5 und 15 (Jahresniederschläge 130–400 mm). Der Kernbereich ist gewöhnlich vollarid ohne humide Monate im Jahresmittel, während der Randbereich bis 2, ausnahmsweise sogar bis 4 humide Monate aufweisen kann (Porto Santo, Madeira-Gruppe). Äolische Umlagerungen im Strandbereich oder auf jungvulkanischen Lavasandfeldern sind – wie schon gesagt – auch darüber hinaus unter humiden Bedingungen möglich.

Die Abgrenzung des Kernbereiches aktiver äolischer Morphodynamik und mobiler Dünen durch Jahresniederschläge von 130–150 mm entspricht weitgehend den Erfahrungen vom nordafrikanischen Festland, wo für die saharische Peripherie meist eine näherungsweise Grenzziehung durch die 150 mm-Isohyete angegeben wird (z. B. I. G. WILSON 1971, R. U. COOKE u. A. WARREN 1973, S. 230, N. LANCASTER 1995, S. 237 oder D. S. G. THOMAS 1997, S. 374). An der afrikanischen Westküste liegt die Grenze zwischen aktiven Dünen und Altdünen nach den Darstellungen von A. T. GROVE u. A. WARREN (1968) bzw. D. S. G. THOMAS (1997, S. 583) bei 17–18° N, was im vorgelagerten Atlantik dem nördlichen Randbereich der Kapverdischen Inseln entspricht. Auf den mittelatlantischen Inselgruppen ist jedoch der großklimatisch-

meridionale Gradient der äolischen Morphodynamik weniger deutlich ausgeprägt als der regionale Ost-West-Gradient innerhalb der einzelnen Archipele. Die höchste Aridität und stärkste äolische Morphodynamik weisen jeweils die Ostinseln auf, begünstigt durch sanfte Geländeformen, die gegenüber den Zentral- oder Westinseln mit ausgeprägtem Gebirgsrelief wenig Steigungsregen empfangen und für den äolischen Sandtransport besser geeignet sind. So verläuft die morphodynamisch wichtigste Grenze für die aktiven Driftsand- und Dünengebiete jeweils zwischen den flachen Ostinseln und den höheren Hauptinseln. Auf den hohen Hauptinseln ist dann die höchste Aridität im Lee entlang der Süd- und Südwestküsten anzutreffen, ebenfalls verbunden mit aktuellen äolischen Prozessen und Formen, die jedoch gegenüber den Ostinseln zurückstehen. So ist für das Verbreitungsmuster der äolischen Morphodynamik auf den mittelatlantischen Inseln außer dem Materialangebot das vom Relief beeinflusste Mesoklima und Geländeklima letztlich wichtiger als die makroklimatisch-zonale Breitenposition.

8 Fotos



Foto 1 Transversaler Dünenrücken (6–7 m hoch) mit steiler Leeböschung (z. T. Slipface) an der Südostküste von Sal (Costa da Fragata); anschließend salzverkrustete Zwischendünenfläche. Im Vordergrund vegetationsgebunde kleine Leedünen bzw. Sandwehen (Mai 2000).

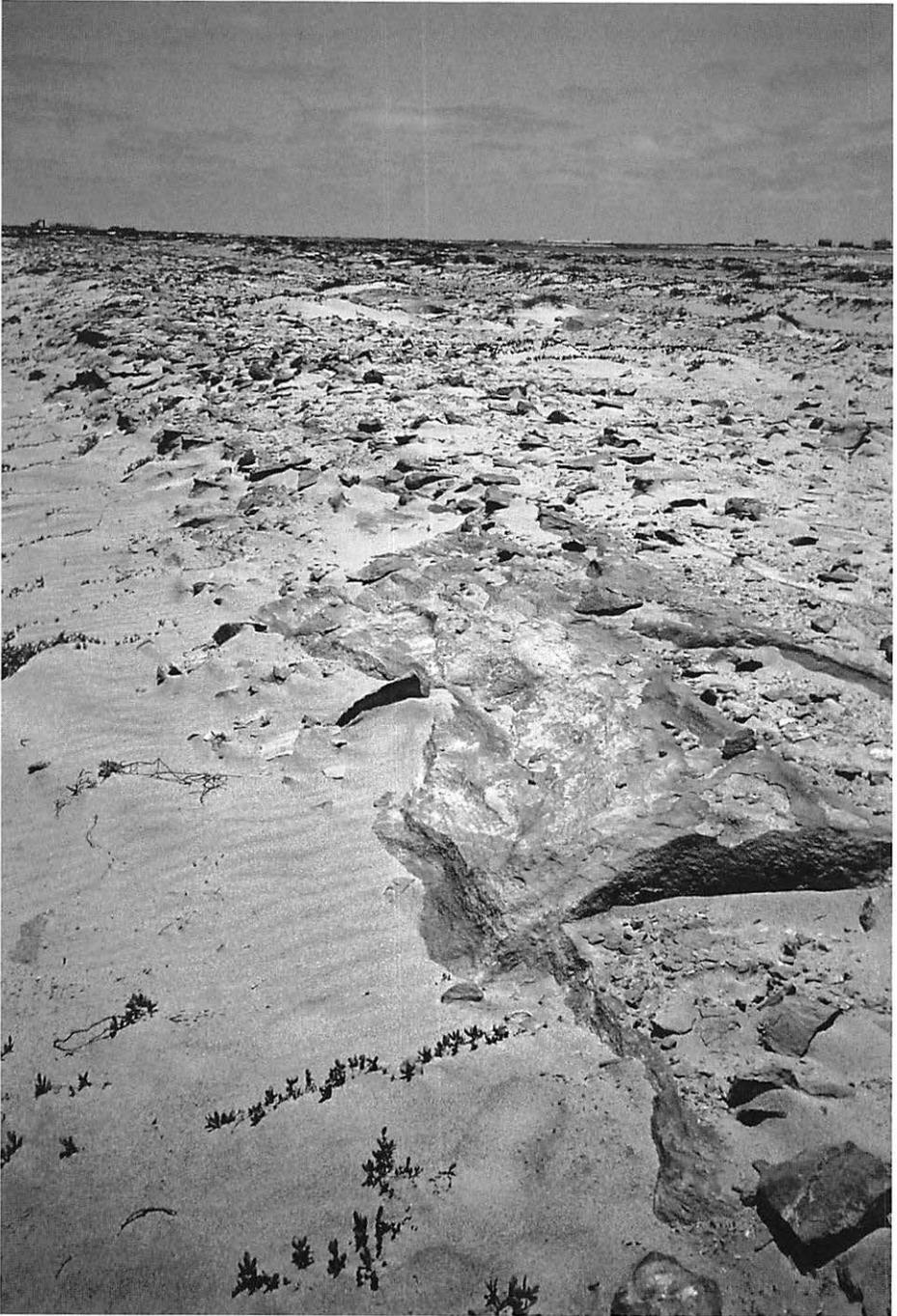


Foto 2 Von Sanddrift (Korrasion) angegriffene Kalksandsteindecke nordwestlich von Santa Maria, Süd-Sal (Mai 2000)



Foto 3 Durch barchanoide Wanderdünen verschüttete Reste einer Keramikfabrik (1895–1928) an der Praia da Chave westlich von Rabil, Boavista (Mai 2000)



Foto 4 Binnendünengebiet der Desierto da Viana östlich von Rabil mit eng gestaffelten und z. T. verbundenen barchanoiden Transversaldünen bis zu 10 m Höhe (Mai 2000)



Foto 5 Küstendünen und Kletterdünen an der Praia Grande im Osten von São Vicente. Im Hintergrund sanft zum Meer einfallende Plateaubasalte am Monte Verde (750 m), (Mai 2000).

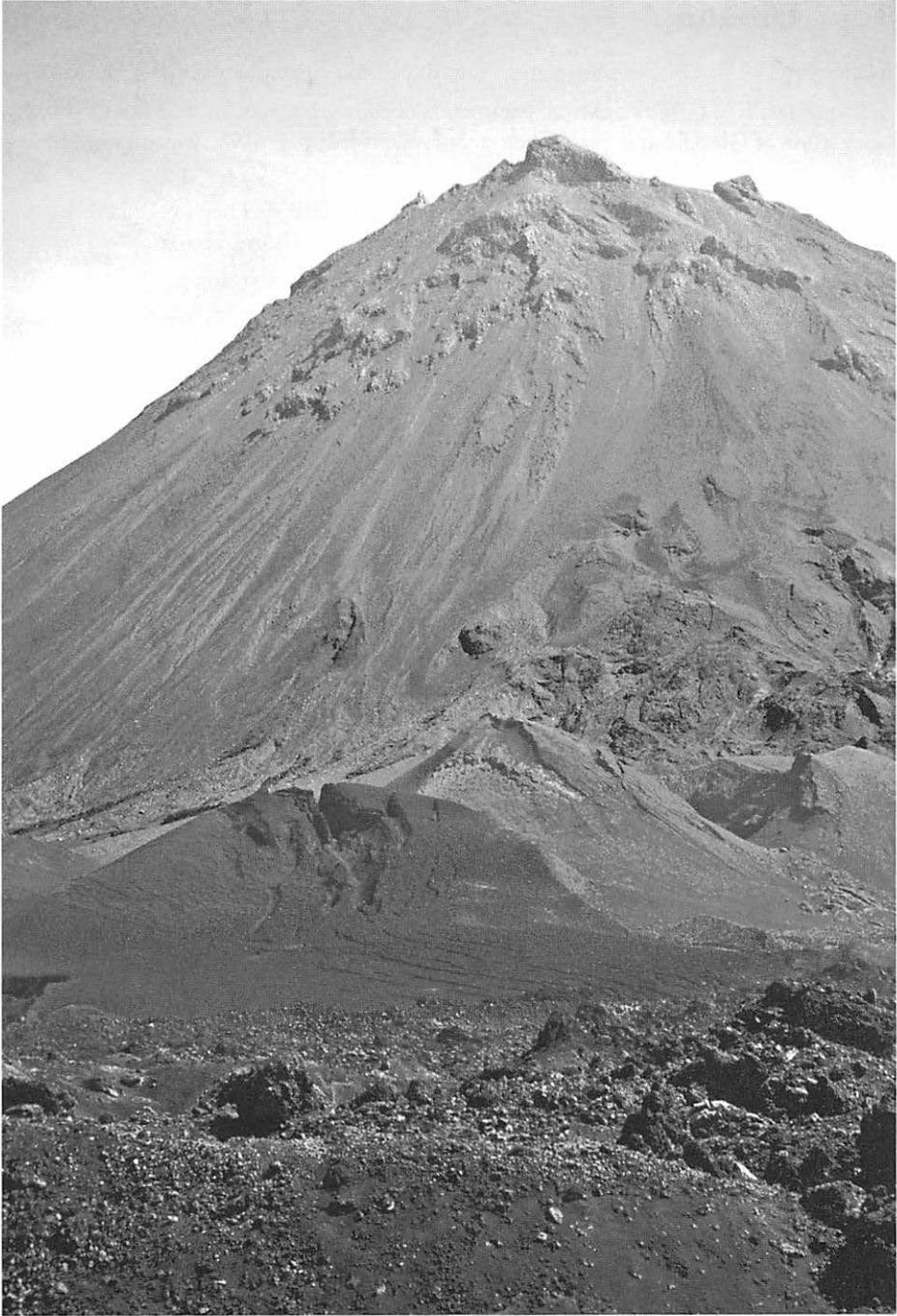


Foto 6 Junger Stratovulkan Pico de Fogo (2829 m) und Parasitärkrater im Kessel Chã das Caldeiras (um 1800 m), Fogo. Im jungvulkanischen Lockermaterial kommt es in exponierten Lagen zur Bildung von Windrippelfeldern (Mai 2000).

9 Literatur

- AARIO, L. (1981): Über die Vegetation und das Klima Madeiras. *Fennia* 159, 25–33.
- AHLBRANDT, T. S. (1979): Textural parameters of eolian deposits. In: E. MCKEE (Hrsg.), *A study of Global Sand Seas*. Geolog. Survey Prof. Paper 1052, Washington, S. 21–51.
- BÁEZ, M. u. SÁNCHEZ-PINTO, L. (1983): *Macaronesia: Islas de Fuego y Agua. Canarias, Azores, Madeira, Salvajes, Cabo Verde*. Las Palmas de Gran Canaria.
- BAGNOLD, A. R. (1954²): The physics of blown sand and desert dunes.
- BEBIANO, J. BACELAR (1932): *A Geologia do Arquipélago de Cabo Verde*. *Communic. dos Servicos Geológicos de Portugal* 18, Lisboa.
- BESLER, H. (1977): Fluviale und äolische Formung zwischen Schott und Erg. In: *Stuttgarter Geogr. Studien* 91, S. 19–81.
- BESLER, H. (1980): Die Dünen-Namib. Entstehung und Dynamik eines Ergs. In: *Stuttgarter Geogr. Studien* 96.
- BESLER, H. (1983): The response diagram: Distinction between aeolian sand mobility and stability of sands and aeolian residuals by grain size parameters. In: *Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.45*, S. 287–301.
- BESLER, H. (1984): Verschiedene Typen von Reg, Dünen und kleinen Ergs in der algerischen Sahara. In: *Die Erde* 115, S. 47–79.
- BESLER, H. (1986): The Toshka-Canal dune: Analysis of development and dynamics. In: Nickling, W. G. (Hrsg.), *Aeolian Geomorphology, Proceed. 17th Annual Binghamton Geomorph. Symposium, Sept. 1986*, S. 113–130.
- BESLER, H. (1987): Entstehung und Dynamik von Dünen in warmen Wüsten. In: *Geogr. Rundschau* 39, S. 422–428.
- BESLER, H. (1989): Dünenstudien am Nordrand des Großen Östlichen Erg in Tunesien. In: *Stuttgarter Geogr. Studien* 100, S. 221–246.
- BESLER, H. (1991): The Keriya Dunes: First results of sedimentological analysis. In: *Die Erde, Erg. H. 6*, S. 73–88.
- BESLER, H. (1992): Geomorphologie der ariden Gebiete. *Erträge der Forschung* 280, Wiss. Buchgesellsch. Darmstadt.
- BESLER, H. (1996): Granulometrische Sandtypen im Wüstenvergleich (Häufigkeitsverteilungen als Informationsträger). *Zeitschr. f. Geomorph. N. F.* 40, S. 23–46.
- BESLER, H. (2002): Sandkorngößen. In: *Lexikon der Geographie*, Spektrum Heidelberg-Berlin, Bd. 3, S. 177.
- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. In: *Geolog. Rundschau* 40, S. 11–19.
- CASTANHEIRA, A. u. G. CARDOSO (1988): *Carta de zonagem agro-ecológica e da vegetação de Cabo Verde*, Vol. IV, Ilha de Boavista, *Serv. Botânica* 10 (1–2), 49–72.

- CELESTINO, S. L. u. A. SERRALHEIRO et al. (1990): Carta Geológica de Cabo Verde, Ilha do Sal 1 : 25 000. Centro do Geología do Inst.de Investig. Científica Tropical, Portugal, 2 Blätter.
- CHEVALIER, A. (1935): Les Îles du Cap Vert. Flore de l'archipel. In: Revue Botan. appl. et Agr. Trop. 15, S. 733–1090.
- COOKE, R. U. u. A. WARREN (1973): Geomorphology in deserts. London.
- CORREIA, E. (1996): Contribuições para o conhecimento do clima de Cabo Verde. In: Garcia de Orta, Série de Geografia 15, H. 2, S. 81–107
- Deutscher Wetterdienst (DWD), Seewetteramt (1986): Winddaten aus dem Seegebiet um Gran Canaria. Surf 4, S.118.
- D'ORCHYMONT, A. (1936): Porto Santo, ses sables calcaires. L'Atlantide. In: Bull. Mus. Royal d'Hist. Natur. Belgique 12, No. 43, S. 1–24.
- FOLK, R. L. u. W. C. WARD (1957): Brazos River Bar: A study on the significance of grain size parameters. In: Journ. Sediment. Petrol. 27, S. 3–26.
- FRIEDMAN, G. M. (1961): Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. In: Journ. Sediment. Petrol. 31, S. 514–529.
- GLACCUM, R. A. u. J. M. PROSPERO (1980): Saharan aerosols over the tropical North Atlantic. In: Marine Geology 37, S. 295–321.
- GLÄSER, B. (1984): Quantitative Untersuchungen zur Morphogenese und Mobilität des Altdünenkomplexes in der Provinz Weißer Nil. In: MENSCHING, H. (Hrsg.), Beiträge zur Morphodynamik des Jebel-Marra-Massivs. Akad. d. Wiss. Göttingen, Kommission Geomorp. Prozesse. Hamburg, S. 202–217.
- GOUDIE, A. S. u. WATSON, A. (1981): The shape of desert sand dune grains. In: Journ. of Arid Environments 4, S. 185–190.
- GROVE, A. T. u. A. WARREN (1968): Quaternary landforms and climate on the south side of the Sahara. In: Geogr. Journ. 134, S. 194–208.
- HELD, B. (Hrsg.) (1990): Kapverdische Inseln II, Insider-Insselführer. Essen.
- HERNÁNDEZ, L. u. C. SUÁREZ (2006): Characterization of the contemporary aeolian sediment dynamics of Boa Vista (Cape Verde). In: Journal of Coastal Research, Spec. Issue 48, Coastal Geomorphology in Spain, S. 64–68.
- HÖLLERMANN, P. (1982): Studien zur aktuellen Morphodynamik und Geoökologie der Kanareninseln Teneriffa und Fuerteventura. Abhandl. d. Akad. d. Wissensch. Göttingen, Math.-Phys. Kl. III, Nr. 34, Göttingen.
- HÖLLERMANN, P. (1990): Zur Geoökodynamik von Dünen. Eine Fallstudie aus Süd-Fuerteventura (Kanarische Inseln). In: Geoökodynamik 11, S. 213–240.
- HÖLLERMANN, P. (1991): Untersuchungen zur äolischen Morphodynamik im Driftsandgürtel von Lanzarote (Kanarische Inseln). In: Erdwissensch. Forschung 25, Stuttgart, S. 197–276.
- HÖLLERMANN, P. (1996): Mesoskalige Windfeldstudien im nordatlantischen Passatgürtel. In: Heidelberger Geogr. Arbeiten 104, S. 44–58.
- HÖLLERMANN, P. (1997 a): Vergleichende Untersuchungen an Kalksanddünen der Kanarischen Inseln (Spanien). In: Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 111, S. 51–72.

- HÖLLERMANN, P. (1997 b): Windfeldstudien in Dünengebieten. In: *Erdkunde* 51, S. 277–291.
- KARTHE, D. u. A. SIEGMUND (2004): Die Böden der Kapverden – Eine Bestandsaufnahme auf den Inseln Fogo, Boavista und Santo Antão. In: *Geo-Öko* 25, S. 59–72.
- KLUG, H. (Hrsg.) (1973 a): Beiträge zur Geographie der mittelatlantischen Inseln. In: *Schriften d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel* 39.
- KLUG, H. (1973 b): Die Inselgruppe der Kapverden. In: *Schriften d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel* 39, S. 169–198.
- KLUG, H. (1977): Vergleichende Untersuchungen zur Tal- und Hangentwicklung auf den Kanarischen und Kapverdischen Inseln. In: *Zeitschr. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 28, S. 101–123.
- KLUG, H. (1980): Zur Klimageographie der Kapverdischen Inseln. In: *Tübinger Geogr. Studien* 80, S. 51–72.
- KLUG, H. u. S. GIER (1990): Untersuchungen zur Reliefentwicklung der Kapverdischen Inseln am Beispiel der Inseln Sal, Santiago und Santo Antão. In: *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg* 129, S. 43–46.
- KREJCI-GRAF, K. (1960): Zur Geologie der Makaronesen: 4. Krustenkalke. In: *Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch.* 112, S. 36–61.
- KREJCI-GRAF, K. (1961): Zur Geologie der Makaronesen: 5. „Versteinerte Büsche“ als klimabedingte Bildungen. In: *Neues Jahrb. f. Geolog., Paläont., Abh.* 113, S. 1–22.
- LAGOS COSTA, F. (1996): Notas gerais de Geografia Física das ilhas rasas do arquipélago de Cabo Verde. In: *Garcia de Orta, Série de Geografia* 15, H. 2, S. 109–118.
- LANCASTER, N. (1995): *Geomorphology of desert dunes*. London u. New York.
- LAUTENSACH, H. (1949 a): Klima und Pflanzenkleid Madeiras im Wandel der Jahreszeiten. In: *Kosmos* 47, S. 27–32.
- LAUTENSACH, H. (1949 b): Madeira. In: *Erdkunde* 3, S. 212–228.
- LIETZ, J. u. M. SCHWARZBACH (1971): Quartäre Sedimente auf der Atlantik-Insel Porto Santo (Madeira-Archipel) und ihre paläoklimatische Deutung. In: *Eiszeitalter u. Gegenwart* 22, S. 89–109.
- LOBIN, W. (1982): Untersuchung über Flora, Vegetation und biogeographische Beziehungen der Kapverdischen Inseln. In: *Courier Forschungsinst. Senckenberg Frankfurt* 53.
- LOBIN, W. u. K. GROH, K. (1979/80): Die Kapverdischen Inseln – ein Reisebericht I u. II. In: *Natur u. Museum* 109, S. 394–405, u. 110, S. 289–304.
- LOBIN, W. u. P. OHM (1987): Forschungsreisen in ein Entwicklungsland. Biologen arbeiten auf den Kapverdischen Inseln. In: *Natur u. Museum* 17, S. 301–333.
- MACHADO, F. (1967): *Geologia das Ilhas de Cabo Verde*. Agrupamento Científico de Geologia da Univ. de Lisboa, Junta de Invest.do Ultramar.
- MARTONNE, E. de (1926): Une nouvelle fonction climatologique: L'indice d'aridité. In: *Météorologie* 2, S. 449–459.

- MATZNETTER, J. (1960): Die Kapverdischen Inseln. In: *Mitteil. d. Österreich. Geogr. Gesellsch.* 102, S. 1–41.
- MATZNETTER, J. (1968): Die Inseln der ostatlantischen Archipele als reliefbedingte Klimatypen. In: *Wetter u. Leben* 20, S. 93–109.
- MENSCHING, H. u. G. STUCKMANN (1970): Beobachtungen zur äolischen Morphodynamik in der nördlichen und zentralen Sahara und im Sahel. In: *Jahrbuch d. Geogr. Gesellsch. Hannover für 1969*, S. 159–182.
- MITCHELL-THOMÉ, R. C. (1972): Outline of the Geology of the Cape Verde Archipelago. In: *Geolog.Rundschau* 61, S. 1087–1109.
- NICKLING, W. G. (1988): The initiation of particle movement by wind. In: *Sedimentology* 35, S. 499–511.
- OSANG, R. (1999⁵): Kapverdische Inseln. Dumont Reisetaschenbuch.
- PACHUR, H.-J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. In: *Berliner Geogr. Abhandl.* 4.
- PARKIN, D. W. u. N. J. SHACKLETON (1973): Trade winds and temperature correlations down a deep sea core off the Saharan Coast. In: *Nature* 245, S. 455–456.
- PFEIFER, L. (1991): Schwermineralanalysen an Dünenansanden aus Trockengebieten mit Bsp. aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie Namib und Taklamakan. *Bonner Geogr. Abhandl.* 83.
- PYE, K. (1983): Coastal dunes. In: *Progress in Physical Geography* 7/4, S. 531–557.
- RIBEIRO, O. (1954): A Ilha do Fogo e as suas Erupções. Junta de Investig. do Ultramar, Lisboa.
- ROGNON, P. u. G. COUDÉ-GAUSSIN (1987): Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pleistocène supérieur et de l'Holocène du nord de Fuerteventura (Canaries). In: *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F. 31, S. 1–19.
- ROTHER, P. (1982): Zur Geologie der Kapverdischen Inseln. In: *Courier Forschungsinst. Senckenberg* 52, S. 1–9.
- ROTHER, P. (1996²): Kanarische Inseln. In: *Sammlung Geol. Führer* 81.
- SANDYS-WINSCH, D. C. u. P. J. C. HARRIS (1994): Green development on the Cape Verde Islands. In: *Environmental Conservation* 21, S. 225–230.
- SARNTHEIN, M. (1982): Zur Fluktuation der subtropischen Wüstengürtel seit dem letzten Hochglazial vor 18 000 Jahren: Klimahinweise und Modelle aus Tiefseesedimenten. In: *Geomethodica*, Veröff. 7 BGC Basel, S. 125–161.
- SARRE, R. D. (1987): Aeolian sand transport. In: *Progress in Physical Geography* 11, S. 157–182.
- SAVAT, J. (1982): Common and uncommon selectivity in the process of fluid transportation: field observations and laboratory experiments on bare surfaces. In: YAALON, H. (Hrsg.), *Aridic Soils and Geomorphic Processes*, Catena Suppl. 1, Braunschweig, S. 139–160.
- SCHWARZBACH, M. (1964): Edaphisch bedingte Wüsten. Mit Bsp. aus Island, Teneriffa und Hawaii. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F. 8, S. 440–452.

- SIEGMUND, A. u. A. HOHMANN (2003): Touristenziel Kapverden – zwischen ökonomischen Entwicklungspotenzialen und ökologischer Nachhaltigkeit. In: Geogr. Rundschau 55, 52–56.
- STENDEL, I. (1992): Zur äolischen Morphodynamik von Dünen und Sandoberflächen. In: Würzburger Geogr. Arb. 83.
- TETZLAFF, G. u. M. PETERS (1986): Deep-sea sediments in the eastern equatorial Atlantic off the African coast and meteorologic flow patterns over the Sahel. In: Geolog. Rundschau 75, S. 71–79.
- THOMAS, G. S. (Hrsg.) (1997 a²): Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands.
- THOMAS, G. S. (1997 b): Sand seas and aeolian bedforms. *Wie vor.*, S. 373–412.
- THOMAS, G. S. (1997 c): Reconstructing ancient arid environments. *Wie vor.*, S. 577–605.
- TORRES, A. SOUSA u. SOARES, J. M. PIRES (1946): Formações Sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde I. Repúbl. Portuguesa, Ministério das Colónias, Memórias Série Geológica III.
- WALGER, E. (1964): Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen. In: Geolog. Rundschau 54, S. 976–1002.
- WILSON, I. G. (1971): Desert sand flow basins and a model for the development of ergs. In: Geograph. Journal 137, S. 180–197.

COLLOQUIUM GEOGRAPHICUM

Vorträge des Bonner Geographischen Kolloquiums
zum Gedächtnis an Ferdinand von Richthofen

*Lectures by Bonner Geographisches Kolloquium
in memory of Ferdinand von Richthofen*

Band 2:	CONZEN, M. R. G.: Geographie und Landesplanung in England. 1952. 83 S.	€ 3,00
Band 4:	WAIBEL, L.: Die europäische Kolonisation Südbrasilien. Bearbeitet von G. Pfeifer. 1955. 152 S.	€ 4,00
Band 5:	KIRSTEN, E.: Die griechische Polis als historisch-geographisches Problem des Mittelmeerraumes. Mit A. Philippson-Bibliographie und Gedächtnisrede v. H. Lehmann. 1956. 154 S.	€ 4,00
Band 6:	BÜDEL, J.: Die Frostschutz-Zone Südost-Spitzbergens. 1960. 105 S.	€ 5,00
Band 7:	PARDÉ, M.: Influences de la Perméabilité sur le Régime des Rivières. 1965. 100 S.	€ 6,60
Band 8:	BÜDEL, J.: Die Relieftypen der Flächenspülzone Süd-Indiens am Ostabfall Dekans gegen Madras. 1965. 100 S.	€ 7,40
Band 10:	LAUER, W., P. SCHÖLLER, G. AYMANS: Beiträge zur geographischen Japanforschung. 1969. 80 S.	€ 1,50
Band 12:	LAUER, W. (Hrsg.): Argumenta Geographica. Festschrift Carl Troll zum 70. Geburtstag. 1970. 295 S.	€ 14,00
Band 13:	LAUER, W. (Hrsg.): Klimatologische Studien in Mexiko und Nigeria. Beiträge zum Problem der Humidität und Aridität. 1978. 190 S.	€ 21,00
Band 14:	TERJUNG, W. H.: Process-Response Systems in Physical Geography. 1982. 65 S.	€ 8,00
Band 15:	AYMANS, G., H. J. BUCHHOLZ, G. THIEME (Hrsg.): Planen und Lebensqualität. 1982. 272 S.	€ 19,00
Band 16:	ERIKSEN, W. (Hrsg.): Studia Geographica. Festschrift Wilhelm Lauer zum 60. Geburtstag. 1983. 422 S.	€ 23,00
Band 17:	Richthofen-Gedächtnis-Kolloquium – 26.11.1979. 1983. 58 S.	€ 11,00
Band 18:	KEMPER, F.-J., H.-D. LAUX, G. THIEME (Hrsg.): Geographie als Sozialwissenschaft. Beiträge zu ausgewählten Problemen kulturgeographischer Forschung. Wolfgang Kuls zum 65. Geburtstag. 1985. 372 S.	€ 23,00
Band 19:	AYMANS, G., K.-A. BOESLER (Hrsg.): Beiträge zur empirischen Wirtschaftsgeographie. Festschrift Helmut Hahn zum 65. Geburtstag. 1986. 238 S.	€ 24,00
Band 20:	EHLERS, E. (Hrsg.): Philippson-Gedächtnis-Kolloquium – 13.11.1989. 1990. 95 S.	€ 17,00
Band 21:	BOHM, H. (Hrsg.): Beiträge zur Geschichte der Geographie an der Universität Bonn. 1991. 423 S.	€ 26,00
Band 22:	EHLERS, E. (Hrsg.): Modelling the City – Cross-Cultural Perspectives. 1992. 132 S.	€ 23,00
Band 23:	GRAAFEN, R., W. TIETZE (Hrsg.): Raumwirksame Staatstätigkeit. Festschrift für Klaus-Achim Boesler zum 65. Geburtstag. 1997. 309 S.	€ 23,00
Band 24:	EHLERS, E. (Hrsg.): Deutschland und Europa. Historische, politische und geographische Aspekte. Festschrift zum 51. Deutschen Geographentag Bonn 1997: „Europa in einer Welt im Wandel“. 1997. 310 S.	€ 22,00
Band 25:	EHLERS, E. (Hrsg.): Mensch und Umwelt. Gedanken aus Sicht der Rechtswissenschaften, Ethnologie, Geographie. Laudationes und Vorträge gehalten aus Anlass der Verabschiedung von Frau Ursula Far-Hollender. 2001. 71 S.	€ 8,00
Band 26:	WINIGER, M. (Hrsg.): Carl Troll: Zeitumstände und Forschungsperspektiven. Kolloquium im Gedenken an den 100. Geburtstag von Carl Troll. 2003. 120 S.	€ 15,00
Band 27:	RICHTER, S.: Wissenschaftliche Nachlässe im Archiv des Geographischen Instituts der Universität Bonn. Findbücher zu den Nachlässen von Carl Troll und Alfred Philippson. 2004. 556 S.	€ 29,00
Band 28:	LÖFFLER, J., U. STEINHARDT (Hrsg.): Landscape Ecology. 2007. 62 S.	€ 10,00
Band 29:	WIEGANDT, C.-C. (Hrsg.): Beiträge zum Festkolloquium aus Anlass der Benennung des Hörsaals des Geographischen Instituts in „Alfred-Philippson-Hörsaal“. 2007. 139 S.	€ 18,00
Band 30:	BURGGRAAFF, P., K.-D. KLEEFELD (Hrsg.): Entdeckungslandschaft unterer Niederrhein – Land zwischen Maas und Rhein. Neue Forschungen zur Kulturlandschaft des Niederrheins auf der Grundlage der Arbeiten von Gerhard Aymans, und Rudolf Straßer. 2008. 147 S.	€ 15,00
Band 31:	LÖFFLER, J., J. STADELBAUER (Hrsg.): Studies in Mountain Environments: prepared by members of the 'Working Group on High Mountains', German Geographical Society (DGfG). Submitted to the Commission C04.08, 'Diversity in Mountain Systems', of the International Geographical Union (IGU) on the occasion of the 31st International Geographical Congress, Tunis 2008. 175 S.	€ 15,00

In Kommission bei • on consignment by E. Ferger Verlag, Bergisch Gladbach

Nicht genannte Nummern sind vergriffen, sämtliche Titel unter
Titles not listed are out of print, see for all titles

www.geographie.uni-bonn.de/schriften.welcome.html