

SPÄT-QUARTÄRE PALÄOGEOGRAPHIE DER ARABISCHEN HALBINSEL

vorgelegt von

Jörg Beineke



DISSERTATION

FAKULTÄT FÜR KULTURWISSENSCHAFTEN - FACH GEOGRAPHIE
UNIVERSITÄT PADERBORN

2006

SPÄT-QUARTÄRE PALÄOGEOGRAPHIE DER ARABISCHEN HALBINSEL

vorgelegt von

Jörg Beineke

Vorsitzender der Promotionskommission: Prof. Dr. Andreas Kagermeier

Erstgutachter: Prof. Dr. Hans Karl Barth

Zweitgutachter: Prof. Dr. Walter Schlegel

Tag der mündlichen Prüfung: 07.08.2006

DISSERTATION

FAKULTÄT FÜR KULTURWISSENSCHAFTEN - FACH GEOGRAPHIE
UNIVERSITÄT PADERBORN

Lemgo, im Herbst 2006

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	V
Verzeichnis der Abkürzungen	VIII
Zusammenfassung	IX
Abstract	X
1 Einleitung	1
1.1 Problemstellung und Zielsetzung	2
1.2 Aufbau der Arbeit	3
2 Prä- und früh-quartäre Landschaftsentwicklung in Südost-Arabien	5
2.1 Prä-Quartär	6
2.2 Pliozän und frühes Pleistozän	9
3 Mittleres und spätes Pleistozän (> 35.000 Jahre B.P.)	15
3.1 Übergangsbedingungen	16
3.2 Tropfstein und Sinterablagerungen	17
3.3 Fluviale Ablagerungen	24
3.4 Seeablagerungen	26
3.5 Äolische Ablagerungen	26
4 Die spät-pleistozäne humide Phase	41
4.1 Seeablagerungen und Sebkhas	42
4.2 Sinter- und Tropfsteinablagerungen	51
4.3 Grundwasser	53
4.4 Fluviale Ablagerungen	54
5 Arides Glaziales Maximum	61
5.1 Äolische Ablagerungen	62
5.2 Sinter- und Tropfsteinablagerungen, fluviale Sedimente	81
6 Holozänes Klimaoptimum und Übergang zu rezenten Verhältnissen	83
6.1 Seeablagerungen	84
6.2 Tropfsteine und Grundwasserablagerungen	99
6.3 Fluviale Ablagerungen	110
6.4 Äolische und marine Ablagerungen	115
7 Heutiger Zustand	123

8	Glaziale/interglaziale Stadien und ihr Einfluß auf das Klima der Arabischen Halbinsel	135
8.1	Allgemeine Grundlagen	136
8.2	Ursachen eiszeitlicher Klimaschwankungen	137
8.2.1	Milankovitch-Zyklen	137
8.2.1.1	Erdorbit	138
8.2.1.2	Neigung der Erdachse	138
8.2.1.3	Präzession	139
8.2.2	Weitere Einflußfaktoren	140
8.3	Regionale Einflußgrößen	141
8.4	Korrelation humider/arider Phasen mit glazialen/interglazialen Veränderungen im Klimasystem	142
9	Sediment-Stadien eines äolischen Ablagerungssystems	157
9.1	Haupteinflußfaktoren auf die Entwicklung eines äolischen Ablagerungssystems	158
9.2	Stadien eines äolischen Sediment-Systems	161
9.3	Übertragung des Modells auf die Rub' al Khali	164
9.3.1	Südwestliche Rub' al Khali	165
9.3.2	Nordöstliche Vereinigte Arabische Emirate	168
9.4	Reaktivierung alter Sedimente und Dünenrecycling	172
9.5	Schlußfolgerungen	174
10	Fazit	177
11	Quellenverzeichnis	185
	Anhang: Übersichtskarte	201

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1:	Känozoische tektonische Lage der Arabischen Platte	7
Abb. 2.2:	Überreste des „Großen Arabischen Flusses“	10
Abb. 2.3:	Topographie der Rub' al Khali	12
Abb. 3.1:	Zusammenfassung von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten verschiedener Standorte der südlichen Arabischen Halbinsel	19
Abb. 3.2:	Nachweis von synchronen Klimaschwankungen in Tropfsteinen und im GRIP 2001-Eisbohrkern	23
Abb. 3.3:	Äolianit-Ablagerungen an der Westküste des Arabischen Golfs	27
Abb. 3.4:	W/O-Querschnitt durch die Wahiba	29
Abb. 3.5:	Entwicklung der Wahiba von MIS 6 bis MIS 4	30
Abb. 3.6:	Altersverteilung optisch datierter Sande aus der Wahiba	31
Abb. 3.7:	Lumineszenz-Datierungen im Bohrkern LIWA/40	32
Abb. 3.8:	Meeresspiegelschwankungen während der letzten 120.000 Jahre; Wahrscheinlichkeitsdichte-Funktion für das Alter äolischer Sedimente in der Wahiba und in der Al Qâfa/Al Liwa-Region der UAE	34
Abb. 4.1:	Pleistozäne Seeablagerungen in der südwestlichen Rub' al Khali	43
Abb. 4.2:	Fossile Überreste des Lake Mundafans	44
Abb. 4.3:	Stratigraphisches Profil der südwestlichen Rub' al Khali	45
Abb. 4.5:	Schematischer Querschnitt durch die An Nafud	47
Abb. 4.6:	Einzugsgebiet und Lage der Sebkhâ Umm as Samin	50
Abb. 4.7:	Reststufe nördlich von Al Liwa (UAE)	51
Abb. 4.8:	Sinterformationen im nordwestlichen Oman	52
Abb. 4.9:	Pleistozäne Abflußsysteme der Arabischen Halbinsel	56
Abb. 4.10:	Verlauf des Wadi Limhah in den nordöstlichen UAE	58
Abb. 4.11:	Geologie und Geomorphologie der nordöstlichen UAE	59
Abb. 5.1:	Meeresspiegelschwankungen während der letzten sechs Glaziale/Interglaziale	63
Abb. 5.2:	Äolischer Sedimenttransport von der Arabischen Halbinsel in das Arabische Meer	64
Abb. 5.3:	Trendoberfläche für die Verteilung von Fe_d und Karbonat in den Oberflächensedimenten des Emirats Ras' al Khaimah	66

Abb. 5.4:	Basaler Teil einer kleinen Rest-Stufe nördlich von Al Liwa	68
Abb. 5.5:	Wahrscheinlichkeitsdichte-Funktion quartärer Seeablagerungen	72
Abb. 5.6:	Entwicklung der Wahiba seit dem späten Pleistozän	78
Abb. 6.1:	Holozäne Seeablagerungen auf den Dünenflanken der südwestlichen Rub' al Khali	85
Abb. 6.2:	Lakustrine Sedimente in der südwestlichen Rub' al Khali	86
Abb. 6.3:	Spät-pleistozäne Zahnreste von Flußpferden	87
Abb. 6.4:	Die Sebkhah Umm as Samin im Satellitenbild	94
Abb. 6.5:	Wadi- und Schwemmfächersedimente in den östlichen UAE	97
Abb. 6.6:	$\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Tropfsteins Q5 aus dem südlichen Oman	102
Abb. 6.7:	Klimaschwankungen auf der Arabischen Halbinsel in historischen Zeiten anhand des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes von Tropfsteinen aus dem Oman	105
Abb. 6.8:	Erodierte Reste eines alluvialen Schwemmfächers auf der Westseite des Omangebirges	112
Abb. 6.9:	Dünenanordnung auf der Arabischen Halbinsel und Stadien der post-glazialen Flutung des Arabischen Golfes	117
Abb. 6.10:	Mega-Barchane bei Shaybah (südöstlich von Al Liwa)	121
Abb. 7.1:	Dünentypen der südlichen Arabischen Halbinsel	125
Abb. 7.2:	Mega-Barchane in der Liwa Region der UAE	126
Abb. 7.3:	Sterndünen im Südosten der Rub' al Khali (Saudi Arabien)	126
Abb. 7.4:	Einfluß von Sedimentmächtigkeit und Variabilität der Winde auf die Entstehung verschiedener Dünenformen	127
Abb. 7.5:	Mega-Lineardünen in nahezu paralleler Anordnung	129
Abb. 7.6:	Möglicher Erklärungsansatz zur Entstehung von Lineardünen durch atmosphärische Wirbel	129
Abb. 7.7:	Die Wahiba-Wüste im Nordosten Omans	131
Abb. 7.8:	Dünentypen in verschiedenen Regionen der UAE	133
Abb. 8.1:	Übersicht der drei Milankovitch-Zyklen	138
Abb. 8.2:	Veränderungen im atmosphärischen Gehalt von CH_4 und CO_2 sowie Temperaturschwankungen während der letzten vier glazialen Zyklen	140
Abb. 8.3:	Oberflächenwinde über der Arabischen Halbinsel und Zentralasien	142
Abb. 8.4:	Hypothetische Lage der innertropischen Konvergenzzone während des Holozäns und des LGMs	143

Abb. 9.1: Faktoren, die die Bedeutung von Sediment-Nachschub, Sediment-Verfügbarkeit und Transportkapazität des Windes innerhalb eines Ablagerungssystems beeinflussen	160
Abb. 9.2: Schematische Darstellung verschiedener Sediment-Stadien in Abhängigkeit von Sediment-Nachschub, Sediment-Verfügbarkeit und Transportkapazität der Winde	162
Abb. 9.3: Schematische Darstellung der Kenngrößen, die Einfluß auf die Konservierung des Sediments haben und Lösungen der Gleichung	164
Abb. 9.4: Schematische Darstellung der Sediment-Stadien in der südwestlichen Rub' al Khali während der Quartärs	166
Abb. 9.5: Schematische Darstellung der Sediment-Stadien in den nordöstlichen UAE während des Quartärs	169
Abb. 9.6: Schematische Darstellung der Ablagerung und Erosion äolischer Sedimente in der Liwa und Al Qâfa-Region der UAE	173

Verzeichnis der Abkürzungen

B.P.	before present (vor heute)
C	Kohlenstoff
C ¹⁴	Radioaktives C-Isotop mit der Massenzahl 14 (zur Altersdatierung)
D/O	Dansgaard/Oeschger
GISP	Greenland Ice Sheet Project
GRIP	Greenland Ice Core Project
IRSL	Infrarot stimulierte Lumineszenz
ka	kilo annum (= 1000 Jahre)
LGM	Letztes glaziales Maximum
Ma	mega annum (= Millionen Jahre)
MIS	Marines Isotop Stadium
NN	Normalnull
O	Sauerstoff
OSL	Optisch stimulierte Lumineszenz
pH	potentia hydrogenii
SST	sea surface temperature (Temperatur an der Meeresoberfläche)
U/Th	Uran/Thorium (Zerfallsreihe zur Alterbestimmung)
UAE	United Arab Emirates (Vereinigte Arabische Emirate)
VPDB	Vienna Pee Dee Belemnite
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water

Zusammenfassung

Die Arabische Halbinsel unterlag im späten Quartär Klimaveränderungen mit abwechselnd humiden und ariden Bedingungen, die Auswirkungen auf die damalige Oberflächengestalt und heutige Erscheinungsformen hatten. Dabei traten Phasen hoher Trockenheit zeitgleich zu den Glazialen auf, während Interglaziale von feuchteren Bedingungen geprägt waren. Neuere Untersuchungen an Tropfsteinen deuten darauf hin, daß sich während der Interglaziale die ITC nach Norden verlagerte und damit monsunale Niederschläge bis in die Zentralbereiche der Halbinsel vordringen konnten.

Die vorliegende Dissertation untersucht diese Schwankungen für den Zeitraum des späten Quartärs (< 35 ka B.P.), in dem sich drei charakteristische Klimaphasen nachweisen lassen. Von ca. 35 bis 20 ka B.P. bildeten sich in der Rub' al Khali verbreitet Seen zwischen älteren Sanddüngenerationen aus. In dieselbe Zeit fällt auch die Reaktivierung pleistozäner oder älterer Wadis, die Abflusssässe aus dem Bereich des Arabischen Schildes in Richtung Arabischer Golf transportierten. Der Höhepunkt der letzten Eiszeit war in der Region von Hyperaridität und starken Winden geprägt. Obwohl Unsicherheiten darüber bestehen, ob die heute in Erscheinung tretenden Dünen während dieses Zeitraums entstanden, wurden während des LGMs ältere pleistozäne Dünensysteme reaktiviert und neue Dünengebilde aus dem reichlich vorhandenen Material des trockenen Arabischen Golfes generiert. Die Akkumulation äolischer Sedimente fand nach einer kurzen Übergangsphase zu Beginn des Holozäns ein plötzliches Ende, als sich die ITC erneut nach Norden verlagerte und für humidere Bedingungen sorgte. Während dieser Zeit lagerten sich auf der südlichen Arabischen Halbinsel verbreitet Tropfsteine ab, die auf hohe Niederschläge monsunalen Ursprungs hindeuten. Kleinere Seen bildeten sich in diesem Abschnitt erneut in der Arabischen Sandwüste aus; diese entsprachen in Größe und Lage jedoch nicht ihren pleistozänen Vorgängern, welches auf weniger humide Bedingungen als zwischen 35 und 20 ka B.P. hinweist. Nach ca. 5,5 ka B.P. setzte in der Region verbreitet Aridität ein, die - mit einigen Schwankungen - zu heutigen Bedingungen überging.

Abstract

The Late Quaternary climate in the Arabian Peninsula was influenced by the alternation of humid and arid conditions that effected the evolution of former landscapes and the appearance of today's environment. Phases of high aridity were synchronous with glacials whereas more humid climates dominated during interglacial times. Recent studies on speleothems show evidence of a northward shift of the ITC during the interglacials, thereby transporting monsoonal precipitation towards the central parts of the Peninsula.

The doctoral thesis examines the fluctuations mentioned above for the Late Quaternary (< 35 ka B.P) and proves the existence of three distinct climate phases during this period. From 35 - 20 ka B.P. small lakes were formed between older dune generations in many parts of the Rub' al Khali. Pleistocene or older wadis were reactivated at the same time and transported outflow from the Arabian Shield towards the Arabian Gulf. The Last Glacial Maximum was characterized by extreme aridity and strong glacial winds. Although some uncertainties exist whether the present-day dunes were built during the LGM, there is no doubt that older Pleistocene dune systems were reactivated and new dunes were generated from abundant new sediments in the dry Arabian Gulf during this period. Accumulation of aeolian sediments ceased abruptly after a short transitional phase at the beginning of the Holocene when the ITC shifted northwards and created a wetter climate again. Speleothems that were deposited in many areas of the southern Arabian Peninsula during this time act as an indicator for high rainfall of monsoonal origin. The wetter climate again favoured the development of small lakes in the Arabian Desert, but size and location of the lacustrine deposits suggest that the precipitation during the Holocene was much less than during the Late Pleistocene (35 - 20 ka B.P.). After ca. 5.5 ka B.P. aridity set in and - after some short fluctuations - led to present-day climate conditions.

Über Geologie und Geognosie wissen wir genug: Dank der Arbeiten eines Werner und eines Hutton, dank des sprühenden Forschergeistes ihrer Schüler hat man es so weit gebracht, daß die Erschaffung der Welt für manch eine königliche Akademie mittlerweile kaum rätselhafter noch ist als etwa die Zubereitung eines Apfels im Schlafrock; was letzteres jedoch anlangt, so weiß man tatsächlich von Geistern, denen die Frage „Wie ist bloß der Apfel hineingekommen?“ eine Menge Kopfzerbrechen verursacht hat.

Thomas Carlyle (1834)

1 Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Hätte Thomas Carlyle geahnt, daß sich Geowissenschaftler auch noch zu Beginn des 21. Jahrhunderts intensiv mit den Oberflächenformen der Erde und ihrer zeitlichen und räumlichen Entstehung befassen würden, wäre der – zugegebenermaßen ironische – Vergleich mit der Zubereitung von Nachspeisen vielleicht etwas positiver für die Geologie ausgefallen.

Den damaligen Wissensstand um diese Thematik zeigt allein schon die Auswahl der bei Carlyle zitierten frühen Pioniere der englischen und deutschen Geologie James Hutton und Abraham Gottlob Werner, die sich über den zentralen Punkt der erdgeschichtlichen Entwicklung nicht einig waren. Während Werner der Meinung war, daß die Entstehung der Erde und ihrer Oberflächenformen als singuläres Ereignis stattfand und zum damaligen Zeitpunkt abgeschlossen war, plädierte Hutton für zeitlich unbegrenzte dynamische Prozesse, die das Bild der Erde fortwährend verändern würden und ihre momentane Erscheinung nur eine kurze Phase einer unendlichen Entwicklung sei. Spätestens seit Alfred Wegeners Theorie der Plattentektonik konnte dieser Streit jedoch zugunsten Huttons entschieden werden.

Derart grundlegende und tiefgreifende Meinungsunterschiede wie zwischen Hutton und Werner sind in den heutigen Fachgebieten der Paläogeographie und Paläogeomorphologie eher selten. Trotz aller Fortschritte in der Rekonstruktion ehemaliger Umweltbedingungen existieren jedoch weiterhin Regionen der Erde, deren jüngste erdgeschichtliche Landschafts- und Klimaentwicklung im Quartär (Neogen nach neuer Klassifikation) vergleichsweise schlecht erfaßt ist. Zu diesen Gebieten zählt auch die Arabische Halbinsel, die aufgrund ihrer heutigen Wüstenbedingungen und politischen Verhältnissen lange Zeit für die Wissenschaft unzugänglich war. Auch das scheinbare Fehlen von auswertbaren Indikatoren zur Rekonstruktion von Paläoumwelten konnte erst in jüngerer Zeit durch die Entwicklung zuverlässiger neuer Datierungsmethoden wie U/Th-Zerfall in Tropfsteinen oder Lumineszenz-Datierung an äolischen Sedimenten überwunden werden, da bewährte Verfahren wie die C¹⁴-Methode aufgrund spärlich erhaltenen organischen Materials häufig versagten.

Nachfolgend soll versucht werden, die Klima- und Landschaftsentwicklung der Arabischen Halbinsel während des späten Quartärs (ca. 100 ka B.P. bis heute – mit einem Schwerpunkt auf der Zeit seit 35.000 Jahren B.P.) darzustellen und Gemeinsamkeiten bzw. Unterschiede innerhalb einzelner Regionen aufzuzeigen. Zur Einordnung der

jeweiligen Perioden in einen klimagenetischen Gesamtzusammenhang finden auch potentielle Erklärungsansätze für diese Phänomene Erwähnung. Abgeschlossen wird diese Untersuchung mit der Übertragung der empirischen Ergebnisse in ein Modell, das in vereinfachter Form die Entwicklung einer Sandwüste von der Entstehung des Ausgangsmaterials bis hin zur heutigen Erscheinungsform beschreibt.

1.2 Aufbau der Arbeit

Das sich unmittelbar anschließende Kapitel 2 beschäftigt sich mit geologischen und geomorphologischen sowie klimatischen Vorgängen aus einer Zeit, die eigentlich außerhalb des Erfassungsbereiches dieser Arbeit liegen. Da der geologische Bau der Arabischen Halbinsel sowie die Klima- und Landschaftsentwicklung seit dem Miozän jedoch Auswirkungen auf heutige Erscheinungsformen und Anordnungen hatte, finden diese Bedingungen dort ihre Erwähnung.

Der Zeitraum des mittleren und späten Pleistozäns (> 35 ka B.P.) wird in Kapitel 3 abgehandelt. Dank der Verbreitung moderner Datierungstechniken wie U/Th-Zerfall und Lumineszenz konnte das Klimageschehen dieses Abschnitts gerade in den letzten Jahren signifikant besser erfaßt werden. Die Ergebnisse dieser Studien, die überwiegend auf Tropfsteinuntersuchungen im Oman und Ablagerungsdatierungen von äolischen Sanden in der Liwa Region (UAE) und der Wahiba beruhen, werden in diesem Kapitel dargestellt.

Der Schwerpunkt vorliegender Arbeit liegt auf den Kapiteln 4, 5 und 6, die nacheinander die Entwicklung der Oberflächengestalt der Arabischen Halbinsel sowie deren Kausalfaktoren von der spät-pleistozänen Feuchtphase (Kapitel 4) über das Maximum der letzten Eiszeit (Kapitel 5) und das holozäne Klimaoptimum (Kapitel 6) bis zu heutigen Bedingungen rekonstruieren. Wie bereits in Kapitel 3 geschehen, werden die einzelnen Zeitabschnitte weiter nach der Art des jeweiligen Paläoindikators (z. B. lakustrine Sedimente, Tropfsteine, äolische Ablagerungen etc.) unterteilt. Da an einigen Stellen die Bedeutung von Ablagerungssequenzen zu berücksichtigen ist, können auch „gattungsfremde“ Indikatoren (z. B. fluviatile Ablagerungen unter der Rubrik äolische Sedimente) in den Unterkapiteln Erwähnung finden.

Kapitel 7 beschreibt den heutigen Zustand der Sandwüstengebiete Arabiens und zeigt Unterschiede in der räumlichen Anordnung der Dünen bzw. Sandablagerungen auf. Das Auftreten dieser Erscheinungsformen in verschiedenen Regionen der Rub' al Khali und der Wahiba wird in Zusammenhang mit Theorien über die Genese der einzelnen Dünentypen gebracht und Hypothesen bezüglich ihrer lokalen Entstehung auf der Arabischen Halbinsel aufgestellt.

Während in den Kapiteln 3-6 in erster Linie die Erscheinungsformen quartärer Klimaänderungen untersucht wurden, stellt Kapitel 8 die Frage nach den Ursachen dieser Schwankungen. Neben einer kurzen Erklärung der beiden Haupteinflussfaktoren auf das Klima der Arabischen Halbinsel – Shamal und Indischer Monsun – findet dort auch der Einfluß astronomischer Faktoren auf das Klimageschehen Berücksichtigung. Weiterhin werden Unterschiede bzw. Gemeinsamkeiten zwischen Umweltbedingungen auf der Arabischen Halbinsel und anderen Regionen der Erde sowie zwischen marinen und kontinentalen Klimaindikatoren aufgezeigt.

In Kapitel 9 wird versucht, bestehende Informationen über die Entstehung der Rub' al Khali in ein formalistisches Modell verschiedener Sedimentstadien (KOCUREK & LANCASTER 1999) zu überführen, um anhand zweier Beispielregionen im Nordosten und Südwesten der großen arabischen Sandwüste synchrone bzw. asynchrone Entwicklungsgeschichten zu verdeutlichen. Die in diesem Modell nur schwer zu berücksichtigende Komponente des Dünenrecyclings wird gesondert anhand der Ablagerungschronologie in den Liwa Oasen (UAE) dargestellt und die Bedeutung dieser Ergebnisse für die Interpretation von (fehlenden) äolischen Ablagerungen in stratigraphischen Anordnungen erläutert.

Das abschließende Kapitel 10 faßt die Ergebnisse dieser Arbeit zusammen und zeigt Probleme bzw. Gebiete mit noch vorhandenem Forschungsbedarf auf, die das Ziel künftiger Untersuchungen sein könnten, um somit ein vollständigeres Bild der quartären Klima- und Landschaftsentwicklung im Bereich der Arabischen Halbinsel zu erhalten.

2

Fege die Illusion der Zeit hinweg; blicke, wenn du Augen hast, von der nahen Bewegungsursache zu ihrem fernen Beweger: War der Stoß, der durch eine Galaxis elastischer Bälle fortgepflanzt wurde, darum weniger ein Stoß, weil nicht bloß der letzte Ball getroffen und in Bewegung versetzt worden war?

Thomas Carlyle (1834)

2 Prä- und früh-quartäre Landschaftsentwicklung in Südost-Arabien

Betrachtet man die längerfristige Klima- und Landschaftsentwicklung Arabiens, so zeichnen sich – abgesehen von geologischen Gegebenheiten – zwei Hauptfaktoren ab, die entscheidenden Einfluß auf Humidität bzw. Aridität und damit auf geomorphologische Prozesse an der Erdoberfläche hatten.

Dabei handelt es sich einerseits um die räumliche Lage Arabiens in der subtropischen Passatwindzone mit vereinzelt Einflüssen des Indischen Monsuns und andererseits um die Bedeutung globaler Eiszeiten in bezug auf Meeresspiegelschwankungen und Klimaveränderungen. Insbesondere letzterer Faktor stellt einen entscheidenden Initiator für Schwankungen innerhalb der atmosphärischen Zirkulation dar, weil durch ihn nicht nur einzelne Elemente des Systems betroffen sind, sondern weitreichende Veränderungen durch Rückkopplungen und Interaktionen verschiedener klima-beeinflussender Bestandteile eingeleitet werden.

2.1 Prä-Quartär

Die heutige Arabische Halbinsel war während eines Großteils des Phanerozoikums Teil der Afrikanischen Platte und trennte sich erst im frühen Mesozoikum nach der Öffnung der Neotethys von diesem Landblock ab. Durch „Sea-Floor-Spreading“ im Bereich des heutigen Roten Meeres und dem Golf von Aden formte sich ein ausgedehntes Grabensystem aus, das über Spaltenbildung in den umliegenden Gebieten für erhöhte vulkanische Aktivität sorgte. Die eigentliche Landschafts-genese nahm ihren Anfang im späten Tertiär, als sich Teile West- und Südwest-Arabien durch den Aufstieg der Grabenränder aus dem Tethys-Meer erhoben. Gleichzeitig wurden weite Bereiche des heutigen Arabiens von ihrer Meeresbedeckung befreit, während der globale Meeresspiegel aufgrund einer Grönland-Vereisung zu sinken begann. Mit der Subduktion der Arabischen Platte unter die iranischen Zagrosketten bei gleichzeitiger Hebung des Arabischen Schildes im Westen wurde die heutige Arabische Halbinsel schwach nach Osten geneigt und besitzt ihren tiefsten Punkt in der Synklinalstruktur des Arabischen Golfs (siehe Abbildung 2.1).

Die Arabische Halbinsel setzt sich daher heute entsprechend ihrer Genese im Westen und Südwesten aus Hochgebirgen präkambrischen Sockelgesteins zusammen, die von tertiärem und quartärem Vulkanismus in einigen Bereichen überformt wurden. Weiter östlich dacht der Arabische Schild langsam in das mittelarabische Hochland ab, an das sich das zentralarabische Schichtstufenland anschließt. Auf-

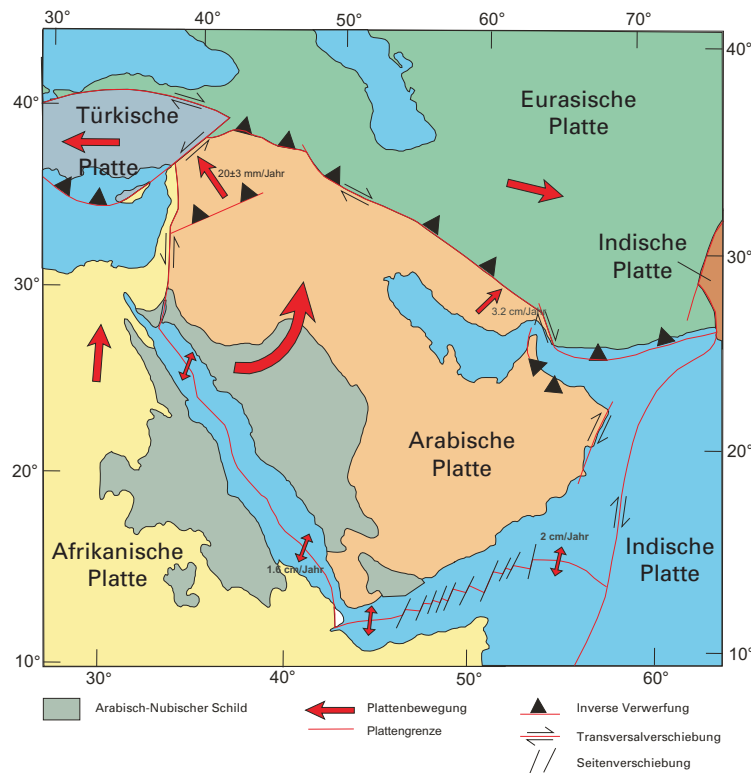


Abbildung 2.1: Känozoische tektonische Lage der Arabischen Platte (verändert nach JOHNSON 1998).

grund der beschriebenen schwachen Kippung und der unterschiedlichen Widerständigkeit der oberflächlich anstehenden paläozoischen bis mesozoischen Kalk- und Sandsteinschichten wurden eine Reihe halbkreisförmig angeordneter Schichtstufen herauspräpariert, die das Landschaftsbild Zentralarabiens prägen. Mit der gestaffelten Ausbildung von Schichtstufen in nach Osten zunehmend jüngeren Gesteinsformationen nimmt auch die Mächtigkeit der Sedimentauflage zu. Während im westlichen Bereich das präkambrische Grundgebirge nur von ca. 1.500 Metern Material überlagert wird, erhöht sich dieser Wert bis in das Gebiet des Arabischen Golfs, wo die letzten tertiären Stufen, die sich mit nur geringer Neigung unter der heutigen Meeresoberfläche fortsetzen, von bis zu 11.000 Metern mächtigen Sedimentpaketen unterlagert werden. Die Entstehung des Omangebirges im Südosten der Arabischen Halbinsel steht ebenfalls in Verbindung mit der tertiären Hebung der Arabischen Platte im Westen und der zeitgleichen Ausbildung der Zagrosketten im Iran (ALSHARHAN & NAIRN 1997, BARTH & SCHLIEPHAKE 1998).

Hinweise auf das Klima dieses Zeitraums vom frühen bis mittleren Miozän sind spärlich und beschränken sich auf vier geologische Formationen dieses Abschnitts des Tertiärs. Sowohl die Hadrukh-, Dam- und Hofuf-Formationen Saudi Arabiens als auch die Shuwaihat-Formation in Abu Dhabi weisen darauf hin, daß Aridität zu dieser Zeit nicht weit verbreitet war, sondern nur innerhalb regional eingeschränkten

Areale auftrat. KINGSTON & HILL (1999) gehen in diesem Zusammenhang von Wald- und Buschland-Ökosystemen als dominierenden Landschaftselementen aus, in denen sich entlang von Fluß- oder Seeufern lokal begrenzte geschlossene Habitate ausbilden konnten (KINGSTON & HILL 1999).

Die gegen Ende des mittleren Miozäns einsetzende östliche Schließung des Tethys-Meeres endete im späten Miozän. Zu dieser Zeit war der Vorläufer des heutigen Arabischen Golfs überwiegend mit grob- bis feinkörnigen fluvialen und alluvialen Sedimenten sowie nicht-marinen Karbonatgesteinen angefüllt, die auf Ablagerungsbedingungen mindestens partiell humiden Charakters hindeuten (HADLEY et al. 1998).

Den einzigen Hinweis auf das Klima während des späten Miozäns (ca. 8 bis 6 Ma B.P.) liefert die Baynunah-Formation im Emirat Abu Dhabi. Während im globalen Zusammenhang eher annimmt, daß diese Zeitperiode von einem hohen Ausmaß an Aridität (intensiver als heute) geprägt wurde, gibt die Baynunah-Formation ein anderes Bild der Paläoumwelt wieder. So weist diese eine Vielzahl von fossilen Knochen – unter anderem Giraffe und Krokodil – und Sedimente fluvialen Ursprungs auf, die auf lichten Wald oder bewaldetes Grasland entlang von Abflußkanälen hindeuten. Eine großräumige Übertragung dieser Verhältnisse ist jedoch nicht möglich, da es sich wahrscheinlich um saisonalen Abfluß externer Herkunft gehandelt hat, während das eigentliche Fundgebiet zu dieser Zeit kaum Niederschläge aufwies (GLENNIE 1998, KINGSTON & HILL 1999).

WHITNEY et al. (1983) vermuten, daß sich im Gebiet der heutigen An Nafud im Norden Saudi Arabiens während des späten Miozäns erstmalig zuvor abgelagerte niedrige Dünen unter dem Einfluß eines humideren Klimas stabilisierten. Die genaue zeitliche Entstehung dieser ersten äolischen Akkumulationsformen ist nicht bekannt. Vereinzelte Überreste einer eisenhaltigen Oberflächenverkrustung, die paläozoische Sandsteine überlagert, wurden über einen Vergleich mit entsprechenden Ausbildungen in anderen Bereichen der Arabischen Halbinsel dem Eozän oder dem frühen Oligozän zugeordnet. Da die paläozoischen Sandsteine das Ursprungsmaterial für die Ablagerung der Dünen lieferten, können sich diese erst nach der großflächigen Zerstörung der schützenden eisenhaltigen Deckschicht gebildet haben, als ausreichend Material der Erosion unterlag und äolische weitertransportiert wurde. Die Ablagerungschronologie der Dünen in der An Nafud könnte somit vom Ende des Miozäns bis in das späte Pleistozän reichen. Die Ablagerung der Sande erfolgte in diesem Zeitraum jedoch nicht kontinuierlich, sondern war von episodischer bis sporadischer Akkumulation geprägt, die sich mit Phasen höherer Landschaftsstabilität abwechselte (WHITNEY et al. 1983).

2.2 Pliozän und frühes Pleistozän

Im Gegensatz zu den unmittelbar vorhergehenden geologischen Zeitabschnitten war das Pliozän durch eine Reihe von Feuchteperioden im Bereich der Arabischen Halbinsel geprägt (GERSON 1982), die sich in erster Linie in der tiefen Einschneidung der drei großen Wadis abzeichneten.

Wadi Ad Dawasir und Wadi As Sah'ba entwässerten zu dieser Zeit weite Teile des westlichen Arabischen Schildes und lagerten das mitgeführte Material in Form von ausgedehnten Schwemmfächern im östlich angrenzenden Rub' al Khali Becken ab. Während das Wadi Ad Dawasir überwiegend Material vulkanischen und metamorphen Ursprungs aus dem Arabischen Schild ablagerte, führte das Wadi As Sah'ba primär Kalkstein- und Quarzkieselschotter sowie Feinmaterial aus der rückseitigen Verwitterung der jura- und kreidezeitlichen Kalk- und Sandsteinstufen mit sich.

Wadi Al Batin und Ar Rimah mit ihren Einzugsgebieten im nördlichen zentralen Schild durchquerten das Schichtstufenland sowie die Wüste Dahna des heutigen Saudi Arabiens und mündeten in den Arabischen Golf. Überreste dieses Abflusssystems zeichnen sich in der jetzigen Landschaft als lineare Schotterrücken ab, die aufgrund von Verfestigung durch Kalk- und Gipszemente der flächenhaften Erosion widerstehen konnten und sich heute – aufgrund von Reliefinversion – mehrere Meter hoch aus der Ebene erheben (HOLM 1960, BEYDOUN 1980).

Abgesehen von solchen direkten Nachweisen ermöglichen auch Satellitenbilder (Landsat ETM und SIR-C/X-SAR) die genaue Rekonstruktion dieses großen „Arabischen Flusses“ (EL BAZ & AL-SARAWI 1996). Während der Paläofluß nahe seinem Ursprungsgebiet im Hedjaz-Gebirge noch oberflächlich nachvollziehbar ist, verschwindet er auf seinem Weg nach Nordosten unter den Dünensanden der Dahna – die ihrerseits über die Zusammensetzung aus aufgearbeitetem Gestein metamorphen und vulkanischen Ursprungs auf Einflüsse aus dem Gebiet des Arabischen Schildes hinweist (EL-NOZAHY 1993) – und ist nur noch mittels Spektralverschiebungen in Landsat-Szenen und SIR-C/X-SAR Radaraufnahmen zu erkennen (siehe Abbildung 2.2) (DABBAGH et al. 1998). Abflußrichtung und morphologische Struktur legen weiterhin einen engen Zusammenhang zwischen dem „Arabischen Fluß“ und der heutigen Oberflächengestalt Kuwaits nahe, die überwiegend fluvialen Ursprungs ist. Weite Bereiche der landschaftsprägenden Schotterebenen (lag gravel) lassen sich der pliozänen/frühpleistozänen Dibdibba-Formation zuordnen, deren Sedimente aus magmatischen und metamorphen Gesteinen eindeutig exogenen Ursprungs sind.



Abbildung 2.2: Überreste des „Großen Arabischen Flusses“ im Nordosten der Arabischen Halbinsel. Der ehemalige Abflußkanal verläuft von Südwesten nach Nordosten in Richtung Kuwait und durchbricht in der unteren Bildmitte die Wüste Ad Dahna, die halbkreisförmig die An Nafud im Nordwesten und die Rub' al Khali im Süden verbindet. Bildmittelpunkt ca. 28°15'N/44°39'O (Quelle: Google Earth).

Der ältere Teil des Pseudo-Deltas von Wadi Al Batin im Westen Kuwaits wurde ursprünglich durch permanenten Abfluß unter sehr feuchten Bedingungen abgelagert. Während sich die ersten Terrassen bereits im späten Pliozän bis frühen Pleistozän bildeten, wurde das heutige Erscheinungsbild der Region durch spätere Weiterentwicklungen unter pluvialen Bedingungen im frühen Quartär geprägt. ABOU EL-ENIN (2003a,b,c) vermutet, daß sich dieser ältere Teil der Dibdibba-Formation aus fein- bis mittelkörnigem Material vermutlich um 600 ka B.P. besonders im südlichen, westlichen und zentralen Bereich des Pseudo-Deltas bildete. Die zeitliche Einordnung der ersten Ausbreitung von Wadi Al Batin im heutigen Kuwait, das zum damaligen Zeitpunkt noch südlich seiner heutigen Lage verlief, wird von der tektonischen Hebung des Gebietes um Al-Salmi-Al-Ubairq im Pleistozän begrenzt, da die ältesten Sedimente der Dibdibba-Formation definitiv vor diesem Ereignis entstanden (ABOU EL-ENIN 2003a,b,c).

Ortsfremde Sedimente konnten auch im Süden Kuwaits nachgewiesen werden, wo ein Großteil der Sebkhaaablagerungen aus schotterartigen bis schlammig sandigen Sedimenten mit Herkunft aus dem Arabischen Schild besteht, deren Feinanteil in Richtung Küste zunimmt (AL-HURBAN & GHARIB 2004). Die Größenabnahme des ab-

gelagerten Materials vom Inland zur Küste hin sowie oberflächlich kaum ganzheitlich wahrnehmbare Abflußkanäle in Satellitenbildern bestätigen die These, daß ein Großteil Kuwaits den Schwemmfächerbereich des „Arabischen Flusses“ repräsentiert, der die Halbinsel gegen Ende des Tertiärs/Anfang des Quartärs auf einer Länge von nahezu 850 Kilometern von West nach Ost durchquerte (EL BAZ & AL SARAWI 1996).

Das dritte Wadi-System entwässerte den östlich ausgerichteten Teil des Tuwaiq-Schichtstufenkomplexes und durchbrach diesen gegen Ende des Pliozäns. In kleinerem Maßstab verstärkten die monsunal bedingten humiden Phasen des späten Tertiärs ebenso die Abflußleistung sekundärer Wadis im Hadhramaut und Oman-Gebirge (RODGERS & GUNATILAKA 2002), die ebenfalls kalkreichen, klastischen Schutt bzw. Alluvium im Inneren Arabiens ablagerten (McCLURE 1978, EDGELL 1990). Südlich des östlichen Oman-Gebirges, westlich der Wahiba Sande, findet sich ein ausgedehntes Schwemmfächergebiet mindestens pliozänen Ursprungs wieder. Ähnlich wie im Bereich des Wadi Al Batin/Wadi Ar Rimah-Systems finden sich auch hier aus der Fläche hervortretende exhumierte Paläo-Abflußkanäle mit N-S Abflußrichtung. Die geologisch älteren Abflußkanäle weisen sowohl eine größere Breite als auch Anzahl der Windungen auf als ihre jüngeren Epigonen (MAIZELS 1988, 1990). Dies kann als Indikator für abnehmende Wasserführung und Sedimentfracht (Prallhang-/Gleithang Ausbildung) im Übergang von Pliozän zum frühen Pleistozän gewertet werden.

Weite Teile der tiefer gelegenen Bereiche der Arabischen Halbinsel – und damit insbesondere das Rub' al Khali Becken – ähnelten zu dieser Zeit einer großen zusammenhängenden Schwemmlandebene mit leichter Ostneigung (siehe Abbildung 2.3), deren Mächtigkeit an spät-tertiären Sedimenten im Zentrum mehr als 600 m erreichte (McCLURE 1978).

Pliozän und frühes Pleistozän (ca. 3,5 bis 1,2 Ma B.P.) waren die letzten Zeitperioden, in denen das Untersuchungsgebiet eine ausgeprägte und lange andauernde humide Phase aufwies, die von intensiver chemischer Verwitterung und den bereits erwähnten fluvialen Erosions- und Sedimentationsprozessen geprägt war. Hinweise auf diese zeitliche Abgrenzung kommen aus den vulkanisch geprägten Gebieten des westlichen Arabischen Schildes. So wurden stark verwitterte und tief eingeschnittene Basalte innerhalb des Wadi Ranyah auf 3,5 Ma B.P. datiert, während jüngere Basaltflüsse, die die älteren Ablagerungen in einigen Abschnitten eindeutig überlagern und damit indirekt Rückschlüsse auf ihren Entstehungszeitpunkt zulassen, kaum Erosions- und Verwitterungserscheinungen zeigen.

Obwohl auch andere Teile der ariden Tropen zu dieser Zeit ein feuchteres Klima aufwiesen (MAIZELS 1990), kann das Bild eines humiden Arabiens im Übergang vom

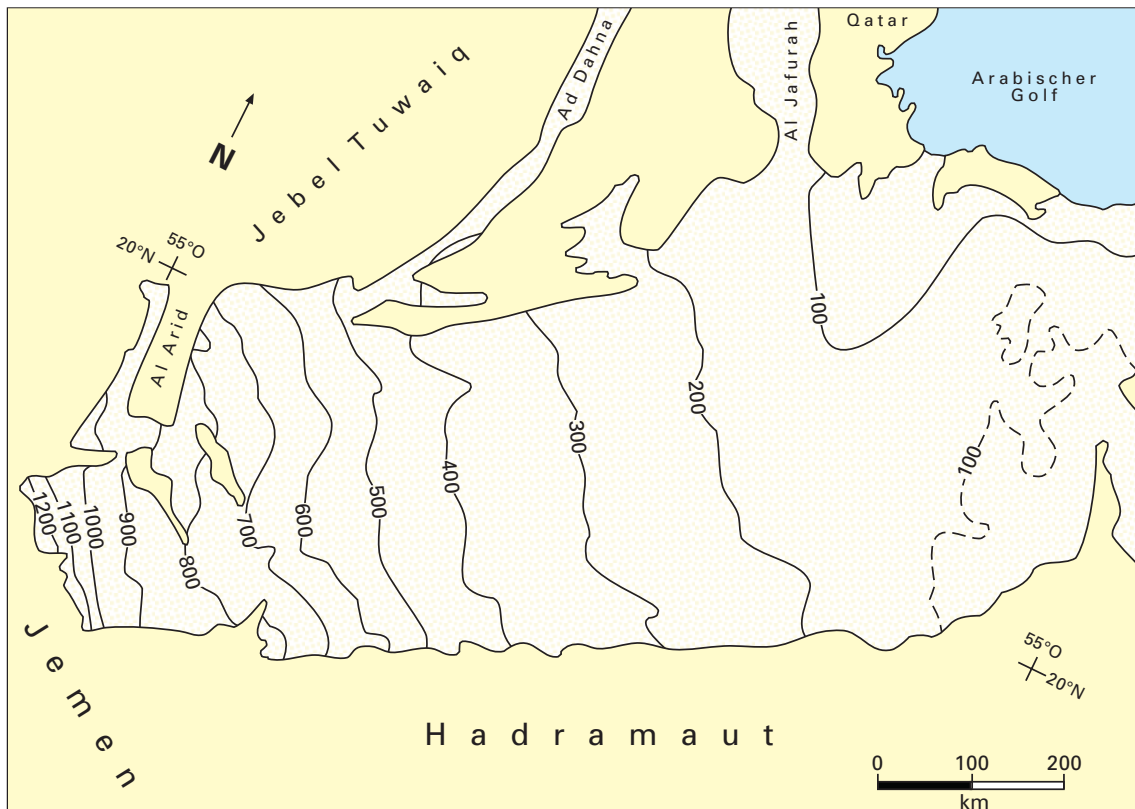


Abbildung 2.3: Topographie der Rub' al Khali (verändert nach McCLURE 1978:255).

Tertiär zum Quartär jedoch nicht flächendeckend auf die Halbinsel als geschlossene Einheit angewendet werden. Während West-Arabien – nicht zuletzt aufgrund seiner orographisch bedingten Gunstsituation – aller Wahrscheinlichkeit nach ein humides Klima aufwies, war Ost- und Südost-Arabien von semi-ariden Bedingungen geprägt. Dies zeigt sich u.a. in der verbreiteten Entstehung kalkreicher Bodenverkrustungen und Zemente, während im Schildbereich Lateritverkrustungen vorherrschten (HÖTZL & ZÖTL 1978, GLENNIE 1997, ANTON 1990).

THOMAS et al. (1998) ordnen die Überreste einer pleistozänen Fauna aus dem heutigen Sandwüstengebiet der An Nafud im Nordwesten Saudi Arabiens semi-ariden Bedingungen im Anschluß an die lange spät-pliozäne/früh-pleistozäne Feuchtphase von ca. 3,5 bis 1,2 Ma B.P. (HÖTZL & ZÖTL 1978) zu. In der Nafud finden sich über der Ajfar Formation aus dem mittleren Miozän, die aus fluviatilen und lakustrinen Sedimenten besteht, und einem ehemaligen Dünensystem aus kreuzgeschichtetem Sandsteinen Seeablagerungen, die die ersten nachgewiesenen Funde einer früh-pleistozänen Fauna auf der Arabischen Halbinsel enthalten. Die fossilenreichen Sedimente treten nur lokal in Zwischendünenbereichen auf und werden lateral von den Ablagerungen des ehemaligen Ergs begrenzt, sodaß eine asynchrone Entstehung der früheren

Seebecken nicht ausgeschlossen werden kann. Die Zusammensetzung (Kuhantilopen, Oryx etc.) und das Entwicklungsstadium der Wirbeltierfauna deutet darauf hin, daß die Landschaft zur Zeit der Ablagerung im frühen Pleistozän von offener Savanne mit großen stehenden Wasserkörpern (Fischvorkommen, Flußpferde) geprägt war. Weiterhin fehlen eindeutige Hinweise auf Arten, die auf ein Leben in Wäldern oder an Waldrändern spezialisiert sind. Untersuchungen der ^{13}C -Isotopensignatur an Zahnschmelz der gefundenen Säugetierüberreste liefern Anzeichen auf eine Ernährung, die überwiegend auf C4-Pflanzen (Gräser) und weniger auf C3-Elementen (Bäume, Sträucher) basierte und damit ebenfalls auf Grasland als Lebensumwelt zu Beginn des Quartärs im Nordwesten Arabiens hinweist (THOMAS et al. 1998).

Zwischen dem Ende des Pliozäns und dem mittleren Pleistozän drang durch die Straße von Hormuz erstmals Meerwasser in den Arabischen Golf vor. Diese marine Transgression wurde einerseits durch die kontinuierliche Absenkung des formgebenden Beckens infolge der Kollision zwischen Arabischer und Eurasischer Platte und andererseits durch isostatische Ausgleichsbewegungen aufgrund zunehmender Auflast durch neogene klastische Gesteine ausgelöst. Als das Meer langsam in den östlichen Teil des Arabischen Golfes vorrückte nahm die Ablagerung von Sebkhaschlamm, Evaporiten und Dolomit im Laufe eines ariden Intervalls zu. Während sich der Proto-Golf weiter zu füllen begann, setzten sich zunehmend Karbonate (biogen, z.B. Foraminiferen, Korallen und nicht biogen, z.B. Oolithe) und siliziklastische Sande in unbekannter Mächtigkeit auf dem Meeresgrund ab (HADLEY et al. 1998).

Tiefseebohrkerne in der Nähe der Murray Ridge im nordöstlichen Arabischen Meer zeigen gegen MIS 6 eine deutliche Abnahme des Dolomitanteils in den Sedimenten. Dolomit entsteht in dieser Region in erster Linie bei niedrigem Meeresspiegel in den Küstensebkhas des Arabischen Golfes. Erodiertes Material wird vom Nordwest-Passat bis in den nördlichen Teil des Indischen Ozeans transportiert und dort mit zeitlicher Verzögerung auf dem Meeresboden abgelagert. Der starke Abfall des Wertes für Dolomit zwischen 190 ka und 130 ka B.P. deutet somit auf ein hohes Meeresspiegelniveau hin, da offenbar kaum Küstensebkhas existierten, in denen sich Dolomit bilden konnte (REICHART et al. 1997).

Gegen Ende des mittleren Pleistozäns (MIS 6) begann sich das Meer aus dem Arabischen Golf zurückzuziehen (TELLER et al. 2000). Diese Tieferlegung der Erosionsbasis führte in den trocken gefallen Bereichen zu rascher Erosion der miozänen und quartären Sedimente und wandelte den ehemaligen Meeresgrund in eine Landschaft aus niedrigen Hügeln und Geländestufen um, die besonders im Bereich des Euphrat/Tigris-Deltas und entlang der Zagros-Front von Flüssen zerschnitten wurden. Die

weitere Absenkung des globalen Meeresspiegels um mindestens hundert Meter bei zunehmend kühler werdendem Klima begünstigte die weitere Austrocknung dieses epikontinentalen Meeres, so daß das Wasser des Arabischen Golfes – bei einer durchschnittlichen Tiefe von 35 Metern – gegen Ende des Pleistozäns nahezu vollständig verdunstet oder abgelaufen war. Der heutige Zustand des Arabischen Golfs stellt dementsprechend – in geologischen Zeiträumen gesehen – die seltene Ausnahme dar, während die vergangenen 2,5 Millionen Jahre von einer ausgetrockneten flachen Synklinalstruktur am Südrand der Zagrosketten geprägt wurden (HADLEY et al. 1998, WALKDEN & WILLIAMS 1998, KASSLER 1973).

*System der Natur! Selbst für den Weisesten, so tief
sein Blick auch reichen mag, behält die Natur ihre ganz
und gar unendliche Tiefe, ganz und gar unendliche
Ausdehnung, und alle davon zu machende Erfahrung
beschränkt sich auf einige wenige berechnete
Jahrhunderte und ausgemessene Quadratmeilen.*

Thomas Carlyle (1834)

3 Mittleres und spätes Pleistozän (> 35.000 Jahre B.P.)

Zuverlässige Datierungen aus der Zeit des mittleren Pleistozäns sind – im Vergleich zu spät-pleistozänen und holozänen Erfassungen – eher selten und häufig an indirekte Methoden (stratigraphische Anordnung etc.) gebunden, da eine C^{14} -Datierung aufgrund des hohen Alters des Materials nicht durchführbar ist. Die inzwischen verbreitete U/Th-Datierung z.B. von Tropfsteinen konnte in den letzten Jahren einige dieser Wissenslücken schließen und hat damit erheblich zum Nachweis und besseren Verständnis älterer quartärer Klimaveränderungen auf der Arabischen Halbinsel beigetragen.

3.1 Übergangsbedingungen

Der Übergang von frühem zu mittlerem Pleistozän weist keinen einheitlichen Klimatrend auf. Strontium-Datierungen an ehemaligen äolischen Ablagerungen in der Nähe von Tarif (UAE), die häufig den inneren Kern heutiger Dünen bilden, deuten darauf hin, daß die humiden Klimabedingungen zu Beginn des Quartärs spätestens um 800 ka B.P. von verbreiteter Aridität abgelöst wurden, die die Entstehung mobiler Sandakkumulationen einleitete (HADLEY et al. 1998, TELLER et al. 2000).

Im Gebiet der heutigen Rub' al Khali schlossen sich an die humide Phase im Übergang von Tertiär zu Quartär semi-aride Umweltbedingungen an. Zwischen 700 ka und 560 ka B.P. bildeten sich dort die ersten niedrigen Dünen aus, bevor eine kühl-feuchte Periode von 560-320 ka B.P. die Entwicklung kleiner Seen in Zwischendünenbereichen begünstigte und einen Teil der pliozänen Abflußkanäle reaktivierte (EDGELL 1990). Neben der Reaktivierung fossiler Abflußsysteme entwickelten sich auf der Westseite des Oman-Gebirges im Übergang zu den Vereinigten Arabischen Emiraten (UAE) ausgedehnte Schwemmfächer mit kontinuierlichem Abfluß, die an mindestens saisonale Niederschläge gekoppelt waren und mittels OSL-Messungen auf 354 ± 57 ka B.P. datiert wurden (JUYAL et al. 1998, SINGHVI et al. 2001). GLENNIE (1998) assoziiert diese Ablagerungen, deren Alter er anhand von Datierungen an der heutigen erodierten Oberfläche mit >400 ka B.P. angibt mit bedeutend humideren Bedingungen als heute und zieht – dank der Existenz ähnlicher Strukturen in Saudi Arabien, die um 2 Ma B.P. entstanden – eine kontinuierliche Entwicklung dieser Systeme seit dem frühen Pleistozän oder sogar Pliozän in Betracht. Der Zeitabschnitt von 560-320 ka B.P. war seinerseits nicht durchgehend humid geprägt, sondern wurde von warm-trockenen Zwischenintervallen begleitet, wobei lediglich das kühl-feuchte Klimaele-

ment in der Summe überwog. Zwischen 320 ka und 270 ka B.P. wurden die zuvor durch Vegetation weitgehend stabilisierten Dünen der großen arabischen Sandwüste nicht großflächig reaktiviert, was auf mindestens mild arides Klima schließen läßt (EDGELL 1990).

3.2 Tropfstein- und Sinterablagerungen

Die ältesten Klimaarchive, die mittels der Uran/Thorium Zerfallsmessung auf der Arabischen Halbinsel absolut datiert werden konnten, finden sich in den Karstsystemen des Summan-Plateaus in Nordost- und Zentral-Saudi-Arabien (FLEITMANN et al. 2004a). In den Höhlen Kalf al Rutuwbah und Dahl al Mofaja'ah konnten mehrere – rezent bis auf kleinere „soda straws“ nicht aktive – Tropfsteine entnommen und auf ihre Isotopenzusammensetzung untersucht werden. Von den insgesamt zehn beprobten Stalagmiten konnten nur drei Exemplare direkt einem zeitlichen Kontext zugeordnet werden. Neben einem spät-pleistozänen bis früh-holozänen Exemplar von 15778 ± 153 Jahren B.P. konnte zwei Tropfsteinen ein minimales Alter von mindestens 377 ± 26 ka B.P. und 484 ± 82 ka B.P. zugeordnet werden, während die übrigen Proben außerhalb der Altersgrenze für U/Th-Datierungen lagen. Ein nahezu ausgeglichenes Verhältnis von ^{234}U und ^{238}U deutet darauf hin, daß sich die nicht-datierbaren Proben bereits in einem langfristigen Gleichgewicht befinden und damit wahrscheinlich bereits älter als 1-2 Millionen Jahre alt sind.

Die Messung der Zusammensetzung der Sauerstoff-Isotope ergab Werte für $\delta^{18}\text{O}$ von -14,7 bis -5,7‰ und der Kohlenstoff-Isotope von -9,0 bis +5,1 ‰ für $\delta^{13}\text{C}$. Obwohl die Angaben für beide Isotope – selbst nach Umrechnung auf die Zusammensetzung der Tropfwässer vor der Ablagerung des Kalzits – um ein Vielfaches niedriger ausfallen als bei heutigen Niederschlägen (im Mittel +0,36 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ für Bahrain), deutet die schwache Korrelation von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ auf eine Ablagerung der Tropfsteine im isotopischen Gleichgewicht mit den ursprünglichen Tropfwässern und damit auf zuverlässige Werte hin. Die Tropfsteine des östlichen Saudi Arabiens wurden somit unter wesentlich humideren und kühleren Bedingungen als heute im frühen bis mittleren Pleistozän (mindestens > 377 ka B.P.) abgelagert, wofür auch die Anzahl und Größe der vorgefundenen Exemplare ein Indiz ist.

Jüngere Exemplare sind – mit Ausnahme eines kleinen Stalagmiten aus dem späten Pleistozän bis frühen Holozän – nicht nachweisbar, welches einerseits auf ein überwiegend von Aridität geprägtes Klima in der Region seit mindestens 400.000 Jahren hindeuten kann, in dem die Feuchtphasen zu kurz waren, um nennenswerte Tropfstei-

nablagerungen zu hinterlassen, andererseits beruht jede Untersuchung dieser Art nur auf einer Zufallsprobe, sodaß die Existenz von jüngeren Tropfsteinen in Saudi Arabien durchaus möglich ist, wobei entsprechende Exemplare bislang lediglich nicht gefunden wurden.

Gegen die Vermutung, daß der Nordosten Saudi Arabiens seit ca. 400.000 Jahren kontinuierlich von Aridität geprägt war, die zu keinen Tropfsteinablagerungen führte, sprechen Stalagmiten und Stalaktiten aus dem Oman, die in einem vergleichbaren Zeitraum gebildet wurden (s.u. und vgl. z.B. FLEITMANN et al. 2003a). Weiterhin konnten anhand anderer Indikatoren (z.B. Seeablagerungen, fossile Böden etc.) eindeutig mehrere Feuchtphasen während der letzten 40 ka nachgewiesen und dokumentiert werden. Die nördliche Lage des Untersuchungsgebietes in Saudi Arabien könnte andererseits aber dafür verantwortlich sein, daß die Niederschläge, die in den Höhlen des nördlichen Omans noch für die Ablagerung von Kalzit sorgten (z.B. über die Verlagerung der ITCZ nach Norden und damit verbundenen Monsunniederschlägen) nicht bis zum Summan Plateau vordrangen und damit auch keine Feuchtphase anhand von Tropfsteinen nachweisbar ist.

Im Widerspruch zu den von FLEITMANN et al. (2004a) gemachten Aussagen steht eine ältere Untersuchung von EDGELL (1990). Der Autor schließt anhand von U/Th-datierten Sinterformationen des As Summan Plateaus Saudi Arabiens auf ein kontinuierliches Pluvial zwischen 270 ka und 70 ka B.P. Ob die Unterschiede zwischen den beiden Beprobungen auf weiterentwickelte Methoden der U/Th-Datierung oder auf die Qualität des verwendeten Materials zurückzuführen sind, läßt sich nicht endgültig klären. Sowohl eine kontinuierliche Aridität seit ca. 400 ka B.P., als auch eine durchgängige Feuchtphase von 270 bis 70 ka B.P. im Gebiet des Summan Plateaus scheint unter Berücksichtigung der Daten aus anderen Bereichen der Arabischen Halbinsel unwahrscheinlich (s.u.). Eine genaue Klärung der Zusammenhänge zwischen Klimaentwicklung und Tropfsteinbildung erfordert daher weitere Untersuchungen und eine höhere Dichte absolut datierten Materials in der Region.

Für den oben genannten Zeitraum von < 325 ka B.P. weisen BURNS et al. (2001a, b) mehrere humide Phasen nach, die von Trockenperioden unterbrochen wurden. Tropfsteine aus der Hoti-Höhle im nordwestlichen Oman zeigen innerhalb dieses Zeitraums vier unterschiedliche Ablagerungsereignisse von Karbonaten, die eindeutig durch dünne rötliche Tonschichten voneinander getrennt sind. Diese Tonschichten werden als Hinweis auf Zeiten ariden bis hyper-ariden Klimas angesehen, in denen sich Staub und anderes Feinmaterial auf den Stalagmiten ablagern konnte, während die Karbonatdeposition mit humidem Klima assoziiert wird.

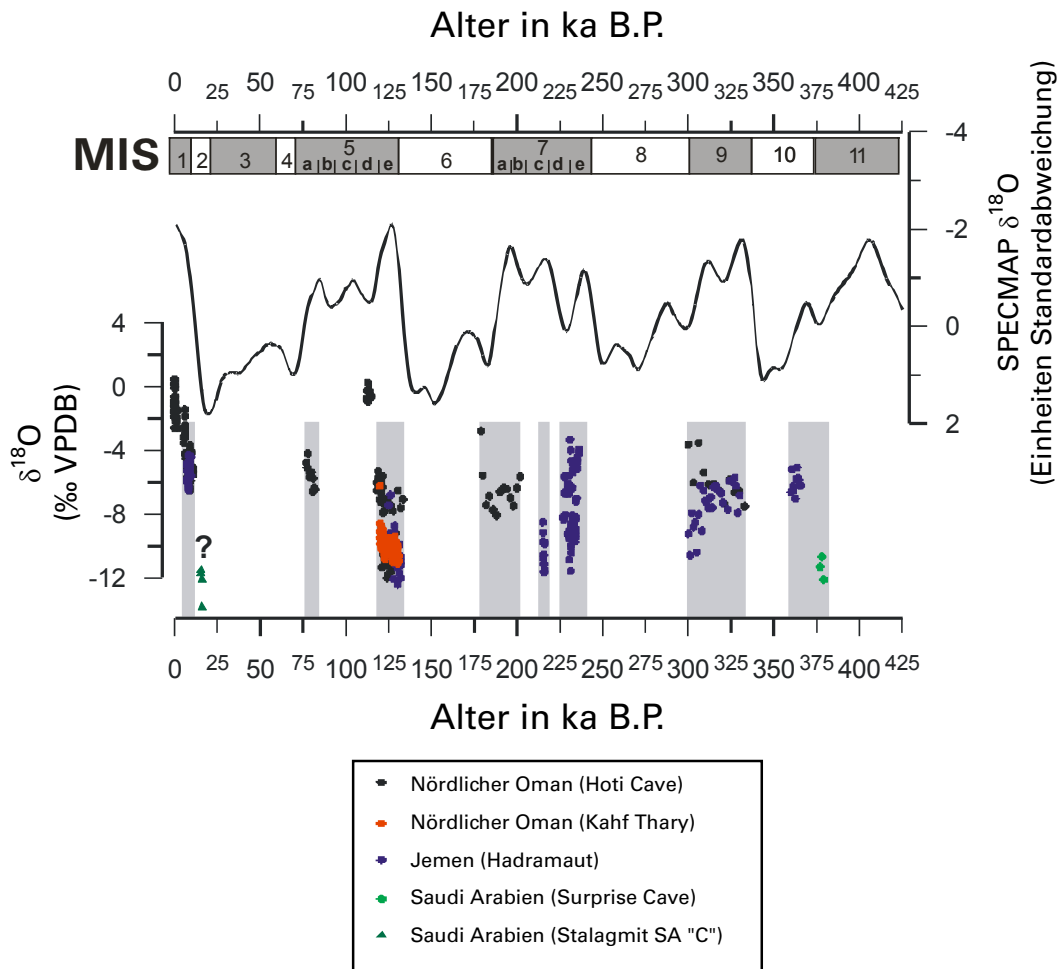


Abbildung 3.1: Zusammenfassung von $\delta^{18}\text{O}$ -Werten verschiedener Standorte der südlichen Arabischen Halbinsel. Die SPECMAP-Kurve bildet das globale Eisvolumen auf den Kontinenten ab, wobei positivere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte einem hohen Eisvolumen entsprechen und umgekehrt. Ungerade MIS-Zahlen bezeichnen die Interglaziale, gerade die Glaziale. Tropfsteine wurden fast ausschließlich während der Interglaziale abgelagert; Ausnahme: Stalagmit SA „C“ aus Saudi Arabien (vgl. Kapitel 5.2) (verändert nach FLEITMANN et al. 2004a:22).

Die einzelnen Wachstumsphasen wurden durch U/Th-Zerfallsmessungen auf 300-325 ka, 180-210 ka, 117-130 ka und 78-82 ka B.P. datiert und können folglich mit den MIS (Marines Isotop Stadium) 9, 7a, 5e und 5a in Verbindung gebracht werden (BURNS et al. 2001a, FLEITMANN et al. 2001). Während über die Datierung der Tropfsteine nur eine Aussage über den Zeitpunkt der Karbonatablagerung während der Interglaziale – und damit über die Existenz eines feuchteren Klimas – getroffen werden kann, geben δD -Werte aus Flüssigkeitseinschlüssen in den Tropfsteinen und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Kalzits der Tropfsteine selbst Aufschluß über die Art und Herkunft der damaligen Niederschläge. Sowohl die δD -Ergebnisse von -60 bis -20 ‰ (VSMOW) für die eingeschlossenen Wässer als auch die Messungen für $\delta^{18}\text{O}$ von -12 bis -4 ‰ (VPDB) an Tropfstein-Kalzit fallen wesentlich negativer aus, als dieses bei heutigen Einschlüssen

(-14 bis 19 ‰ (VSMOW)) bzw. bei rezenten Tropfsteinkalzit (-2,6 bis -1,1 ‰ (VPDB)) der Fall ist. Stark negative Werte beider Indikatoren deuten auf eine südliche Feuchtigkeitsquelle hin, da Niederschläge aus nördlichen Bereichen eine andere – positive – Isotop-Signatur aufweisen. Die verstärkten Niederschläge im nördlichen Oman während der Interglaziale sind somit höchstwahrscheinlich auf eine Verschiebung des Einflußbereichs des Indischen Monsuns zurückzuführen, dessen Niederschläge sich durch stark negative δD - und $\delta^{18}O$ -Werte auszeichnen (FLEITMANN et al. 2003a).

Travertin aus der heute trocken gefallen Majlis al Jinn-Höhle im Norden Omans wurde ebenfalls auf 128 ± 11 ka B.P. (ca. MIS 5e) datiert (BROOK 1999). Vergleichbare Untersuchungen in Karsthöhlen des Jemens bestätigen diese Ergebnisse und weisen Wachstumsphasen während MIS 9, 7 und 5e nach. So zeigen vorläufige Messungen an Tropfsteinen bei Al Mukalla im Hadhramaut des Jemens ähnliche Ablagerungschronologien (von 317 ± 8 bis $376 \pm 23,5$ und von 249 ± 3 bis 251 ± 11 sowie von $124,5 \pm 0,8$ bis 135 ± 3 ka B.P.) wie im nördlichen und südlichen Oman. Die Angaben für $\delta^{18}O$ dieser in den Interglazialen abgelagerten Kalzite sind mit Werten von ca. -6 ‰ bis -12 ‰ im Mittel niedriger als bei den Beprobungen im Oman, was auf höhere Niederschläge in diesem Bereich hindeutet und sich durch die südlichere Lage und damit stärkeren Monsuneinfluß erklären läßt (FLEITMANN et al. 2001b). Die räumliche Distanz der Untersuchungsgebiete legt den Schluß nahe, daß während der Marinen Isotop Stadien 9, 7 und 5 Süd- und Südost-Arabien ein bedeutend humideres Klima als heute aufwies, da an beiden Standorten unter rezenten Bedingungen nahezu keine Ablagerung von Karbonaten in Form von Tropfsteinen erfolgt. Weiterhin spricht die Nicht-Existenz von Sinterresten während der Zwischenintervalle für kontinuierlich trockene Bedingungen zu dieser Zeit (BURNS et al. 2001b).

Vergleicht man die Mächtigkeit der jeweiligen zeitgebundenen Schichten miteinander und wertet diese als Indikator für Intensität und Dauer der humiden Phase, so repräsentiert MIS 5e von 117-130 ka B.P. den Abschnitt des mittleren Pleistozäns, der von den höchsten und beständigsten Niederschlägen geprägt war (BURNS et al. 1998). $\delta^{18}O$ -Werte einer neueren Untersuchung an demselben Material bestätigen diese Vermutung. Während die Stalagmiten früherer Interglaziale (MIS 7a, 9) durchschnittlich Werte zwischen -8 und -4 ‰ aufweisen, zeigt ein flowstone aus Hoti Cave (Oman) für den Zeitraum von MIS 5e Werte von -12 bis -9 ‰ und bestätigt damit einerseits die Annahmen der vorherigen Studie und verdeutlicht andererseits den Zusammenhang zwischen niedrigen $\delta^{18}O$ Werten und der größeren Stärke der abgelagerten Schichten (FLEITMANN et al. 2003a). Ähnlich negative Werte von -11 bis -9 ‰ für $\delta^{18}O$ zeigt auch ein Tropfstein aus Kahf Tahry im Nordosten Omans für die Zeit zwischen 119 ka und

138 ka B.P., dessen vergleichsweise niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und der nachweisbar frühere Beginn von MIS 5e auf die größere Küstennähe und damit auf stärkeren – und frühere Monsuneinfluß – zurückgeführt werden kann (HOLZKÄMPER 2004).

Diese Angaben decken sich mit den Ergebnissen von PETIT-MAIRE (1994) und PETIT-MAIRE et al. (1995), die die letzte ausgeprägte humide interglaziale Periode zwischen 142 ka und 108 ka B.P. ansiedeln.

Unterdurchschnittlich hohe $\delta^{18}\text{O}$ Werte (-6,5 bis -4,0 ‰) weisen allein Tropfsteine aus der Zeit zwischen 78 und 82 ka B.P. (MIS 5a) auf und deuten damit eine geringere Niederschlagsintensität als während früherer Feuchtphasen an (FLEITMANN et al. 2003a).

Weitere Hinweise auf Feuchtphasen im frühen bis mittleren Pleistozän kommen von Sinterablagerungen, die in der Nähe der archäologischen Grabungsstelle bei Jebel al-Buhais (nordöstliche Vereinigte Arabische Emirate) einen natürlichen Brunnen bilden. Die Datierung von sechs verschiedenen Proben mittels der U/Th-Zerfallsreihe ergab ein Alter zwischen 368.000 und 65.500 Jahren, wobei die erzielten Ergebnisse kaum wegen Verunreinigungen durch Gesteinstrümmer korrigiert werden mußten. Eine Kontamination und damit eine Verfälschung der Altersergebnisse über ältere Karbonate der Umgebung, die als Staubanhaftung auf die Sinter gelangten, kann jedoch nicht ausgeschlossen werden. Unter der Annahme, daß die erzielten Werte zuverlässig sind, lassen sich Übereinstimmungen zwischen der Ausbildung der Sinter und Phasen geringer Sommer-Insolation auf der Nordhalbkugel – allerdings mit unterschiedlichen „glacial boundary conditions“ – feststellen. Während sich zwei Sinter wie die meisten Tropfsteine während der Interglaziale ablagerten ($204,5 \pm 3,1$ ka und $230,7 \pm 10$ ka B.P. = MIS 7), bildeten sich drei Formationen im Laufe einer glazialen Phase ($65,5 \pm 3,1$ und $159,5 \pm 2,6$ sowie $161,2 \pm 1,4$ ka B.P.) aus. Eine weitere Datierung ließ sich aufgrund ihrer hohen Altersunsicherheit (368 ± 44 ka B.P.) nicht eindeutig zuordnen. Parallel zu den Altersdatierungen wurde das Verhältnis stabiler Isotope ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$) ermittelt, um Rückschlüsse auf die Herkunft der Niederschläge ziehen zu können. Während sich die Werte für $\delta^{13}\text{C}$ relativ konstant um ein Mittel von -0,35 ‰ VPDB gruppieren, variieren die Angaben für $\delta^{18}\text{O}$ zwischen -2,47 ‰ und -7,05 ‰ VPDB. Niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte weisen im Bereich der Arabischen Halbinsel normalerweise auf den Einfluß des Südwest-Monsuns als Feuchtigkeitsquelle hin. Da jedoch nur zwei Sinter zum Zeitpunkt eines Interglazials (MIS 7) und einer weit nach Norden verschobenen Innertropischen Konvergenzzone abgelagert wurden, müssen andere Niederschläge für die stark negativen Werte in den glazialen Ablagerungen – und damit zu Zeiten einer Südverschiebung der ITCZ – verantwortlich sein.

Ein mögliches Szenario für verstärkte glaziale Niederschläge besteht in der Entwicklung von tropischen Zyklonen über dem Arabischen Meer. Dort können zu Zeiten schwachen Südwest-Monsuns in heißen Sommern Niederschläge advektiv in Richtung der Arabischen Halbinsel transportiert werden und sich dort abregnen. Diese Zyklone entstehen auch zu Zeiten höherer Insolation und starken SW-Monsuns über dem Arabischen Meer, erreichen dann jedoch nicht das Festland, da starke küstenparallele Winde diese fernhalten. Ein weiterer Faktor ist eine mögliche Temperaturabnahme von ca. 6°C von Interglazial zu Glazial (WEYHENMEYER et al. 2000), die möglicherweise zu einer verringerten Evaporation während kühlerer Phasen führte. Beide Vorgänge können somit bei kälteren Umweltbedingungen das Verhältnis von Niederschlägen zu Verdunstung so vergrößert haben, daß sich die natürliche Quelle bei Jebel al-Buhais innerhalb eines Glazials reaktivierte (HOLZKÄMPER 2004). Niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Sintern und Tropfsteinen deuten somit nicht zwangsläufig auf die monsunale Herkunft der Niederschläge hin, sondern können auch anderen tropischen Feuchtigkeitsquellen entstammen.

Hochauflösende Klimaarchive sind für das mittlere und späte Pleistozän in Bereich der Arabischen Halbinsel selten. Eine Ausnahme bilden Messungen und Datierungen an Tropfsteinen auf Socotra vor der Küste des Horns von Afrika (BURNS et al. 2003, FLEITMANN et al. 2002). Obwohl aufgrund der südlicheren Lage das (Paläo-)Klima der Insel nicht direkt mit dem des arabischen Festlandes verglichen werden kann, können dennoch über Schwankungen in der Monsunzirkulation Rückschlüsse auf Vorgänge in weiter nördlich gelegenen Gebieten gezogen werden.

Im Gegensatz zu weiten Teilen Kontinentalarabiens steht Socotra auch unter heutigen Klimabedingungen unter dem Einfluß von Monsunniederschlägen. Durch stärkere Konvektionsaktivität im Rahmen der Verlagerung der ITCZ im Sommer nach Norden und im Spätherbst zurück nach Süden wird die Insel von zwei entsprechenden Regenperioden geprägt, die in hochauflösenden Studien anhand des abgelagerten Kalzits (weißer, poröser Kalzit zu dunklem, dichten Kalzit) selbst im Tropfstein unterschieden werden können (DE GEEST et al. 2005). Die Zwischenintervalle werden von trockenen Bedingungen bestimmt; außer dem Monsun gibt es keine weitere Feuchtigkeitsquelle. Aufgrund der genannten Bedingungen konnte in der Moomi Höhle eine kontinuierliche Ablagerung der Tropfsteine seit mindestens 55.000 Jahren nachgewiesen werden. Lediglich zwischen ca. 35 und 42,5 ka B.P. ist ein Hiatus nachweisbar, in dem kein Kalzit auf den Stalagmiten abgelagert wurde. Die Messung von Sauerstoffisotopen in Tropfsteinkalzit mit einer durchschnittlichen Auflösung von 14,5 Jahren für den Zeitraum von 42-54 ka B.P. ermöglicht über den Zusammenhang von negativen

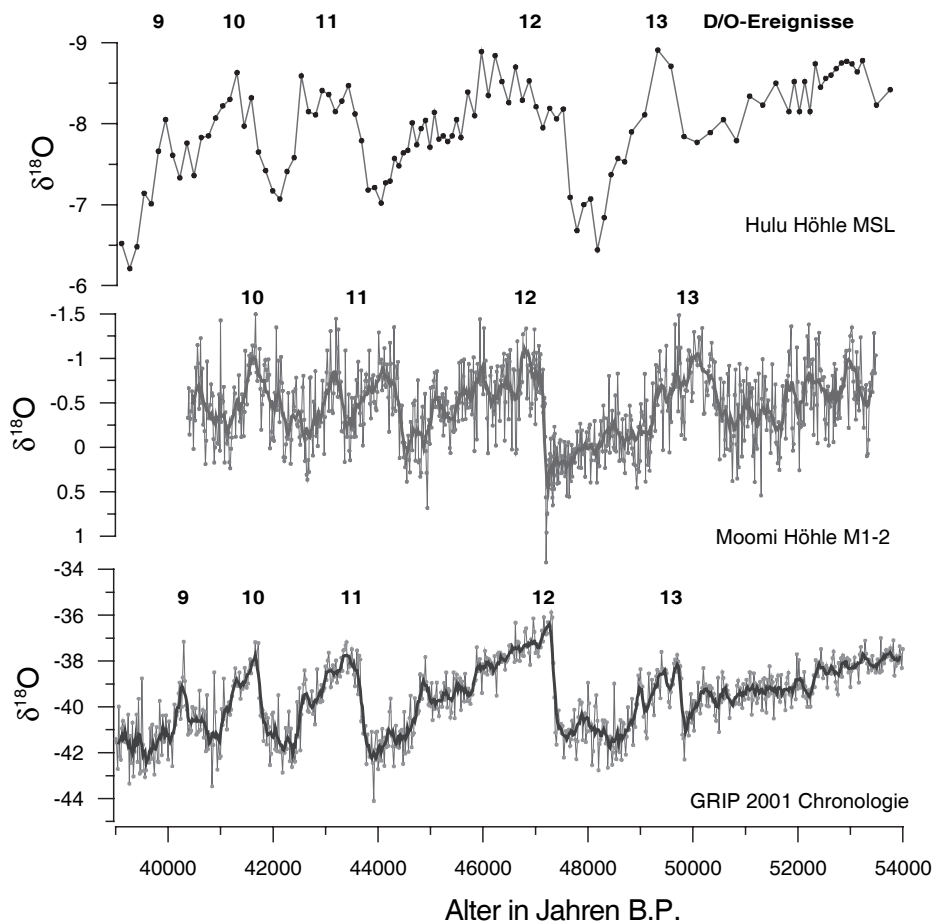


Abbildung 3.2: Nachweis von synchronen Klimaschwankungen (Dansgaard/Oeschger-Ereignisse) in Tropfsteinen (Socotra bzw. China) und im GRIP 2001-Eisbohrkern auf Grönland (verändert nach BURNS et al. 2003:1366).

$\delta^{18}\text{O}$ -Werten und hohen Niederschlägen bzw. Temperaturen (s.o.) Schlußfolgerungen auf Klimaschwankungen während dieser Phase. Der abgebildete Zeitraum der letzten glazialen Phase wurde verbreitet von einem sehr instabilen Klima geprägt, in dem sich Temperaturveränderungen von 5 bis 20°C innerhalb von wenigen Jahrzehnten ereigneten. Diese sogenannten Dansgaard/Oeschger(D/O)-Ereignisse wurden in Grönland-Eisbohrkernen (GRIP 2001) eindeutig nachgewiesen und durch Messungen in Zentralasien, Europa und Südamerika bestätigt, fehlten bislang jedoch für den monsunal beeinflussten Bereich des Indischen Ozeans. Stalagmit M1-2 von Socotra bildet dank seiner hohen zeitlichen Auflösung die Dansgaard/Oeschger Ereignisse 9-13 in Schwankungen des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes eindeutig und in gutem temporalen Einklang mit der GRIP 2001-Chronologie ab (vgl. Abbildung 3.2). Diese Übereinstimmung und der Nachweis eines stark schwankenden Klimas auch im Einflussbereich des SW-Monsuns legen die Vermutung nahe, daß sich der hydrologische Zyklus im Bereich des Indischen Ozeans synchron zur Temperatur in hohen Breiten (Grönland) entwikk-

kelte. Dabei entspricht eine schnelle Abkühlung im nördlichen Polargebiet der Abnahme der Niederschläge und eine Erwärmung der Zunahme der Niederschläge (vgl. Kapitel 8.5). Als Beispiel für die Schnelligkeit der Klimawechsel während dieser Periode kann der Übergang zu D/O Ereignis 12 (ca. 47,1 bis 47,6 ka B.P) dienen. Aufgrund einer höheren Beprobungsdichte (1mm Abstände) und der damit verbundenen maximalen Auflösung von 8 Jahren konnte nachgewiesen werden, daß der Klimawechsel vom trockenen Heinrich-Ereignis (H) 5 zum wesentlich feuchteren D/O 12 innerhalb von ca. 25 Jahren erfolgte (BURNS et al. 2003, BURNS et al. 2002a). Solche raschen Klimaveränderungen sind typisch für diesen Teil des Pleistozäns, während für das Holozän, das eher von geringeren Klimaschwankungen geprägt war, nur vereinzelt D/O- Ereignisse in den Tropfsteinen auf Socotra nachgewiesen werden konnten (FLEITMANN et al. 2004b, SHAKUN et al. 2005).

3.3 Fluviale Ablagerungen

Während fluviale Sedimente im Osten der Vereinigten Arabischen Emirate aufgrund der Nähe zu den Gebirgsketten des nördlichen Omans – und der damit orographisch verbundenen Konzentration sporadisch bis saisonal auftretender Niederschläge – relativ häufig sind, treten derartige Ablagerungen im Westen des Landes nur an einer Stelle auf. Im diesem Bereich der heutigen Sebkha Matti an der Grenze zu Saudi Arabien läßt sich der Zusammenfluß mehrerer mächtiger Paläo-Abflußkanäle nachweisen, die ihren Ursprung im Hochland Westarabiens hatten. Die Sedimente bestehen in erster Linie aus wechselgeschichteten Konglomeraten und Sanden, deren räumliche Schichtung (dip) nordostwärts gerichteten Transport nahelegt. Lumineszenz-Datierungen der fluvialen Sande ermittelten den Zeitpunkt der originären Sedimentation mit ca. 200 ka und 147 ka B.P., welches die Existenz mindestens eines Pluvials gegen Ende des mittleren Pleistozäns andeutet. Die Assoziation dieser Ablagerungen mit miozänem Alluvium, das an der Westküste des Emirats Abu Dhabi verbreitet an die Oberfläche tritt, ist somit ausgeschlossen (GOODALL et al. 2000, GOODALL 1995 in GLENNIE 1997).

Schotter unterhalb von kaum verfestigten äolischen Sanden im südlichen Bereich des Wadi Batha (Oman) deuten auf fluviale Aktivität während des späten mittleren Pleistozäns hin. Die überlagernden Sande erzielten einen OSL-Wert von 117 ± 12 ka B.P., welcher somit als Mindestalter für die unterlagernden Schichten übernommen werden kann. Ähnliche Sedimente finden sich in den östlichen Emiraten im Übergang zum Oman-Gebirge, die ein Alter von 104 ± 38 ka B.P. aufweisen (JUYAL et al.

1998). Im gleichen Untersuchungsgebiet schätzen AL-FARRAJ & HARVEY (2000) anhand des Entwicklungsstadiums und mächtigen Karbonatmorphologie des Wüstenpflasters (desert pavement) sowie aufgrund von Bodenbildungsprozessen die oberste Terrasse des Wadi Al-Bih auf älter als 100.000 Jahre. Zu dieser Zeit lagerten sich im Bereich des Wadis große Mengen feinen Materials ab, da die Abflußgeschwindigkeit nicht ausreichte, um ein Übermaß an Sedimentzufuhr abzutransportieren. Der hohe Anteil der dabei abgelagerten – gut sortierten – feinen Schotter deutet auf Frosteinwirkung im Hochgebirge der Musandam Halbinsel hin. Somit entstand die oberste Terrasse von Wadi Al-Bih wahrscheinlich in einer kühlen Phase vor dem Beginn des letzten Interglazials und damit vor mehr als 130.000 Jahren (AL-FARRAJ 2002). SANLAVILLE (1992) ordnet die erste humide Phase des späten Pleistozäns dem Maximum des letzten Interglazials (MIS 5e) zu, das im Oman Spuren in Form von Bodenbildungs- bzw. Veränderungsprozessen hinterließ (PETIT-MAIRE 1994, PETIT-MAIRE et al. 1995).

Neben den bereits erwähnten fluvialen Ablagerungen entlang des Oman-Gebirges weisen auch Korallen vor der sudanesischen Küste des Roten Meeres auf erhöhte Abflußaktivität hin. Zwei Phasen der Riffbildung wurden eindeutig durch die Einlagerung deltaischer Sedimente voneinander getrennt. Die Art des abgesetzten Materials (überwiegend Sande und Kiese), welches aufgrund der sie umgebenden fossilen Riffe dem Zeitraum von 115-128 ka B.P. zugeordnet werden konnte, läßt auf deutlich feuchteres Klima als heute schließen (SANLAVILLE 1992, 1994).

Das Alter der zweiten humiden Phase des späten Pleistozäns im Bereich der nordöstlichen Emirate in der Nähe des Omangebirges wurde bislang kaum genau erfaßt und nur im Vergleich mit ähnlichen morphologischen Überformungen in Nordafrika auf Marines Isotop Stadium 5a (ca. 73-85 ka B.P.) geschätzt. Tiefgreifende Bodenbildungs- und Modifikationsprozesse sowohl entlang des Oman-Piedmonts als auch in den montanen Gebieten Westarabiens deuten auf eine bedeutendere humide Phase als bei MIS 5e hin. Die einzigen zuverlässigen Datierungen von fluvialen Schottern in Dünengassen nahe Jebel Hafit (östliche UAE) ergaben einen Wert von ca. 72 ka B.P. (GLENNIE 1994, 1997) während DALONGEVILLE et al. (1992) das Alter vergleichbarer Sedimente in den Emiraten Sharjah und Ras al Khaimah aufgrund ihrer stratigraphischen Position mit < 80 ka B.P. angeben. Es kann daher nicht ausgeschlossen werden, daß sich diese zweite humide Phase bereits zu einem früheren Zeitpunkt während des späten Pleistozäns ausbildete (beispielsweise MIS 5c um 105 ka B.P.); MIS 5a repräsentiert in diesem Zusammenhang nur den limitierenden Faktor, der kein jüngeres Alter für diese Klimaepisode zuläßt (SANLAVILLE 1992).

3.4 Seeablagerungen

Der Nachweis von Seeablagerungen im Bereich der Arabischen Halbinsel, die älter als 40.000 Jahre sind, ist allein aufgrund der Grenzen der C^{14} -Methodik schwierig. Im äußersten Süden Jordaniens an der Grenze zu Saudi Arabien finden sich jedoch Hinweise auf einen spät-pleistozänen perennierenden See, der von – heute überwiegend trockenen – Wadis aus höher liegenden Gebieten gespeist wurde. Die lakustrinen Sedimente der Mudawwara- und Jabuk-Senke treten verbreitet 20 Meter über dem tiefsten heutigen Punkt der Mulde zu Tage und bestehen aus einer 20 bis 100 cm mächtigen Schicht aus Schalenentrümmerkalkstein, die von einer Gipskruste und Kieseln überlagert wird. Mittels der U/Th-Datierung konnte Herzmuschelschalen aus dem Trümmerkalkstein eine Entstehungszeit während der feuchten Isotopstadien MIS 7, 5e und 5a zugewiesen werden, welche durch altsteinzeitliche Artefakte in der Umgebung des Sees untermauert wird. Da die in den Sedimenten abgelagerte Fauna darauf hindeutet, daß der ehemalige See zu diesen Zeiten über das ganze Jahr Wasser führte, müssen bei hohen regionalen Verdunstungsraten sowohl Sommer wie auch Winterniederschläge – und damit Feuchtigkeit aus mediterranen und monsonalen Quellen – vorhanden gewesen sein. Die Ausdehnung des spät-pleistozänen Wasserkörpers ist nur schwer abschätzbar, hat jedoch mehr als 1000 km² bei einer Tiefe von mindestens 20 Metern betragen. Alternativ ist aber auch eine Landschaft mit verschiedenen kleineren Seen denkbar (PETIT-MAIRE et al. 2002).

3.5 Äolische Ablagerungen

Neben fluvial und lakustrin abgelagertem Material sowie Tropfsteinen eignen sich auch äolisch transportierte Sedimente der Sand- bis Tonfraktion als Klimaindikator für das mittlere bis späte Pleistozän. Im Bereich der heutigen Arabischen Halbinsel stehen besonders die zahlreich auftretenden äolischen Sande für den Nachweis humider bzw. arider Klimaphasen zur Verfügung. Dabei lassen sich zwei Haupttypen von Sedimenten unterscheiden: un- bis schwach verfestigte Sande und Äolianit. Bei letzteren Ablagerungen handelt es sich um zementierte, karbonatreiche Dünensande, die im Regionalkontext – aufgrund der verbreiteten Einbettung gleichnamiger Foraminiferen – auch mit dem Begriff Miliolit versehen werden (siehe Abbildung 3.3). Während das Alter unkonsolidierter Sande – in Abwesenheit stratigraphischer Marker – fast ausschließlich über Lumineszenz-Datierungen (OSL, TL, IRSL etc.) ermittelt werden kann, lassen sich häufig sowohl Zement als auch karbonatreicher Sand bei jüngeren äolianitischen Ablagerungen über den Zerfall des C^{14} -Isotops in organischem Mate-



Abbildung 3.3: Äolianit-Ablagerungen an der Westküste des Arabischen Golfes (Saudi Arabien), ca. 25 km nördlich von Jubail (Eigene Aufnahme).

rial zeitlich zuordnen. In jüngster Zeit (STOKES & BRAY 2005) sind jedoch Zweifel aufgetreten, ob die mittels Lumineszenz datierbaren äolischen Sedimente immer einer Phase maximaler Aridität im Untersuchungsgebiet entsprechen. Während Ablagerungen humider Klimaperioden direkt den entsprechenden Niederschlagsereignissen etc. zugeordnet werden können, stellt sich bei äolischen Sedimenten die Frage nach dem Erhalt dieser Ablagerungen über geologische Zeiträume. Somit kann nicht ausgeschlossen werden, daß mächtige Sandpakete, die von Dünen während des Maximums einer Trockenzeit ausgebildet wurden, nicht mehr in heutigen Aufschlüssen vorhanden sind, da sie von späteren ariden Phasen recycelt und umgeformt wurden, während äolische Sedimente, die sich am Ende einer ariden Phase bei einsetzender Humidität ablagerten, aufgrund besserer Umweltbedingungen verfestigt und stabilisiert wurden und sich damit heute durch Lumineszenz-Datierung zeitlich einordnen lassen. Der Nachweis äolisch transportierten Materials kann folglich nicht in jedem Fall als Indikator für maximale Aridität verwendet werden, sondern unterliegt einer Anzahl weiterer Faktoren (Einfluß von Meeresspiegel und Klima auf den Grad der Erhaltung etc.), die bei der Interpretation berücksichtigt werden müssen (s.u. am Beispiel für das Gebiet von Liwa/AI Qâfa).

Obwohl davon ausgegangen wird, daß äolische Aktivität in Form von Erosion und Akkumulation leichter Bodenbestandteile im Gebiet der heutigen Arabischen Halbinsel bereits vor 300 ka B.P. verbreitet war (SINGHVI et al. 2001) befindet sich die älteste

bisher nachgewiesene Ablagerung des letzten Typs bei Mamlaha in der südwestlichen Wüste Wahiba (Oman), wo Äolianit ein ca. 20 Meter hohes Kliff ausbildet. Datierungen im oberen und unteren Bereich der Formation ermittelten einen Ablagerungszeitpunkt von 229 ± 19 ka B.P. für die unterste Schicht und 112 ± 12 ka B.P. für den obersten Teil des Sedimentationskomplexes. Da der Äolianitkörper keine nennenswerten Unterbrechungen aufweist, wird von kontinuierlicher Ablagerung äolischen Sandes während dieses Zeitraums ausgegangen. Innerhalb des Sedimentpaketes lassen sich jedoch vier Grenzflächen (bounding surfaces) mit schwach ausgebildeten Verwitterungs- und Bodenhorizonten belegen, die als Hinweis auf humide Intervalle während der über 100 ka dauernden Entstehungsphase gewertet werden können. Die Schichtung des abgelagerten Materials deutet auf eine ausgeprägt dominante Windkomponente aus Südwest hin (JUYAL et al. 1998).

Vergleichbare Strukturen finden sich in der Schichtung äolischer Sandsteine im Bereich der Wahiba wieder. In der „Upper“ Wahiba lagert über der undatierten Barzaman-Formation, die wahrscheinlich im mittleren Miozän bis späten Pleistozän aus den aufgeschichteten Sedimenten fluvialer Abflußkanäle entstand, eine weitere Gesteinseinheit, die Rückschlüsse auf ein erheblich feuchteres Klima erlaubt. Dieses als Al Batha Einheit bezeichnete Sedimentpaket besteht überwiegend aus Flußschottern, die in mehreren Terrassen abgelagert wurden. Diese unterscheiden sich von der unterlagernden Barzaman-Formation durch ihre geringere Korngröße und ihre schwächere Verfestigung durch Kalzit. Datierungen des Materials durch IRSL erzielte Altersangaben zwischen 87 ± 7 und 151 ± 25 ka B.P., sodaß die Sedimente wahrscheinlich einer Phase verbreiteter fluvialer Erosion während MIS 5e (vor ca. 125.000 Jahren) zugeordnet werden können, als es aufgrund starker monsunaler Niederschläge zu höherem südwärts gerichteten Oberflächenabfluß in der Region kam (RADIES et al. 2004).

Im Bereich des Al Jabin Plateaus im Südosten der Wahiba konnten zwischen der Barzaman-Formation und der Al Batha Einheit die ältesten äolischen Sedimente in dieser Region nachgewiesen werden. Diese – nach seinem räumlichen Auftreten – Al Jabin benannte Einheit (vgl. Abbildung 3.4) entstand vor ca. 160 bis 130 ka B.P. während MIS 6, als bei ariden Klimabedingungen und niedrigem Meeresspiegel bioklastisches Material aus dem Schelfbereich von Südwinden in die heutige Wahiba transportiert wurde. Die äolischen Ablagerungen der Al Jabin Einheit, deren interne Struktur eine Lage der ITCZ nördlich der Wahiba nahelegt, deuten darauf hin, daß die Ur-Wahiba zunächst überwiegend aus Lineardünen bestand, bevor sich zu einem späteren Zeitpunkt während MIS 6 ein komplexeres Muster mit Anteilen von transversen Dünen ausbildete. Innerhalb der Sandsteinformation sind weiterhin biotur-

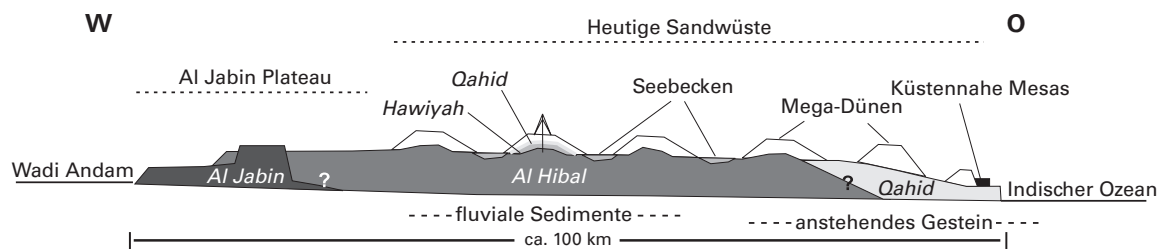


Abbildung 3.4: W/O-Querschnitt durch die Wahiba und Lage der einzelnen Ablagerungseinheiten (verändert nach RADIES et al. 2004:1362).

bierte Horizonte, fossile Böden und Kalkkrusten nachweisbar, die Rückschlüsse auf relativ kurze punktuelle Phasen (im Bereich von Hunderten von Jahren) stärkerer Niederschläge bei vorherrschender Trockenheit zulassen (PREUSSER et al. 2002). Im Übergang zu MIS 5e (Maximum des letzten Interglazials) vor 120.000-130.000 Jahren kam es in dieser Region Ostarabiens in der Folgezeit zu einem dramatischen Anstieg der Humidität, die die flächenhafte fluviatile Erosion zuvor abgelagerter Sedimente begünstigte (PREUSSER et al. 2001) und zur Ablagerung der bereits erwähnten Al Batha Einheit auch im Gebiet des Al Jabin Plateaus führte.

Nach dem Ende der kurzzeitig humideren Bedingungen während MIS 5e setzte während der von zunehmender Aridisierung geprägten MIS 5d ein erneutes Wachstum des Wahiba Ergs ein. Dieses beweisen IRSL-Datierungen an Sedimenten der mehr als 80m mächtigen Al Hibal Einheit in der „Upper“ Wahiba, die ein Alter zwischen 129 ± 11 und 84 ± 7 ka B.P. (im Mittel 105 ± 2 ka B.P.) aufweisen und sich mineralogisch durch ihren höheren Gehalt an siliziklastischen Bestandteilen von der Al Jabin Einheit unterscheiden (Abbildung 3.4). In dieser zweiten Ausbreitungsphase drangen die Sande weiter als während der Al Jabin Periode nach Norden vor, obwohl auch eine vorhergehende Erosion älterer nördlicher Sedimente dieser Art nicht völlig ausgeschlossen werden kann. Das Material für diese Expansion stammte einerseits aus den durch Erosion reaktivierten äolischen Dünenablagerungen der Al Jabin Einheit aber auch aus aufgearbeiteten fluviatilen Sedimenten der Al Batha Einheit und mariner bioklastischer Substanz aus dem Schelfgebiet, die bei einer intensivierten atmosphärischen Zirkulation durch Südwinde nach Norden transportiert wurden. Obwohl trotz eines fallenden Meeresspiegels kein absoluter Tiefstand während MIS 5d vorlag, reichte das verfügbare Sediment aus, um in der zentralen Wahiba ein 90 m mächtiges Paket äolischen Sandes (Al Hibal Einheit) abzulagern, welches die erstmalige Ausbil-

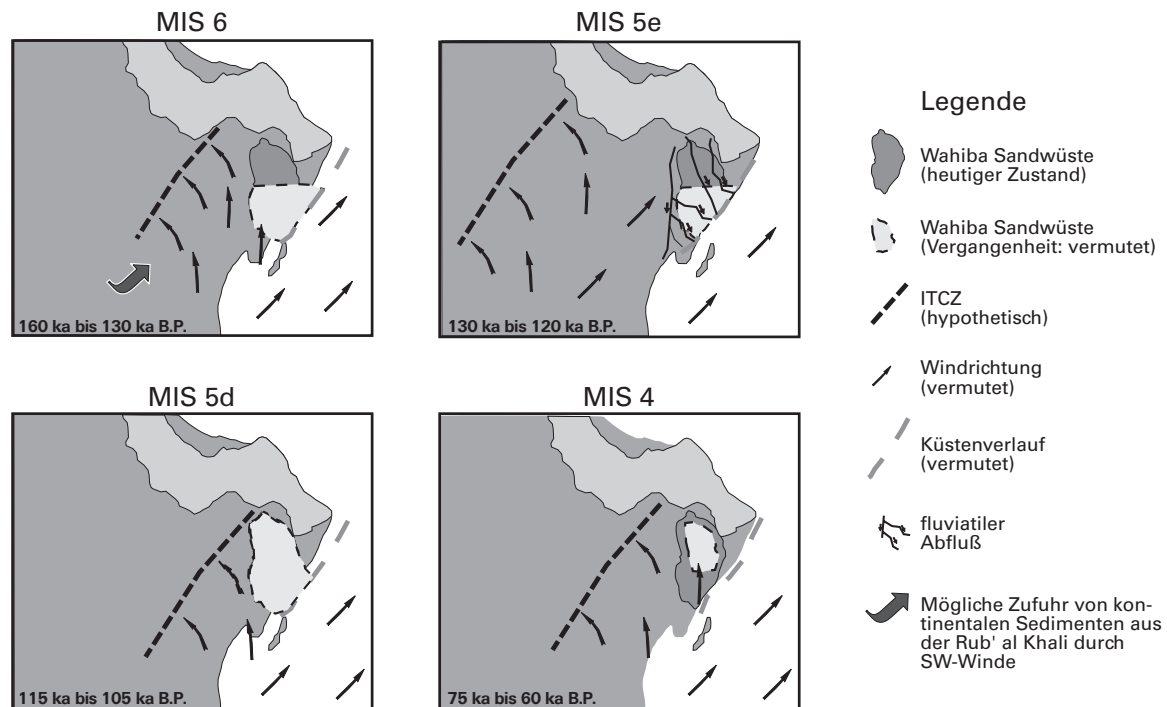


Abbildung 3.5: Entwicklung der Wahiba von MIS 6 bis MIS 4 (verändert nach RADIES et al. 2004:1378).

dung von linearen Megadünen erlaubte (vgl. Abbildung 3.5). Ähnlich wie in der Al Jabin Einheit lassen sich auch in der Al Hibal Einheit vier Paläoböden nachweisen, die Rückschlüsse auf kurze Phasen erhöhter Feuchtigkeit während MIS 5d erlauben.

Äolische Ablagerungen aus der Zeit der MIS 5b und MIS 4 treten nur in Bohrkerne der „Upper“ Wahiba auf und repräsentieren die sogenannte Hawiyah Einheit. Die Überreste aus beiden Phasen bestehen aus kreuzgeschichteten Sandsteinen, die petrographisch den Sedimenten der Al Hibal Einheit entsprechen und wahrscheinlich durch eine Wiederaufarbeitung bereits abgelagerten Materials entstanden (Abbildung 3.5). Während die Sedimente aus MIS 4 durch vier IRSL-Datierungen zwischen $79,9 \pm 7,6$ bis 63 ± 4 ka B.P. zeitlich belegt werden konnten, existiert für MIS 5b nur eine Messung von $90,2 \pm 7,3$ ka B.P. Bodenbildung und vergleichbare Hinweise auf längere Niederschlagsereignisse konnten während dieser Zeiträume nicht dokumentiert werden (zur Altersverteilung der Sedimente siehe Abbildung 3.6) (RADIES et al. 2004).

Über diesen pleistozänen Sedimenten ließen sich weitere äolische Akkumulationsphasen während des letzten glazialen Maximums und im Holozän nachweisen, die in den Kapiteln 5.1 und 6.4 Erwähnung finden und die quartäre Ablagerungssequenz in der Wahiba abschließen (vgl. auch PREUSSER et al. 2005).

Äolianitvorkommen an der Nordküste Omans bei Ras Al Hambrah (westlich von Muskat) haben ihren Ursprung in der Aufbauphase der vorletzten Vereisung um

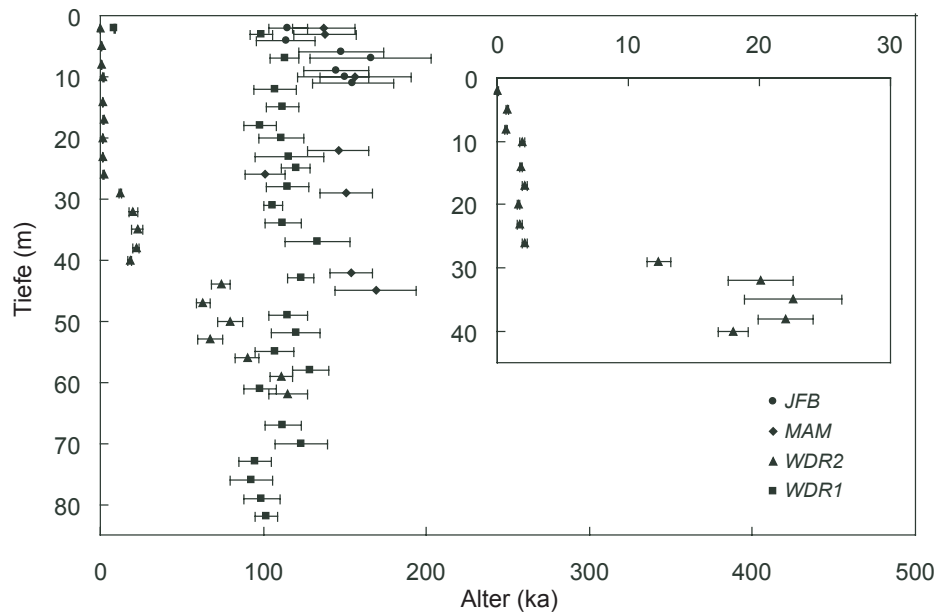


Abbildung 3.6: Altersverteilung optisch datierter Sande aus der Wahiba (nach Tiefe im Bohrkern) (verändert nach STOKES & BRAY 2005:1469 auf der Grundlage von PREUSSER et al. 2002).

ca. 150 ka B.P. Zu dieser Zeit war ein Großteil des kontinentalen Schelfs aufgrund niedrigen Meeresspiegels exponiert und begünstigte die Auswehung zuvor abgelagerter Sedimente (primär fluvial transportierter Sand und Karbonate flach-mariner Herkunft) durch den Nord-Shamal bis an das Omangebirge. Die Zementierung des Materials erfolgte jedoch erst gegen 120 ka B.P., als bei höherem Meeresspiegel und interglazialen Bedingungen die Niederschläge ausreichten und die Windgeschwindigkeit gering genug war, um die unkonsolidierte Sedimentfolge zu verfestigen (GLENNIE & GÖKDAG 1998).

Unverfestigte Sande im Norden der Wahiba (südliches Wadi Batha), die unmittelbar von fluvialen Schottern unterlagert werden (vgl. 3.3), kennzeichnen den frühesten Zeitpunkt äolischer Aktivität in diesem Teil Omans. Sie wurden auf 117 ± 12 ka B.P. und 110 ± 11 ka B.P. datiert und lagerten sich in der Spätphase des letzten Interglazials ab, als die Klimaverhältnisse äolische Akkumulation begünstigten.

STOKES & BRAY (2005) untersuchten die Ablagerungsgeschichte äolischer Sedimente im Gebiet der Liwa Oasen (UAE). Das Untersuchungsgebiet teilt sich in die nördliche Region von Al Qâfa, die heute von 15-60 m hohen transversen Dünen geprägt wird, und die Liwa Oasen selbst mit ihren bis zu 160 m hohen Mega-Barchanen auf. Beide Bereiche werden von einer halbmondförmigen natürlichen Grenze getrennt, die sich durch einen Höhenabfall in N-S-Richtung von 150 m auf 85 m über NN auszeichnet (EL-SAYED 2000). Bohrungen durch die Sedimente der Mega-Barchane und die Analyse

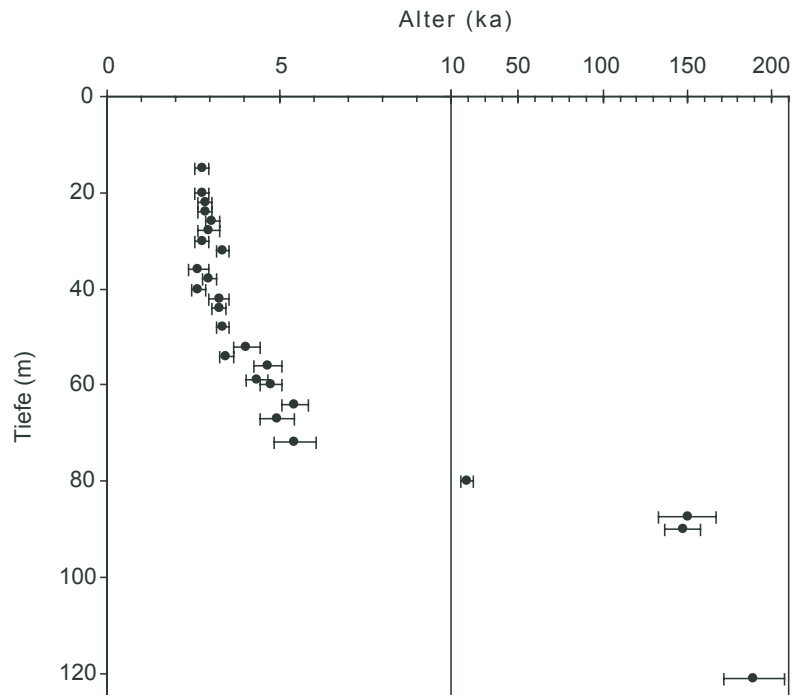


Abbildung 3.7: Lumineszenz-Datierungen in Abhängigkeit von der Tiefe im Bohrkern LIWA/40/A und B (verändert nach STOKES & BRAY 2005:1476).

einer Paläodüne sowie einer kleinen Mesa wiesen in erster Linie zwei Arten von Ablagerungen nach. Die obersten 80 m der Bohrung wurden durch äolische feinelaminierte Sande dominiert, während in größeren Tiefen vielfältige fluviolakustrine Sedimente, die in die äolischen Ablagerungen eingebettet wurden, nachgewiesen werden konnten.

Obwohl bislang kaum direkte Hinweise und Datierungen existieren, die auf hohe Aridität und damit verbundenen äolischen Sandtransport während MIS 2 (LGM) hindeuten, wurde bislang der Zeitraum, der zwischen der spät-pleistozänen Feuchtphase und dem holozänen Klimaoptimum liegt, als hyperarid definiert. Daher sollten in einem Bohrkern, der ein Sedimentpaket quartärer äolischer Sande von über 100 Metern erschließt, MIS 2-Ablagerungen nachweisbar sein. STOKES & BRAY (2005) konnten in Al Liwa jedoch kaum äolische Aktivität während MIS 2 in der Region belegen. Der Großteil der Datierungen ($n=56$) zeigte ein Alter, daß auf interglaziale Ablagerungsbedingungen während MIS 5 (130-175 ka B.P.) und MIS 1 (7-2,8 ka B.P.) hindeutet (vgl. Abbildung 3.7). Dieses Ergebnis ist in guter Übereinstimmung mit den Annahmen von HADLEY et al. (1998) und WILLIAMS & WALKDEN (2001, 2002), die für die Ablagerung der verbreitet in Abu Dhabi und der Liwa Region vorkommenden Paläodünen ein Alter von mehr als 160.000 Jahren angeben.

In die gleiche Zeitspanne fallen sowohl weitere leicht zementierte Dünensande aus der Al Liwa Region der Vereinigten Arabischen Emirate, die ein Alter von 141 ± 88 ka B.P. aufweisen, als auch unveröffentlichte Erfassungen der Universität von Aberdeen in unmittelbarer Nähe der ersten Datierung, deren Ablagerungszeitpunkte sich im Zeitraum von ca. 140 ka bis 175 ka B.P. gruppieren. Das datierte Material tritt an den Flanken kleiner Mesas, die von einer Deckschicht aus Gypcrete und Calcrete vor Erosion bewahrt wurden, über der heutigen Sebkhaoberfläche ans Tageslicht und wird von JUYAL et al. (1998) mit dem Maximum bzw. dem Aufbau der vorletzten Vereisung assoziiert. Zusammen mit den Ergebnissen von GLENNIE (1998), GOODALL (1995) und PUGH (1997) vermuten GLENNIE & SINGHVI (2002) aufgrund dieser Altersangaben äolische Akkumulationsphasen im Bereich der südöstlichen Rub' al Khali von 130-160 ka, 115, 110 und 50-60 ka B.P. (= MIS 6-3). Betrachtet man jedoch die zum Teil großen Fehlertoleranzen der einzelnen Datierungen, so lassen sich allenfalls Untergruppen für den Zeitraum der MIS 1-2 und MIS 5 bilden, während der Nachweis von Aktivität während MIS 3, 4 und 6 hochspekulativ ist (STOKES & BRAY 2005).

Die Erhaltung äolischer Sedimente aus der interglazialen Phase MIS 5, die nicht nur in der Al Liwa Region, sondern auch in der Wahiba nachweisbar sind (RADIES et al. 2004; s.o.), und das beinahe völlige Fehlen von Sedimenten aus der hyperariden LGM (MIS 2) (vgl. Abbildung 3.8) wirft daher einerseits Fragen nach dem Transportmuster äolischen Materials in der südöstlichen Rub' al Khali auf und stellt andererseits bisherige Annahmen zur Erhaltung und Ablagerung von Sedimenten während interglazialer/glazialer Wechsel zur Diskussion.

Einen ersten Hinweis auf die quartäre Ablagerungshistorie im Westen Abu Dhabis liefert die unterschiedliche Anordnung der Sedimente in Al Qâfa im Norden und Al Liwa im Süden. Während im höher gelegenen Al Qâfa die modernen äolischen Sande direkt über den Ablagerungen der MIS 5 lagern, haben sich in den tiefer liegenden Liwa Oasen vereinzelt Reste von MIS 2-Sedimenten erhalten und im Holozän Mega-Barchane ausgebildet. Aufschlüsse an einer Paläodüne und einer kleinen Mesa deuten darauf hin, daß die MIS 5-Sedimente vor ca. 80.000-110.000 Jahren unter ähnlichen Bedingungen (wandernde und wiederaufgearbeitete Dünen mit relativ hohen Akkumulationsraten) entstanden, wie die holozänen Ablagerungen. Diese Parallelität unterstützt Vermutungen von HADLEY et al. (1998) und PREUSSER et al. (2002), daß eine heutige atmosphärische Zirkulation pleistozäne Winde und damit Ablagerungsrichtungen erklären kann und nicht glaziale „Extrembedingungen“ als ursächlicher Faktor nötig sind.

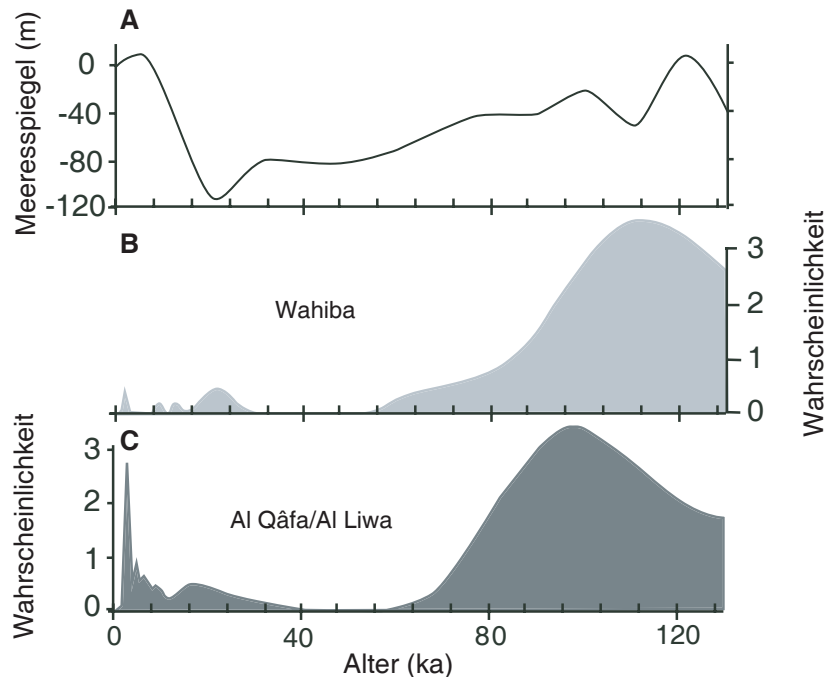


Abbildung 3.8: Meeresspiegelschwankungen während der letzten 120.000 Jahre (A); Wahrscheinlichkeitsdichte-Funktion für das Alter äolischer Sedimente in der Wahiba (B) (PREUSSER et al. 2002) und in der Al Qâfa/Al Liwa-Region der UAE (C) (verändert nach STOKES & BRAY 2005:1478).

Da weder die Klimabedingungen, noch die Transportkapazität des Windes und die Materialzufuhr aus dem Arabischen Golf eine Ursache für das Fehlen von signifikanten Sedimenten aus der MIS 2 liefern können, scheint daher die mangelhafte Erhaltung der äolischen Sande über geologische Zeiträume für die Nachweislücke verantwortlich zu sein. Ein mögliches Szenario beruht auf einer hohen Sedimentverfügbarkeit während der letzten glazialen Phase durch das Trockenfallen des Arabischen Golfes. Dieses Material wurde zunächst durch Shamalwinde aus NNW an die Küste und später in die Liwa Region der Vereinigten Arabischen Emirate transportiert, wo es sich aufgrund der veränderten Höhenlage (Senke) und der damit verbundenen geringeren Transportkapazität in großen Mengen ablagerte. Diese Sedimente blieben jedoch nur zu einem geringen Teil erhalten, da sich mit einem Meeresspiegelanstieg, der sein Maximum gegen 6 ka B.P. erreichte, der Sedimentnachschub an der Küste minimierte und eine Erosion und Wiederaufarbeitung der bereits als Dünen abgelagerten Sedimente begann und sich neue holozäne Akkumulationen in der Liwa Senke bildeten.

Der Unterschied zwischen dem Erhaltungszustand der äolischen Sedimente aus MIS 5 und MIS 2 zeigt eindeutig, daß entsprechende Ablagerungen nur dann im Verbund konserviert werden, wenn klimatische oder tektonische Veränderungen (Anstieg

des Grundwasserspiegels, Beckenabsenkung etc.) die Abtragung der Akkumulationen durch anschließende Trockenphasen verhindern. Damit kann ein Teil des heute noch erhaltenen äolischen Materials aus dem Quartär auch nicht als Indikator für Aridität gewertet werden, sondern spiegelt einen Zeitpunkt wider, der von einem Übergang von aridem zu feuchterem Klima – und damit besseren Erhaltungsbedingungen – geprägt war.

Ein Vergleich zwischen dem Alter der konservierten Ablagerungen und langfristigen Klimatrends verdeutlicht, daß sich äolische Sedimente in der Liwa Region nicht in Haupttrockenphasen, sondern überwiegend während interglazialer humider Phasen ablagerten, die von einem Maximum der Umlaufbahnexzentrizität geprägt wurden (MIS 5 und MIS 1). MIS 5 und MIS 1 wiesen – im Gegensatz zu den Feuchtphasen der dazwischenliegenden Isotopenstadien – einem hohen globalen Meeresspiegel auf, der über seine Auswirkungen auf den Sedimentnachschub, die Monsunstärke und den regionalen Grundwasserspiegel ein entscheidendes Kriterium für den Erhalt von äolischen Ablagerungen in Al Liwa und der Wahiba (vgl. PREUSSER et al. 2002) über längere Zeiträume zu sein scheint (siehe auch Abbildung 3.8). Spätere Feuchtphasen von 25-35 ka B.P. und von 6-10 ka B.P. hatten ihre Ursache in einem Präzessionsmaximum auf der Nordhalbkugel, das zwar für eine stärkere Ausprägung des Monsunsystems und damit auf der Arabischen Halbinsel verbreitet zu Seeablagerungen etc. führte, jedoch nicht mit einem hohen Anstieg des Meeresspiegels verbunden war. Daher ist es wahrscheinlich, daß die Liwa Region während MIS 2 zwar von starken Dünenbewegungen geprägt war, die präzessionalen Niederschläge aber nicht ausreichten, um die äolischen Ablagerungen durch Grundwasserspiegelanstieg etc. dauerhaft zu konservieren (STOKES & BRAY 2005). Die größere Anzahl von Proben aus der Wahiba (RADIES et al. 2004), die in die MIS 4 und MIS 2 datieren, lassen sich durch die unterschiedliche Struktur der Ablagerungen erklären. Während die Al Liwa Region von transversen Dünen und Mega-Barchanen geprägt wurde (Hinweise in Paläodünen und Reststufen), bilden lineare Elemente den Hauptdümentyp in großen Teilen der Wahiba. Barchane und transverse Dünen unterliegen in ihrer Entstehung ständigen Phasen von Erosion und Akkumulation, so daß der dauerhafte Erhalt der Ablagerungen über längere Trockenphasen bereits durch ihre strukturellen Entwicklungsbedingungen benachteiligt wird. Lineare Dünen werden dagegen als vergleichsweise stationäre äolische Akkumulationen angesehen, die sich nur zu einem geringen Ausmaß selbst recyceln, kaum laterale Verlagerungen zeigen und durch Verlängerung ihrer Längsachse wachsen. Obwohl die Entstehungsbedingungen von Lineardünen – und damit ihr Erhalt und ihre Eignung für die Rekonstruktion von Trockenphasen – nicht unumstritten sind

(vgl. MUNYIKWA 2005), erhöht ihr stabilerer Zustand jedoch die Wahrscheinlichkeit einer detaillierteren Ablagerungschronologie und erklärt damit das häufigere Vorkommen von MIS 4 und MIS 2 Ablagerungen in der Wahiba.

WILLIAMS & WALKDEN (2001, 2002) konnten an der Küste Abu Dhabis und Qatars drei pleistozäne Formationen nachweisen, deren Entstehung auf Meeresspiegelschwankungen und Klimaveränderungen zurückzuführen ist. Die älteste dieser Ablagerungen entspricht der Ghayathi-Formation von HADLEY et al. (1998) und besteht aus gemischt klastisch/karbonatreichen Äolianiten, die in Abu Dhabi und an der Ostküste Saudi Arabiens bis zu 80 Kilometer im Inland vorkommen. Bei der Ghayathi-Formation, die wahrscheinlich im mittleren bis späten Pleistozän (> 160 ka B.P.) entstand und aus einer komplexen Verschmelzung mehrerer chronostratigraphischer Einheiten besteht, handelt es sich um ein regressives Äolianit, das sich durch Wiederaufarbeitung von Küsten- und Flachwassersedimenten während und nach dem Meeresspiegelabfall in MIS 6 bildete. Diese äolischen Sedimente wurden ursprünglich in Form von Barchanen abgelagert, zu einem späteren Zeitpunkt aber durch höhere Windgeschwindigkeiten und dessen Richtungswechsel von NNW zu WNW zu linearen Dünen umgeformt. Da sich diese Sedimente offenbar über einen längeren Zeitraum ungestört akkumulieren und Umformungsprozesse nicht durch signifikante Verfestigungen erschwert wurden, ist die Ghayathi-Formation in Abu Dhabi wahrscheinlich unter konstant ariden Bedingungen entstanden, die äolische Morphodynamik begünstigten. Die Verfestigung der Sedimente erfolgte erst zu einem späteren Zeitpunkt, als eine erneute marine Transgression einsetzte. Ausdehnung und Mächtigkeit der Ablagerungen deuten ebenfalls darauf hin, daß zur Entstehungszeit dieser Formation ein großer Teil der Küste Abu Dhabis starker Deflation unterlag.

Über den Äolianiten der Ghayathi-Formation lagern die Sedimente der Aradah-Formation, die von WILLIAMS & WALKDEN (2001, 2002) jedoch nicht weiter untersucht wurden, Sie bestehen aus kontinentalen Sebkhablagerungen und befinden sich überwiegend im Südteil des Emirats Abu Dhabi.

Die Sedimente der Fuwayrit-Formation lagern in Qatar direkt über eozänem Material, während sie in Abu Dhabi verbreitet als Zeugenberge über der Ghayathi-Formation zu finden sind. Sie bestehen überwiegend aus äolischen Karbonaten flachmariner und mariner Herkunft, die bei einem steigenden bzw. hohen Meeresspiegel entstanden, und lassen sich anhand von zwei subaërischen Erosionsflächen in drei Abschnitte unterteilen. Futaisi- (ältester Teil) und Dabb'iya-Einheit (mittlerer Teil) bestehen aus flachmarinen Sedimenten, die maximal 1,5 m bzw. 6,0 m oberhalb des heutigen Meeresspiegels abgelagert wurden. Die jüngste Al Wusayl-Einheit, die nur in Qatar nach-

gewiesen werden konnte und überwiegend aus oolithischem Material besteht, ähnelt in ihrer Morphologie „coastal ridges“ und wurde von auflandigen Winden bis zu 20 m über dem heutigen Meeresspiegelniveau abgelagert.

Unter Berücksichtigung vergleichbarer Ablagerungen in der Region und anderen Teilen der Erde entstand die Fuwayrit-Formation bei der marinen Transgression während des letzten Interglazial (MIS 5e). Während dieser Zeit konnten zwei Hochstände von 1,5 m und 6 m (bei einem zwischenzeitigen Tiefststand von nicht weniger als 24 m unter heutigem Meeresspiegel) nachgewiesen werden, die den Ablagerungen der Futaisi- und Dabb'iya-Einheit entsprechen. Anschließend fiel der Meeresspiegel erneut auf -23 m, um in der Folgezeit wieder auf -7 bis -17 m unter heutigem Niveau zu steigen (WILLIAMS & WALKDEN 2001, 2002). Paläokarst-Löcher in den oberen Bereichen der Fuwayrit-Formation werden von WILLIAMS & WALKDEN (2002) als ehemalige Standorte von Bäumen und Sträuchern interpretiert und deuten damit auf mindestens eine pluviale Phase während der Ablagerung in MIS 5e hin.

Eine ähnliche stratigraphische Anordnung wie bei WILLIAMS & WALKDEN (2001, 2002) beschreibt KIRKHAM (1998) an der Küste Abu Dhabis, wo schmale lineare Relikte aus kalkreichem Äolianit auf die frühere Existenz von Lineardünen hinweisen. Diese Paläodünen wurden zu einem späteren Zeitpunkt von marinen Sedimenten überlagert, die in der weiteren Entwicklungsgeschichte als Erosionsschutz dienen und alte Strukturen konservieren sollten. Während die Dünenreste aufgrund ihrer Struktur dem vorletzten Glazial von ca. 190 ka B.P. bis 125 ka B.P. zugeordnet werden, korrelieren die Meeresablagerungen mit einer marinen Transgression während des anschließenden Interglazials von 125 ka bis 75 ka B.P. (KIRKHAM 1998). Lage und Ausprägung der von WILLIAMS & WALKDEN (2001, 2002) und KIRKHAM (1998) beschriebenen Ablagerungsfolgen deuten – trotz fehlender absoluter Datierungen – daraufhin, daß beide einer identischen Folge von transgressiven und regressiven Elementen während des letzten Interglazials ihre Entstehung verdanken.

Diese Chronologie von Ablagerungsereignissen und ihre Verbindung zu Meeresspiegelschwankungen findet sich auch in Untersuchungen auf Marawah Island vor der Küste Abu Dhabis wieder. Über den Resten einer pleistozänen Riff-Umwelt aus der Zeit von > 190 ka B.P., die bislang ohne eine vergleichbare Analogie in der Region ist und nach ihrer Entstehung aufgrund eines fallenden Meeresspiegels wiederholt freigelegt und erodiert wurde, finden sich äolische Sedimente sowohl siliziklastischer als auch karbonatreicher Ausprägung, die sich bis unter den heutigen Meeresspiegel ausbreiten. Lage und Beschaffenheit des zu Äolianit verfestigten Materials deuten darauf hin, daß diese Ablagerung zu einer Zeit fallenden Meeresspiegels und bei einer

Windrichtung aus Nordwest entstand. Zwischen ca. 125 bis 75 ka B.P. wurden diese während einer transgressiven Phase von marinen Sedimenten überlagert, die heute einen Kalksandstein bilden. An einigen Stellen von Marawah Island folgen auf den Korallenkalkstein der Riff-Phase unmittelbar die Sedimente der marinen Transgression, da das Äolianit durch die mit dem Meeresspiegelanstieg verbundene Erosion komplett abgetragen wurde. Zwei anschließende Regressionsphasen konnten vor der Küste Abu Dhabis zwar anhand der Ablagerungssequenz auf Marawah Island nachgewiesen aber nicht genau zeitlich zugeordnet werden. Während der erste Zeitraum fallenden Meeresspiegels von der lateralen Ablagerung von Strandrücken geprägt war, unterlagen die Sedimente in der zweiten Phase starker subaërischer Erosion, die wahrscheinlich auf äolische Deflation und zu einem geringen Teil auf fluviale Abtragung zurückzuführen ist (EVANS et al. 2002).

Eine Vielzahl der rezenten Dünen in den Vereinigten Arabischen Emiraten weist ähnliche lineare äolianitische Nuklei – wie bei KIRKHAM (1998) beschrieben – auf, deren Alter noch weitestgehend unbekannt ist. Die wenigen existierenden Datierungen sowie ihre ablagerungsgeschichtliche Anordnung deuten auf ein deutlich höheres Alter der zementierten Sande gegenüber den sie überdeckenden unverfestigten Sedimenten hin. Die heutige Anordnung der Dünensysteme in den nördlichen Ausläufern der Rub' al Khali könnte somit die Umwelt- und Windbedingungen während der pleistozänen Entstehungsphase der äolianitischen Paläoformen widerspiegeln, die lediglich durch geologisch jüngere Depositionsprozesse überformt und modifiziert wurden (GLENNIE 1994).

Eine große Anzahl der Mega- und Mesodünen der Vereinigten Arabischen Emirate wird von zementierten karbonatreichen Dünensanden unterlagert, die bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt undatiert sind (s.o.). GLENNIE (1997) vergleicht diese Ablagerungen mit zwei ähnlichen äolianitischen Sequenzen im Südosten Omans, die voneinander durch ein schmales Band aus Muschel- und Schneckenschalen getrennt werden. Diese dünne Schicht, die definitiv einer marinen Transgression zugeschrieben werden kann, wurde von GARDNER (1988) mittels der C^{14} -Methode auf >31 ka B.P. datiert. Da Altersberechnungen auf der Grundlage des radioaktiven Zerfalls des instabilen Kohlenstoff 14-Isotops in stabiles N^{14} nur für eine Zeitspanne von ca. 30.000 Jahren zuverlässige Angaben liefern und größere Werte lediglich als Indikator für ein höheres Alter gewertet werden können (ROBERTS 1998), ordnet GLENNIE (1996, 1997) diese marinen Sedimente einer ausgeprägten interglazialen Periode um 120 ka B.P. zu, als der Meeresspiegel um 6-8 Meter höher als heute war. Die unterlagernden zementierten Sande könnten somit in ihrer Entstehung bis in die Zeit von 180 ka bis 150 ka B.P. zurückreichen, in der sich das vorletzte Glazial langsam aufbaute.

Äolianite aus den zentralen UAE kennzeichnen aride Stadien in der Entwicklung zum letzten glazialen Maximum (LGM) hin. Zwei kreuzgeschichtete Formationen zementierten Sandes werden dort von einer Lage horizontal angeordneter Sedimente hohen Karbonatanteils getrennt, die Rhizokonkretionen aufweisen und damit einer humiden Interimsphase mit Sebkha- oder lakustrinen Bedingungen zugeordnet werden können. Die ältere der beiden Äolianit-Ablagerungen weist ein Alter von 99 ± 14 ka B.P. auf, während die jüngere einen Lumineszenz-Wert von 64 ± 23 ka B.P. erhielt, so daß sich die zwischenzeitliche Feuchteperiode auf den Zeitraum von 99 ka bis 64 ka B.P. eingrenzen läßt. Datierungen der Universität von Aberdeen unterstützen die These eines ariden Klimas nach 65 ka B.P. und weisen eine Konzentration der Werte zwischen 60 ka und 50 ka B.P. auf (JUYAL et al. 1998).

Leicht zementierte Dünensande aus der Umgebung der Liwa-Oase (UAE) mit einem Alter von $40 \pm 4,5$ ka B.P. und Äolianite in den Emirat Ras Al Khaimah, die vor 42.000 bis 34.000 Jahren abgelagert wurden, geben Hinweise auf eine weitere aride Phase, die die Region während des Aufbaus der letzten Vereisung prägte (JUYAL et al. 1998, DALONGEVILLE et al. 1992).

Diese Angaben ähneln Untersuchungen von AL-JUAIDI et al. (2003), die das Fehlen fluviatiler Ablagerungen für den Zeitraum von 47 ka bis 40 ka B.P. innerhalb einer Sequenz von Auswaschungssedimenten bei Al-Harmaliah im Osten des Arabischen Schildes als Hinweis auf aride Bedingungen während dieses Zeitabschnitts deuten.

Unter Berücksichtigung bestehender und neu gewonnener Daten fassen LANCASTER et al. (2003) die Altersdatierungen für die Vereinigten Arabischen Emirate in mögliche Dünenbildungsphasen zusammen. Dabei unterscheiden sie regional zwischen küstennahen äolischen Sedimenten der nördlichen Emirate und Ablagerungen in der Liwa Region sowie zwischen verfestigtem Material (Äolianit) und aktiven Dünen. Während die bioklastischen Äolianite der Küstenregion bei niedrigem Meeresspiegel im Zeitraum von 129-164 ka, 99-113 ka, 34-64 ka und 22-18 ka B.P. unter Winden aus NW-NNW entstanden, bildeten sich die überlagernden quarzreichen Lineardünen in O-W bis SW-NO-Ausrichtung von 31-42 ka, 15-18 ka (vgl. auch LANCASTER et al. 2004) und 12-9 ka B.P. aus. Die Daten für die Äolianite in der Liwa Region mit Entstehungszeiten um 141 ka, 106 ka, 40 ka, 26 ka, 12 ka und 4-6 ka B.P. weisen jedoch nur geringe Übereinstimmungen mit den küstennahen Äolianiten auf, welches LANCASTER et al. (2003) zu der Vermutung veranlaßt, daß die Dünenaktivität im Süden der Emirate weniger vom Meeresspiegel, sondern überwiegend von Klimafaktoren kontrolliert wurde. Diese Annahme widerspricht jedoch neueren Untersuchungen von STOKES & BRAY (2005), die den Erhalt von äolischen Ablagerungen in Al Liwa von einem hohen

Meeresspiegel abhängig machen (s.o.), sodaß ein dichteres Beprobungsnetz und damit zahlreichere absolute Datierungen nötig sind, um sichere Aussagen über Dünenbildungsphasen und deren Erhalt in den verschiedenen Gebieten der Vereinigten Arabischen Emirate treffen zu können.

Wären uns alle Naturgesetze bekannt, brauchten wir nur eine einzelne Tatsache oder die Beschreibung einer einzelnen Erscheinung, und wir könnten alles Weitere daraus erschließen. Jetzt kennen wir nur einige wenige Gesetze, und unsere Folgerungen werden verfälscht, nicht weil in der Natur ein Durcheinander herrschte, sondern lediglich dadurch, daß in der Berechnung zu viele Unbekannte vorkommen. Gesetzmäßigkeit und Harmonie entdecken wir nur dort, wo unser Wissen zureicht, doch die Harmonie, die sich aus dem Zusammenwirken einer weit größeren Zahl sich scheinbar widersprechender, in Wirklichkeit aber einander ergänzender (uns jedoch unbekannter) Gesetze ergibt, ist noch viel erstaunlicher.

Henry Thoreau (1854)

4 Die spät-pleistozäne humide Phase

4.1 Seeablagerungen und Sebkhas

Eine der wenigen Möglichkeiten, datierbares Material in Sandwüstenbereichen mit langer arider Geschichte zu finden, besteht in der Existenz von fossilen Seesedimenten, die während humiderer Phasen des Quartärs zwischen oder auf den Dünen abgelagert wurden.

Die ausführlichste dieser Erfassungen stammt aus der südöstlichen Rub' al Khali und dem Gebiet des fossilen Lake Mundafans am Fuße der Al Arid Schichtstufe in Saudi Arabien (McCLURE 1984, 1978, 1976, CLARK 1989). Die älteste der dort nachgewiesenen humiden Phasen konnte anhand von Datierungen der abgelagerten Mergel und Muschelschalen dem späten Pleistozän von 37 ka bis 20 ka B.P. zugeordnet werden. Zu dieser Zeit war die Landschaft der südöstlichen Rub' al Khali durch den Wechsel von linearen Dünenelementen und flachen Zwischendünenbereichen geprägt. Die Vorgänger des heutigen Dünensystems wiesen abgerundete Kammlinien aber kaum steile Abhänge auf, welches auf vergleichsweise niedrige Windgeschwindigkeiten bei ihrer Entstehung hindeutet. Am Dünenfuß oder in Zwischendünenbereichen bildeten sich auf älterem Alluvium nach diskontinuierlichen und sporadisch verteilten monsonalen Sommerniederschlägen längliche, schmale Seen aus, die in einigen Gebieten eine Länge von mehreren Kilometern erreichten. In der nordöstlichen Rub' al Khali, die weniger durch Lineardünen als durch flache Sanddecken geprägt war, entwickelte sich ein komplexes Muster aus kleinen verstreuten Seen, die sich in vereinzelt auftretenden topographischen Senken ausbildeten (vgl. Abbildung 4.1) (McCLURE 1984).

Nahezu sämtliche Seen und Tümpel waren geschlossene Systeme, die weder kontinuierlichen Zu- noch Abfluß aufwiesen, sondern häufig im Zuge nur eines Niederschlagsereignisses entstanden. Eine Ausnahme bildet Lake Mundafan, der sich während seiner maximalen Ausdehnung im späten Pleistozän nahezu 150 km entlang der Al Arid Schichtstufe erstreckte. Abfluß war in diesen Fall nicht nur auf sporadisch auftretende lokale Niederschläge beschränkt, sondern bestand aus dem Zusammenfluß mehrerer Wadis, die ihr Einzugsgebiet im Bereich des Jebel Tuwaiq und Wajid Plateau hatten (vgl. Abbildung 4.2) (McCLURE 1976).

Fehlende Salzablagerungen und das Auftreten fossiler Sedimente in unterschiedlichen Höhengniveaus (besonders bei späteren holozänen Seen; siehe Kapitel 6.1) sprechen gegen den Einfluß eines regionalen Grundwasserspiegels auf die Seeausbildung. Abfluß an der Hangoberfläche sowie oberflächennahe Perkolation von



Abbildung 4.1: Pleistozäne Seeablagerungen in der südwestlichen Rub' al Khali (Photo: H. McCLORE/Saudi Aramco World/MJ1989/PADIA2275_077).

Infiltrationswasser trennte feine Schluff- und Tonbestandteile von der gröberen Sandfraktion und transportierte sie bis in kleine Vertiefungen. Diese Ablagerungen bildeten innerhalb kürzester Zeit eine wasserstauende Schicht aus, die keine Versickerung in tiefere Bodenschichten mehr zuließ und durch weitere Sedimentationszyklen kontinuierlich verstärkt wurde. Wasserverlust war folglich nur durch Verdunstung möglich. Rückschlüsse auf die Tiefe der pleistozänen Seen sind nur bedingt möglich, da die anschließende Erosion unter Umständen zu einem Verlust der ursprünglichen Form bzw. Mächtigkeit der Ablagerungen geführt hat. Es handelte sich jedoch wahrscheinlich um flache, aber ausgedehnte Seen, welches seinerseits die Vermutung eines schwach ausgeprägten Dünenreliefs gegen Ende des Pleistozäns unterstützt (McCLURE 1984). Ihrer Morphologie entsprechend besaßen die Seen nur eine kurze Lebensdauer (Monate bis wenige Jahre), die jedoch ausreichte, um die Entwicklung größerer Populationen von Süßwasserschnecken und -mollusken zu ermöglichen. In den oberen Bereichen der Ablagerungen finden sich Hinweise auf Foraminiferen der Brackwasserzone, die auf alkalische Bedingungen bei der Austrocknung hinweisen. Diese begann wahrscheinlich gegen 20 ka B.P. und erreichte ihr Maximum während des LGMs (vgl. Abbildung 4.3) (McCLURE 1978).

Erste Ergebnisse einer Studie aus Urq bani Ma'Arif im Südwesten der Rub' al Khali bestätigen die Existenz einer spät-pleistozänen Seeausbildungsphase in dieser Region Saudi Arabiens. Datierungen an Überresten von Turmdeckelschnecken (*Mela-*

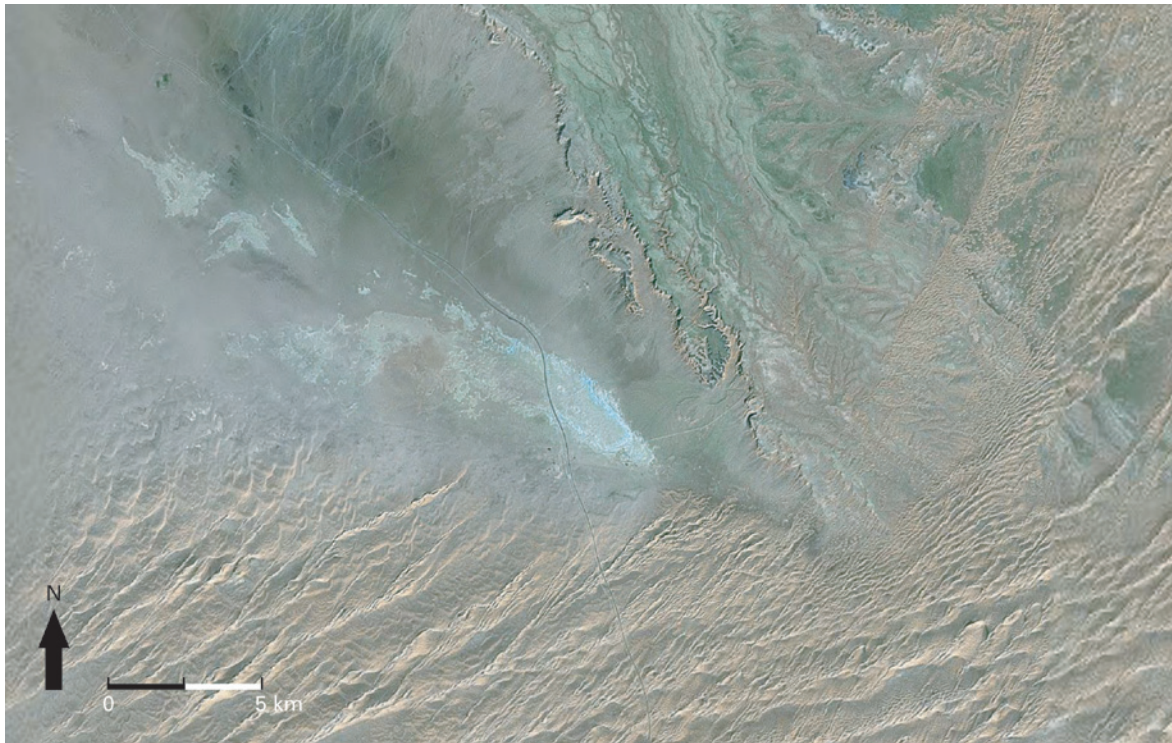


Abbildung 4.2: Fossile Überreste des Lake Mundafans. Der ehemalige Grund des pleistozänen Sees zeichnet sich heute im Satellitenbild als weiße Trübung in der Bildmitte ab. Nördlich daran angrenzend die Al Arid Schichtstufe und im Süden und Südosten die Ausläufer der Rub' al Khali. Bildmittelpunkt ca. 18°33'N/45°20'O. (Quelle: Google Earth).

noides tuberculata) in fossilen lakustrinen Sedimenten des Urq bani Ma'Arif weisen zwei Ablagerungsphasen von 28.700 bis 29.500 Jahren B.P. und von 35.800 bis 40.450 Jahren B.P. nach. Diese Daten stimmen gut mit den älteren Ergebnissen von McCURE (1984) überein und bestätigen die Annahme, daß die Feuchtigkeit zwischen 30 ka und 35 ka B.P. kaum ausreichte, um ausgedehnte Seen in den Sandwüstengebieten Saudi Arabiens entstehen zu lassen (POTTS 2001).

Neben lakustrinen Sedimenten konnten in der Umgebung der ehemaligen Seen der Rub' al Khali auch vereinzelt Oberflächenverkrustungen nachgewiesen werden, die ebenfalls auf signifikant höhere Niederschläge in der Zeit zwischen 27 und 30 ka B.P. hinweisen. Die genaue Interpretation sowie die Aussagekraft der Altersangaben ist bislang jedoch unklar (vgl. Kapitel 3.5), so daß eine zeitlich frühere Entstehung aufgrund der stratigraphischen Anordnung durchaus möglich ist (WHITNEY et al. 1983).

Weite Bereiche der damaligen Dünenlandschaft wurden von einer ähnlichen Vegetation wie heute bedeckt. Dabei handelte es sich verbreitet um Grasland und Savanne mit niedrigen Büschen. In der Nähe der Seen traten weiterhin verbreitet Wasserpflanzen wie *Phragmites*- oder *Typha*-Arten als Umrahmung auf. Im Gegensatz zu den rezenten Verhältnissen war die Vegetationsbedeckung jedoch bedeutend dichter und

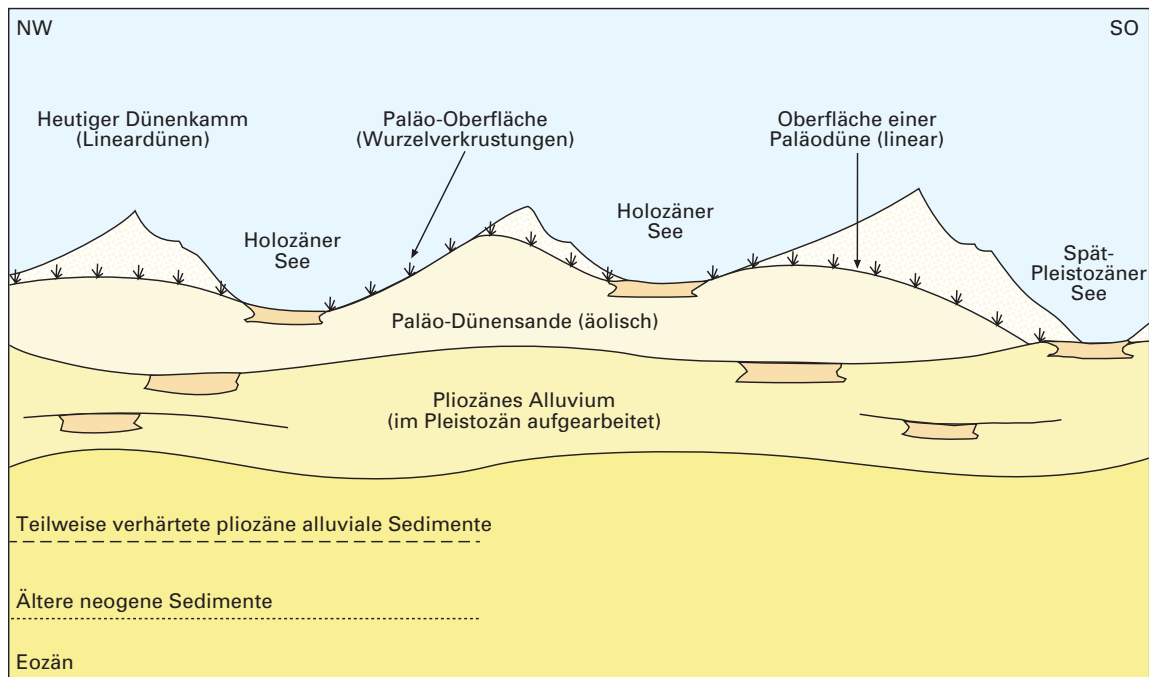


Abbildung 4.3: Stratigraphisches Profil quartärer Sedimente in der südwestlichen Rub' al Khali (nicht maßstäblich) (verändert nach McCURE 1978:258).

üppiger, welches die Existenz von Wasserbüffeln, Flußpferden und Gazellen in einem heute von Hyperaridität geprägten Gebiet erlaubte.

Anhand von Art und Verbreitung der pleistozänen Flora schließt McCURE (1984) auf ein warmes, aber nicht hyperarides Klima von 35 ka bis 20 ka B.P., das wahrscheinlich geringere Verdunstungsraten – z.B. durch niedrige Temperaturen oder hohe Wolken-dichte – als heute aufwies. Geochemische Prozesse bei der Entstehung der Seeab-lagerungen werden durch höhere Temperaturen begünstigt. Dies kann jedoch nur bedingt als Indikator für wärmere Verhältnisse gewertet werden, da eine Vielzahl an-derer Vorgänge an der Entstehung beteiligt sind. Die Tatsache, daß die Mehrzahl der Seen während einzelner Regenereignisse entstand, spricht für eine Verbindung der Niederschläge mit dem Sommer-Monsun über dem Indischen Ozean, der heute nur noch die südlichsten Hochlandbereiche der Arabischen Halbinsel streift und zu da-maliger Zeit offensichtlich im südöstlichen Teil der Rub' al Khali für lokal begrenzte Humidität sorgte (McCURE 1984).

In der gleichen Region der Rub' al Khali untersuchte EL-MOSLIMANY (1983) ähnli-che fossile Seeablagerungen auf ihren Gehalt an Pflanzenpollen. Allerdings konnte nur in wenigen Proben verwertbares Material nachgewiesen werden, da während des Wechselspiels zwischen Austrocknung und feuchten Verhältnissen innerhalb des ehemaligen Beckens ein Großteil der Pollen korrodiert wurde. Trotzdem ließen sich

eine Reihe „exotischer“ Arten dokumentieren, zu denen keine rezenten Nachfolger in diesem Bereich existieren. So deutet das Vorkommen von *Betula*- und *Alnus*-Arten, deren Verbreitungsgebiet sich heute auf die nördlichen Breiten beschränkt, auf Intensivierung der NW-Winde oder eine höhere Artenverbreitung in niederen Breiten hin. Der geringe Pollengehalt der untersuchten Mergelschichten kann nicht zwangsläufig als Indikator für Aridität angesehen werden, da unklar ist, inwieweit zerstörerische Prozesse Pollen nicht nur unidentifizierbar gemacht, sondern auch vollständig zerstört haben. Die beiden einzigen pleistozänen Datierungen der lakustrinen Sedimente besitzen ein Alter von 23.075 ± 425 B.P. bzw. 21.400 ± 450 B.P. und passen sich damit gut in das von McCLURE (1984) entwickelte Schema einer Seeausbildungsphase in der Rub' al Khali von ca. 37-20 ka B.P. ein.

Vergleichbare kalkreiche Seeablagerungen weist WHITNEY (1982) für die Sandwüstengebiete des südlichen Saudi Arabiens nach. Die Seen, die er mit saisonalem Abfluß assoziiert, entstanden während eines Pluvials von 34 ka bis 22 ka B.P. und hatten eine Lebensdauer von wenigen Jahren bis einigen Jahrzehnten.

Ebenso wie in der Rub' al Khali finden sich auch in der An Nafud Nord-Saudi Arabiens Hinweise auf spät-pleistozäne Seen. Das Gebiet, das heute überwiegend von barchanoiden und transversen Dünen eingenommen wird, weist im Jahr durchschnittlich 50-100 mm Niederschlag auf, der jedoch sowohl zeitlich als auch räumlich großen Schwankungen unterworfen ist. Bei mittleren Temperaturen von 10°C bis 24°C bedeckt nur spärliche permanente Vegetation die Dünenflanken.

In den Außenbereichen der An Nafud und unter den heutigen Dünensanden befinden sich kalkhaltige Verkrustungen, Mergel und Diatomit in einer Mächtigkeit von 0,3-2,3 Metern, die eindeutig lakustrinen Ursprungs sind. Für diese Ablagerungen, die auch als verhärtete Schichten innerhalb von Dünenkörpern auftreten, wurde mittels C^{14} -Datierung ein Alter von 34 ka bis 24 ka B.P. mit einer Häufung der Werte zwischen 27,5 und 25,6 ka. B.P. ermittelt. Im Gegensatz zu späteren holozänen Ablagerungen im gleichen Gebiet (siehe Kapitel 6.1), die sich an die heutige Dünentopographie anpassen und in Senken auftreten, weisen die älteren pleistozänen Sedimente keine direkte Verbindung zu diesen rezenten Akkumulationen auf und können damit als Hinweis auf eine zeitlich getrennte Genese angesehen werden (vgl. Abbildung 3.4).

Sämtliche lakustrinen Sedimente der spät-pleistozänen Phase, die durchgängig eine größere Mächtigkeit als ihre holozänen Epigonen aufweisen und damit auf ausgeprägtere Humidität hindeuten, werden in unregelmäßigen Abständen von diskontinuierlichen Sandschichten unterbrochen oder von dünnen Oberflächenverhärtungen unterlagert, die gegen eine konstant gleichmäßige Phase der Seeausbildung spre-

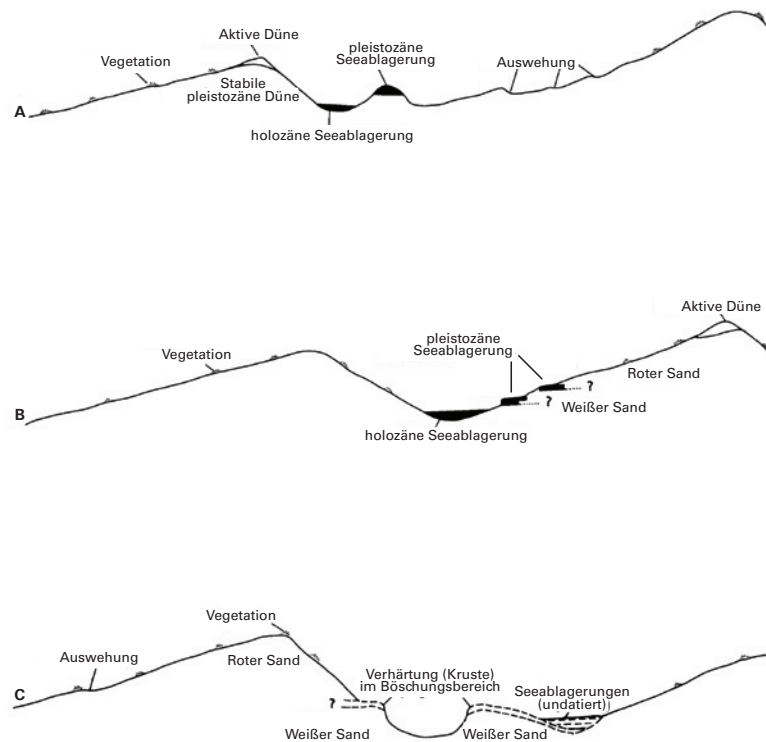


Abbildung 4.5: Schematischer Querschnitt durch die An Nafud. Lage der pleistozänen und holozänen Seeablagerungen im Vergleich zu stabilisierten und mobilen Sanden (verändert nach WHITNEY et al. 1983:19).

chen. Dagegen scheint es sich um kurzzeitige Wasserkörper gehandelt zu haben, die an die Schwankungen des gehobenen Grundwasserspiegels in den umliegenden Dünen gekoppelt waren. Obwohl für Seeausbildungsphasen dieser Art nicht zwangsläufig weitreichende Klimaveränderungen nötig sind, da sich kleinere Tümpel bereits nach kurzen heftigen Niederschlägen entlang eines Aquifers im Dünenkörper ausbilden können, müssen jedoch Faktoren wie niedrige Temperatur, höhere Wolkenbedeckung und Speicherung der Feuchtigkeit in den Sandakkumulationen zusammengewirkt haben, um Sedimente dieser Art verbreitet abzulagern. Eine zufällige Überlagerung mehrerer lokaler Niederschlagsereignisse erscheint ebenfalls unwahrscheinlich, da bei der Entstehung während einer ariden Klimaphase die lakustrinen Sedimente innerhalb kürzester Zeit von Erosionsvorgängen abgetragen worden und somit heute nicht mehr nachweisbar wären.

Neben eindeutig spät-pleistozänen und holozänen Seeablagerungen findet sich in der An Nafud ein weiterer Typ lakustriner Sedimente, der nicht zweifelsfrei einer der beiden Entstehungsphasen zugeordnet werden kann. Dieses Material, das seinerseits von rezenten Sanden überdeckt wird, überlagert an einigen Stellen eine dünne Ver-

krustung aus verhärtetem Karbonat, die wesentlich widerstandsfähiger gegenüber Erosion ist als die lakustrinen Sedimente. Die Verkrustung paßt sich in seiner Form perfekt den unterlagernden Sanden an und deutet damit auf die Stabilisierung einer ehemaligen Oberfläche durch evaporitische Prozesse mit der Ablagerung von Karbonaten hin. Vergleichbare Verhärtungen konnten auch in der Rub' al Khali nachgewiesen werden, von denen zwei Proben ein Alter von 27.090 ± 320 bzw. 30.500 ± 920 Jahren B.P. aufwiesen. Aufgrund des hohen Alters und der damit verbundenen nachlassenden Zuverlässigkeit der C^{14} -Datierung, läßt sich nicht eindeutig feststellen, ob diese Krusten in der Rub' al Khali und ihre Entsprechungen in der An Nafud noch der spät-pleistozänen Seeausbildungsphase zugerechnet werden können oder aus einem älteren Pluvial (evtl. MIS 5a; ca. 85-70 ka B.P.) stammen, dem auch die ältesten pleistozänen lakustrinen Sedimente (> 38 ka. B.P.) zugeordnet werden könnten (WHITNEY et al. 1983).

Für die Existenz humideren Klimas in der An Nafud gegen Ende des Pleistozäns spricht weiterhin die Stabilisierung der Sandoberfläche durch eine dichte Vegetation aus Gräsern und Büschen, die mindestens Halbwüstenbedingungen nahelegt (SCHULZ & WHITNEY 1986).

Die zeitliche Einordnung der Seeablagerungen in den nördlichen Sandwüsten Saudi Arabiens wird durch weitere Datierungen aus dem Zentralteil der An Nafud gefestigt. Mergel- und Diatomitsedimente nahe Jubbah, die auf die längere Existenz eines stehenden Wasserkörpers hindeuten, weisen eine große Ähnlichkeit mit der Ablagerungssequenz im Bereich des Lake Mundafan (s.o.) auf und konnten einem Alter von 27.570-24.340 B.P. zugeordnet werden (GARRARD et al. 1981; ROBERTS & WRIGHT 1993). Neben diesen eindeutig spät-pleistozänen lakustrinen Sedimenten der An Nafud fanden sich bei Brunnenbohrungen östlich von Jebel Umm Salman Tonablagerungen mit Diatomeen in einer Mächtigkeit von über 12 Metern. Ausmaß und Zusammensetzung des Materials deuten auf ein bedeutend feuchteres Klima als heute hin, das die Ausbildung von stehenden Gewässern über lange Zeiträume ermöglichte. Das Alter dieser Tone ist jedoch unbekannt und kann nur mit wesentlich älter als 38 ka B.P. angegeben werden (GARRARD et al. 1981).

Aus dem späten Pleistozän oder Holozän stammen wahrscheinlich auch lakustrine Sedimente auf der Insel Socotra (Jemen), deren Existenz erstmals von MAZZINI & SARDELLA (2004) belegt wurde. Obwohl bislang keine genauen zeitlichen Datierungen vorliegen, deutet sowohl das Vorkommen dieser quartären Ablagerungen, in denen verbreitet Süßwasserkrebse nachgewiesen werden konnten, als auch die unter 3.2 beschriebene Ausbildung von Tropfsteinen darauf hin, daß in der jüngeren Vergan-

genheit Bedingungen geherrscht haben müssen, die einen größeren Oberflächenabfluß und damit die Entstehung von Seen ermöglichten (MAZZINI & SARDELLA 2004). Ob sich Tropfsteine und lakustrine Sedimente parallel zueinander ausbildeten oder das Ergebnis unterschiedlicher Klimaphasen sind, ist bislang ungeklärt und kann erst durch absolute Datierungen der Seeablagerungen bewiesen werden.

Im südlichen Kuwait prägen weiträumige Sanddecken und Schotterebenen, in denen sich vereinzelt Sebkha/Nebkha-Komplexe ausgebildet haben, die Landschaft. Bodenprofile und deren stratigraphische Besonderheiten deuten darauf hin, daß sich während des späten Pleistozäns in den verbreitet auftretenden Deflationssenkten der plio-/pleistozänen Dibdibba-Formation kleine ephemere Seen ausbildeten, die zeitweise von äolischen Sedimenten überlagert wurden (GUNATILAKA & MWANGO 1987).

Anhand von Ablagerungsmächtigkeit, Chemie und Art der Sedimente schließen HEATHCOTE & KING (1998) auf humidere Verhältnisse im Gebiet der Umm As Samin während 30 ka bis 20 ka B.P. Die heutige Sebkha im westlichen Zentraloman mit einem Einzugsgebiet von ca. 300.000 km² gegenüber einer eigenen Fläche von nur 2.400 km², die im Westen in die Sande der Rub' al Khali übergeht (siehe Abbildung 4.6), war zu dieser Zeit ein kühler salzhaltiger See, der von Oberflächenabfluß aus dem nördlich angrenzenden Omangebirge gespeist wurde. Größere Mengen an Ton- und Schluffablagerungen deuten darauf hin, daß es sich nicht nur um geringe sporadische Niederschläge, sondern auch um ergiebige Starkregenereignisse gehandelt haben muß. Die These von GLENNIE (1970:64), daß es sich bei den Ablagerungen der Umm as Samin um die Überreste eines ehemaligen Meeresarms infolge höheren Meeresspiegels handelt, konnte nicht bestätigt werden (HEATHCOTE & KING 1998).

Die Al Liwa Region in den Vereinigten Arabischen Emiraten – 150 km südöstlich von Abu Dhabi – zeichnet sich gegenüber dem umliegenden Wüstengebiet durch ein komplexes Muster aktiver barchanoider Megadünen aus. Die Dünen in diesem nördlichen Ausläufer der Rub' al Khali besitzen eine Höhe von 40 m bis 160 m über der sie umgebenden Ebene (EL-SAYED 2000), während die Zwischendünenbereiche nahezu keine (< 1m) Oberflächenunebenheiten aufweisen. Letztere sind in ihrer Entstehung an einen flachen regionalen Grundwasserspiegel gekoppelt, der äolische Abtragung nur bis auf die – durch Bodenfeuchte begrenzte – lokale Erosionsbasis zuläßt. Aufgrund hoher Verdunstungsraten und eines flachen Aquifers setzen sich innerhalb des Kapillarsaums verbreitet Kalzit und Gips ab, die die Oberfläche stark verhärteten.

Auffälliges Landschaftselement dieser Dünentäler sind niedrige abgeflachte Hügel, die von einer Deckschicht aus Kalk- oder Gipszement überlagert werden und auf lokaler Ebene eine annähernd identische Höhe besitzen. Diese kleinen Erhebungen



Abbildung 4.6: Einzugsgebiet und Lage der Sebkha Umm as Samin im Sultanat Oman (verändert nach HEATHCOTE & KING 1998:142).

werden als Reste eines ehemaligen Kapillarsaums interpretiert, der zur Zeit seiner Entstehung mehrere Meter über dem heutigen Grundwasserspiegel lag. Als zu einem späteren Zeitpunkt der lokale Grundwasserspiegel wieder sank, setzte Deflation bis auf die neue Erosionsbasis ein, wobei die zementierten Sedimente in einigen Bereichen als Schutz vor Abtragung fungierten (vgl. Abbildung 4.7). Datierungen an Kalziumkarbonat aus dem untersten Bereich der verhärteten Zone ergaben einen Entstehungszeitpunkt zwischen 42.900 und 12.200 Jahren B.P., mit einem spät-pleistozänen Schwerpunkt zwischen 35 ka und 25 ka B.P. Die Genauigkeit und Aussagekraft der älteren Datierungen dieser Studie werden von STOKES & BRAY (2005) im Licht neuer Untersuchungsergebnisse aus der Liwa-Region jedoch angezweifelt, so daß ein wesentlich höheres Alter dieser Sedimente in Betracht gezogen werden muß (vgl. Kapitel 3.5).



Abbildung 4.7: Reststufe nördlich von Al Liwa (UAE). Wechselgeschichtete Ablagerungen äolischen Sediments, verfestigte Bodenhorizonte und marine Ablagerungen deuten auf Klimaschwankungen in der Region hin (Eigene Aufnahme).

Modelle, die das Verhältnis von Niederschlag zu Grundwasserspeicherung in ariden Gebieten betrachten, deuten darauf hin, daß das späte Pleistozän in der Al Liwa Region bedeutend feuchter als heute gewesen sein muß. So sind schätzungsweise 200 ± 50 mm saisonaler Niederschläge (heute: ca. 40 mm) nötig, um einen Kapillarsaum dieser Ausprägung zu entwickeln. Bei gleichmäßig über das Jahr verteilten Schauern erhöht sich dieser Wert erheblich, da mit größeren Verdunstungsverlusten zu rechnen ist (WOOD & IMES 1995).

4.2 Sinter- und Tropfsteinablagerungen

In Wüstengebieten, die neben weiten Sand- und Schotterebenen auch gebirgige Bereiche aufweisen, die aufgrund ihrer orographischen Situation häufig höhere Niederschläge besitzen, können Sinter- und Tropfsteinablagerungen bzw. deren Einschlüsse Hinweise auf vergangene Klimaperioden liefern (Abbildung 4.8).

In der Nähe von Nizwa (nordöstlicher Oman) tritt oberflächlich verbreitet Travertin zu Tage, das über seinen Karbonatgehalt und eingeschlossene Pflanzenreste Rückschlüsse auf seine Entstehung zuläßt. In dem Gebiet, das bei weniger als 100 mm mittlerem Niederschlag pro Jahr und Sommertemperaturen von über 45°C als hyperarid eingestuft werden kann, existieren eine Reihe von Quellen, die von hyperalkalischem Grundwasser gespeist werden. Diese Grundwässer entstehen bei niedrigen



Abbildung 4.8: Sinterformationen im nordwestlichen Oman, nahe Buraimi (Eigene Aufnahme).

Temperaturen in tieferen Schichten durch Serpentinisierung des anstehenden ultramafischen Gesteins und sind bei einem pH-Wert von bis zu 11,9 vollständig frei von Karbonaten. Tritt dieses Grundwasser an der Erdoberfläche aus, setzt eine Neutralisierung durch die Aufnahme von atmosphärischem CO_2 oder Bikarbonat aus oberflächennahen, flachen Wasserkörpern ein, bei der Kalzit ausgeschieden wird.

Neben dem Gehalt des Kalzits an stabilen Isotopen, die sich – je nach Entstehung unter ariden oder humiden Bedingungen – unterscheiden, deutet auch die Erscheinungsform der Sedimente eine unterschiedliche Genese an. Reagiert das hyperalkalische Tiefenwasser mit atmosphärischem CO_2 , so bilden sich laminierte Schichten aus, die als Indikator für arides Klima angesehen werden, da kein oberflächennahes Grundwasser zur Reaktion zur Verfügung stand und die Neutralisation dementsprechend mit der Umgebungsluft vollzogen werden mußte. Reagiert das extrem basische Tiefenwasser hingegen mit dem Bikarbonat eines höher liegenden rezenten Aquifers, lagert sich das frei werdende Kalzit nicht als laminierte Schicht, sondern in den Zwischenräumen des oberflächennahen Grundwasserträrgesteins oder in Bereichen ehemaliger Wurzel- und Pflanzenreste ab. Letztere Situation wird aufgrund der Verfügbarkeit rezenten Niederschlags mit humiden Phasen in der Klimaentwicklung assoziiert.

Nicht-laminierte Kalzitablagerungen, denen ein Alter von ca. 30 ka B.P. zugewiesen werden konnte, deuten auf die Existenz mindestens geringer Grundwasserzirkulation und damit auf humides Klima gegen Ende des Pleistozäns hin. Kalzifizierte Wurzel-

reste, die auf ca. 35 ka bzw. > 45 ka B.P. datiert wurden, lassen annehmen, daß auch schon zu diesem frühen Zeitpunkt die Niederschläge ausreichten, um einen flachen Aquifer auszubilden. Da der Großteil vergleichbarer Ablagerungen aber einerseits von Erosion zerstört wurde und somit kaum Vergleichsmöglichkeiten vorhanden sind und sich die Datierungen andererseits am oberen Ende der für C¹⁴-Messungen möglichen Zeitspanne befinden, sind erst Werte ab 30 ka B.P. zuverlässig. Diese Periode intensiver Ablagerung dauerte – mit zwei kurzen ariden Zwischenintervallen – bis ca. 19 ka B.P. an, wurde anschließend langsam schwächer und endete gegen 16 ka B.P. mit der Ausbildung laminierten Travertins (CLARK & FONTES 1990).

HÖTZL & ZÖTL (1978) geben das Alter von Sintern aus dem Hochland Westarabiens mit 28.000 Jahren an, während WHITNEY (1982) ohne genaue Datierungen Kalktuff-Ablagerungen in den Gebirgsregionen Südarabiens dem späten Pleistozän zuordnet. Die Häufigkeit des räumlichen Auftretens von Kalktuff-Sedimenten nimmt im Zentralarabischen Schild ab, während in Nordarabien Ablagerungen dieser Art nahezu fehlen. Diese Abfolge deutet auf einen Zusammenhang der Entstehung mit Tiefdruckgebieten über dem Indischen Ozean (SW-Monsun) hin, da die zur Ausbildung nötigen Niederschläge während des späten Pleistozäns offensichtlich nach Norden hin abgenommen haben (WHITNEY 1982).

4.3 Grundwasser

Neben der Datierung fluviatil abgelagerten Materials bietet sich auch das Medium Wasser selbst als Informationsquelle für vergangene Klimaperioden an. So lassen sich fossile Wässer durch Isotop-Zerfallsmessungen bestimmten Zeitabschnitten zuordnen und ermöglichen damit Rückschlüsse auf Art und Intensität damaliger Niederschläge.

Die Arabische Halbinsel besitzt eine Vielzahl geologischer Formationen, in denen sich im Laufe von Jahrtausenden grundwasserführende Schichten ausbildeten, die heute der Trinkwassergewinnung dienen und damit verbreitet datierbares Material liefern.

Einen der größten und wichtigsten Aquifere dieser Art bildet die paläozäne bis früh-eozäne Umm er Radhuma Formation aus, die sich vom Hadhramaut bis in den westlichen Oman und nordwärts bis an die Grenze von Saudi Arabien und Irak erstreckt. Das überwiegend aus Kalken bestehende und zwischen 300 und 700 m mächtige Trägergestein, das einen Großteil der Rub' al Khali unterlagert, weist fossile Grundwässer eines Alters zwischen 28 ka und 10 ka B.P. auf, wobei ein Großteil vor mehr als 17.000 Jahren abgelagert wurde (EDGELL 1997).

Weitere Datierungen an saudi-arabischen Aquiferen mit Werten zwischen 24.630 ± 500 B.P. und 20.400 ± 500 B.P. erhärten den Verdacht auf höhere Niederschläge innerhalb dieses Zeitraums. Zwei Messungen in der westlichen Rub' al Khali wiesen ein Alter von mehr als 33.000 Jahren auf; ob es sich dabei jedoch um realistische Angaben handelt, oder ob das Wasser durch ältere Karbonate verunreinigt wurde, bleibt zweifelhaft (THATCHER et al. 1961). C^{14} -Messungen an fossilen Grundwässern aus den Quellen von Al Hasa und Al Qatif in der Ostprovinz Saudi Arabiens bewegen sich im Bereich zwischen > 34 ka B.P. und 22 ka B.P., können unter Umständen aber nur als minimaler Wert angesehen werden, da das Vordringen holozäner Wässer in ältere Aquifere nicht ausgeschlossen werden kann (HÖTZL & ZÖTL 1978).

Für die Zeit der spät-pleistozänen Feuchtphase wurden in der Al Liwa Region der Vereinigten Arabischen Emirate Grundwasserauffüllungsraten von $1,4$ mm pro Jahr errechnet. Diese – mittels einer Grundwasserabfluß-Simulation gewonnenen – Daten deuten darauf hin, daß in der Zeit von $33-19$ ka B.P. durchschnittlich 200 ± 50 mm Niederschlag in dieser Region fielen (WOOD & IMES 2003).

Eine Verunreinigung durch rezente Frischwasserlinsen vermuten MACUMBER et al. (1998) im Bereich der Najd (Zentraloman). Während das Alter dieser Wässer früher mit 10.000 bis 30.000 Jahren angegeben wurde, sprechen neuere Untersuchungen dafür, daß sich oberhalb des salinen fossilen Grundwassers durch heutige Niederschläge kleine Süßwasserkörper ausbilden, die auf einen jüngeren Ablagerungszeitpunkt schließen lassen. Die Auffüllung der Aquifere im Zentraloman vollzog sich daher wahrscheinlich bereits zwischen 20 ka und 30 ka B.P.

Unter Berücksichtigung dieses Faktors sind auch die Daten von WEYHENMEYER et al. (2000) sowie von AL LAMKI & TERKEN (1996) zu betrachten. Fossiles Grundwasser eines küstennahen Aquifers des Al Khwad Schwemmfächers im Norden Omans wurde dem späten Pleistozän (24 ka bis 15 ka B.P.) zugeordnet (WEYHENMEYER et al. 2000), während die permische Gharif-Formation bei Marmul (Oman) ca. 30.000 Jahre altes Wasser aufweist (AL LAMKI & TERKEN 1996).

4.4 Fluviale Ablagerungen

Fluviale Hinweise auf einen allgemeinen Anstieg der Humidität gegen Ende des Pleistozäns kommen aus den Wadis des südlichen Arabischen Schildes. Dort wurde verbreitet eine dünne Lage von Schottern (< 1 m) über schluffigen älteren Terrassen abgelagert. Aufgrund der geringen Mächtigkeit der Sedimente schließt ANTON (1990) auf eine kurze, aber besonders ausgeprägte humide Phase mit intensiveren Nieder-

schlügen als während des Pliozäns. Viele der großen Wadi-Systeme reaktivierten ihre im Pliozän/frühes Pleistozän ausgebildeten Abflußkanäle und schnitten sich in das zuvor abgelagerte Alluvium ein.

Landsat und SIR-C Aufnahmen legen nahe, daß zu dieser Zeit Wadi As Sah'ba die Summan-Stufe in der Ostprovinz Saudi Arabiens erneut durchbrach und im Bereich der heutigen Sebkha Matti endete. Wadi Al Batin schnitt sich nahe seines Ursprungs in Westarabien tief bis in ältere tertiäre Formationen ein und bildete ein neues Tal, dessen Boden zu einem späteren Zeitpunkt erneut mit Schottern verfüllt wurde und heute eine tiefere alluviale Terrasse darstellt (ANTON 1990).

In Zentral-Saudi Arabien an der Ostseite des Arabischen Schildes findet sich eine Abfolge quartärer Auswaschungsebenen, die auf bedeutend höhere Niederschläge während des späten Pleistozäns hindeuten. OSL- und C¹⁴-Datierungen an Sedimenten aus dem schwemmfächerförmigen Auswaschungsbereich bei Al-Harmaliah weisen Ablagerungsphasen unter humiden Bedingungen für die Zeit von 55-47 ka B.P. und von 40 ka bis 19 ka B.P. nach, die nach AL-JUAIDI et al. (2003) wahrscheinlich auf eine Nordwärtsverlagerung der Monsunniederschläge zurückzuführen sind.

Ein ausgedehntes Abflußnetzwerk, daß sich im Gebiet des heutigen Kuwaits großflächig in die pliozäne/früh-pleistozäne Dibdibba-Formation eingeschnitten hat, deutet auf eine Reaktivierung des großen „Arabischen Flusses“ hin, der Material aus dem Westen der Arabischen Halbinsel am Arabischen Golf abgelagerte. Die Ausbildung eines derart verzweigten Systems erfordert hohen Oberflächenabfluß und wird deshalb mit einer pluvialen Periode im späten Pleistozän assoziiert, die überwiegend von fluvialen Prozessen geprägt war (vgl. Abbildung 4.9) (AL-SULAIMI et al. 1997, EL BAZ & AL SARAWI 1996). ABOU EL-ENIN (2003a, b, c) ordnet den jüngsten Teil der Dibdibba-Formation aus groben Fragmenten metamorphen und vulkanischen Gesteins einer humiden Phase im späten Pleistozän zu und gibt deren Alter mit ca. 33 ka B.P. an. Im Gegensatz zu AL-SULAIMI et al. (1997) geht der Autor jedoch davon aus, daß zu dieser Zeit die Niederschläge im Ausgangsbereich von Wadi Al Batin bedeutend geringer waren, als während der Entstehung der älteren Dibdibba Sedimente. In dieser Klimaphase wurde Material aus Syrien und der Najd-Region Saudi Arabiens bis in das Gebiet des heutigen Kuwaits transportiert und als „sheet wash“ im Pseudo-Delta abgelagert. Die feuchten Bedingungen reichten jedoch nicht aus, um kontinuierlichen Abfluß im Wadi zu ermöglichen, sondern wurden von Phasen unterschiedlicher Niederschlags- und damit Abflußintensität geprägt. Über diesen Sedimenten des Wadi Al Batin lagerte sich in der Folgezeit kein vergleichbares fluviales Material mehr ab, was darauf hindeutet, daß die humiden Bedingungen während des holozänen Kli-

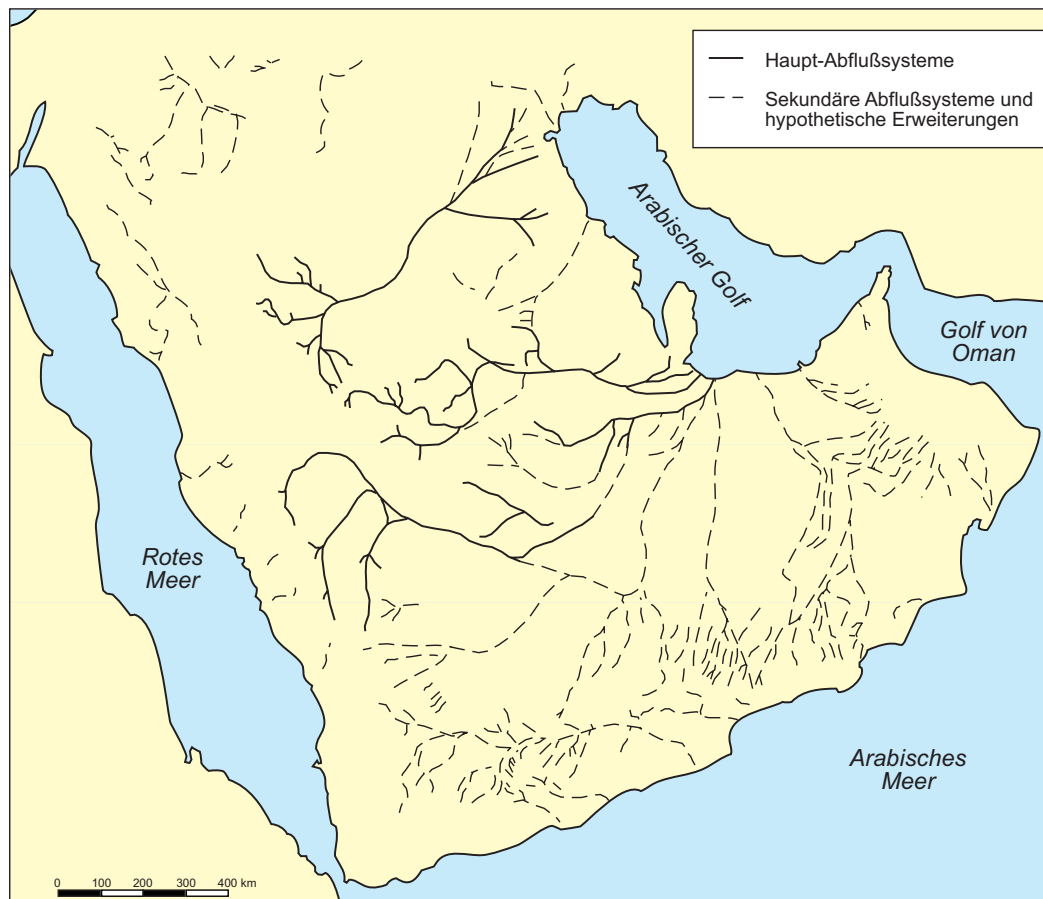


Abbildung 4.9: Pleistozäne Abflußsysteme der Arabischen Halbinsel (verändert nach DABBAGH et al. 1998:492).

maoptimums nicht ausreichen, um die alten Abflußkanäle signifikant zu reaktivieren. Auf den Überresten des pleistozänen Pseudo-Deltas bildeten sich lediglich in mehreren Phasen (rezente über fossilen) Dünen – entsprechend der vorherrschenden Windbedingungen in NW-SO-Richtung – aus, die wahrscheinlich unter ariden Bedingungen während und nach dem Maximum der letzten Eiszeit zwischen ca. 20 ka und 10 ka entstanden (ABOU EL-ENIN 2003a, b, c).

Zu der Zeit der Ablagerung der jüngeren Dibdibba-Sedimente in Wadi Al Batin – aber auch schon während früherer Pluviale – war wahrscheinlich der Al Hasa Fluß aktiv, der von Hofuf bis in die 80 km entfernte Half Moon Bay (Dawhat Zulum) am Arabischen Golf führte. Selbst unter heutigen ariden bis hyper-ariden Bedingungen kann sich bei intensiven Starkniederschlägen ein perennierender Strom ausbilden, der sich auf seinem Weg nach Osten entlang eines fossilen Abflußkanals ausbreitet und rezente Dünenablagerungen unterspült bzw. überschwemmt. Zu dessen Ausbildung kommt es, wenn das in Al Hasa zutage tretende fossile Grundwasser des Umm Er Rhaduma Aquifers zusammen mit ungewöhnlich hohen Niederschlägen nicht nur die

Abfluß- und Bewässerungsnetzwerke der Oase, sondern auch die zu diesem Zweck angelegten künstlichen Teiche überschwemmt. Der Al Hasa Fluß benötigt nur ca. zwei Wochen, um seinen alten Abflußpfad wieder zu reaktivieren und kann dann – je nach Niederschlagsdauer und -menge – kontinuierlich Süßwasser in Richtung der Half Moon Bay transportieren. Obwohl der Abfluß unter heutigen Bedingungen nur selten (möglicherweise nur einmal im Jahrhundert) – wie in 1995 – Dawhat Zulum erreicht, ist es wahrscheinlich, daß der Al Hasa Fluß während vergangener Pluviale von weit-aus größerem Ausmaß war und die Hofuf Oasen in Richtung des Arabischen Golfes entwässerte. Wenige Kilometer südlich des Al Hasa Flusses finden sich Hinweise auf weitere sporadische fluviale Aktivität in der Region. Der Darb' Al-Uqayr Fluß, oder auch Al-Asfar bzw. Al-Aftan wurde bereits in historischen Quellen von griechischen Reisenden beschrieben und hat wahrscheinlich in humideren Phasen der Vergangenheit eine ähnliche Entwicklung durchlaufen wie der Al Hasa Fluß (WEIJERMARS 1999).

Für die Existenz dieser humiden Phase spricht weiterhin die verbreitete Ausbildung von Oberflächenverkrustungen im Norden und Süden Saudi Arabiens während der Zeit von 30 ka B.P. bis 25 ka B.P. Kalzitkrusten auf kristallinen Schottern unterhalb der Oberfläche einer Terrasse des Wadi Sha'bah (27°N) konnten auf 28.900 ± 1.300 B.P. und 30.200 ± 1300 B.P. datiert werden, während ein Verwitterungshorizont im Wadi Ranyah (21°N), der heute von Lehm überlagert wird, Alter zwischen 26.000 und 29.000 Jahren aufweist (HÖTZL & ZÖTL 1978).

Zwischen unterschiedlich alten Dünensanden der Wüste Dahna im Arabischen Schichtstufenland finden sich zwei Generationen von Paläoböden. Die obere – 20-30 cm mächtige Schicht aus kalzifizierten Wurzelresten – wurde dem holozänen Klimaoptimum (s. u.) zugeordnet, während der untere – weitaus besser ausgebildete – Horizont mit einer humiden Phase im späten Pleistozän assoziiert wird, in der Vegetation die ehemaligen Dünen weitgehend stabilisierte (ANTON 1990).

Auf der Westseite des Omangebirges im Emirat Ras al Khaimah finden sich Hinweise auf wiederholte Wechsel zwischen ariden und humiden Klimabedingungen. Unter einem Bereich ehemaliger linearer Dünen, die zwischen MIS 5a (ca. 73-85 ka B.P.) und 30 ka B.P. abgelagert wurden, finden sich die Überreste des letzten pleistozänen Glacis, das MIS 5a zugeordnet wurde (s. o.). Unter humiden Klimabedingungen erstreckten sich mächtige Ströme mit Alluvium nach Nordwesten und zerstörten dabei eine wiederum noch ältere Dünenlandschaft. Das dabei mitgeführte Material bestand überwiegend aus Sanden und Kiesen und lagerte sich bis weit in das Gebiet des heutigen Arabischen Golfes ab (vgl. Abbildung 4.10) (EMBABI & EL-SHARKAWY 1990, EL-BAZ 1998), der aufgrund einer Regressionsphase nur einen Bruchteil seiner heu-

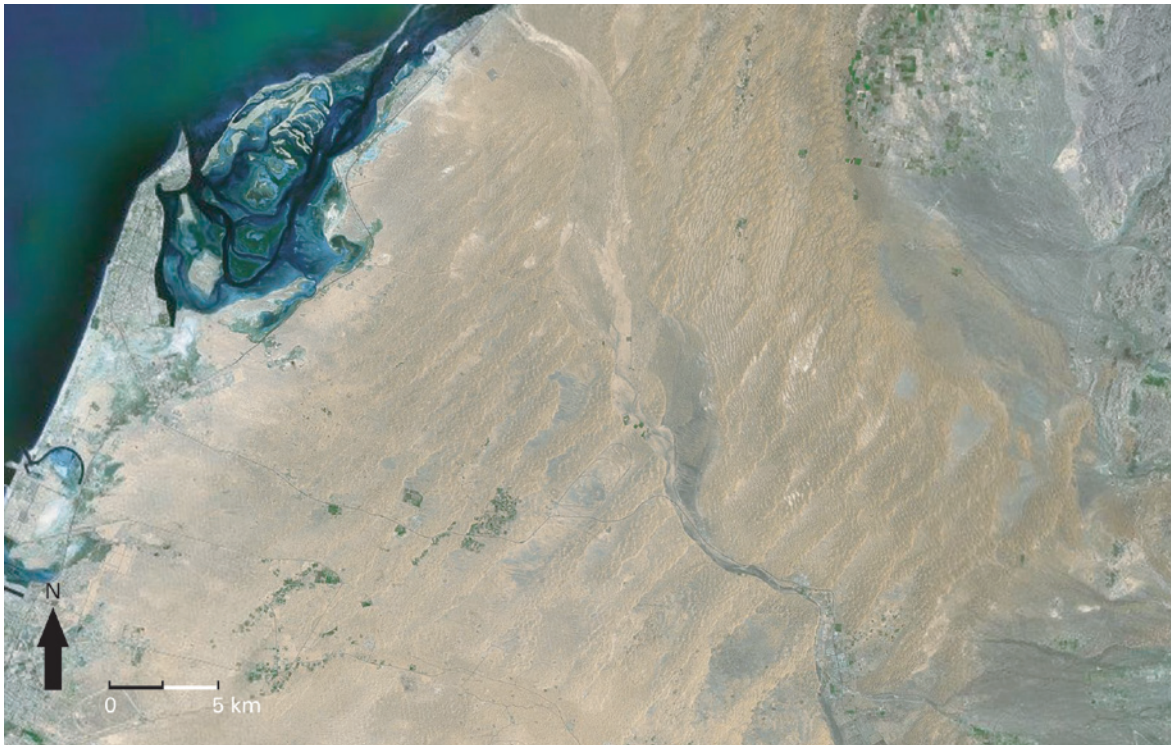


Abbildung 4.10: Verlauf des Wadi Limhah in den nordöstlichen Vereinigten Arabischen Emiraten von Südost nach Nordwest als Hinweis auf höhere Abflußraten im späten Pleistozän. Bildmittelpunkt ca. 25°28'N/55°45'O. (Quelle: Google Earth).

tigen Fläche einnahm. Das Gebiet ehemaliger Lineardünen wurde nach 30 ka B.P. wiederum von Schottern und fluviatilen Sanden des Wadi Dhaid überdeckt, die in einigen Bereichen eine bis zu 20 m hohe Terrasse ausbildeten. Diese humide Phase, die gegen 22 ka B.P. endete, war schwächer ausgeprägt als jene, die um MIS 5a zur Ausbildung des Glacis führte und wurde von einem Zeitabschnitt erneuter Dünenbildung gefolgt (vgl. Abbildung 4.11) (DALONGEVILLE et al. 1992).

Zwischendünenflächen in der Umm Az Zimul/Al Wiyan Region der südöstlichen Vereinigten Arabischen Emirate zeigen ebenfalls Hinweise auf quartäre fluviale Aktivitäten in dieser heute hyper-ariden Umgebung. Neben der Existenz von ophiolithischen Gesteinstrümmern in den Oberflächensedimenten deutet auch das Vorkommen von Dolomit auf höheren Oberflächenabfluß aus dem nördlichen Omangebirge hin. Da Dolomit unter den gegebenen Umweltbedingungen nur in einer Lösung entstehen kann, die einerseits Anteile hypersalinen Grundwassers als auch die Zufuhr von Süßwasser durch Oberflächenabfluß erfordert, können unterirdische Aquifere allein für die Entstehung nicht verantwortlich sein. Dieser Ansatz wird dadurch bestätigt, daß sowohl in rezenten – durch Grundwasser bedingten – Sebkha-Ablagerungen aus den Zwischendünenbereichen des Untersuchungsgebietes als auch in vergleichbaren Sedimenten aus der Liwa und Sebkha Matti Region kein Dolomit nachzuweisen

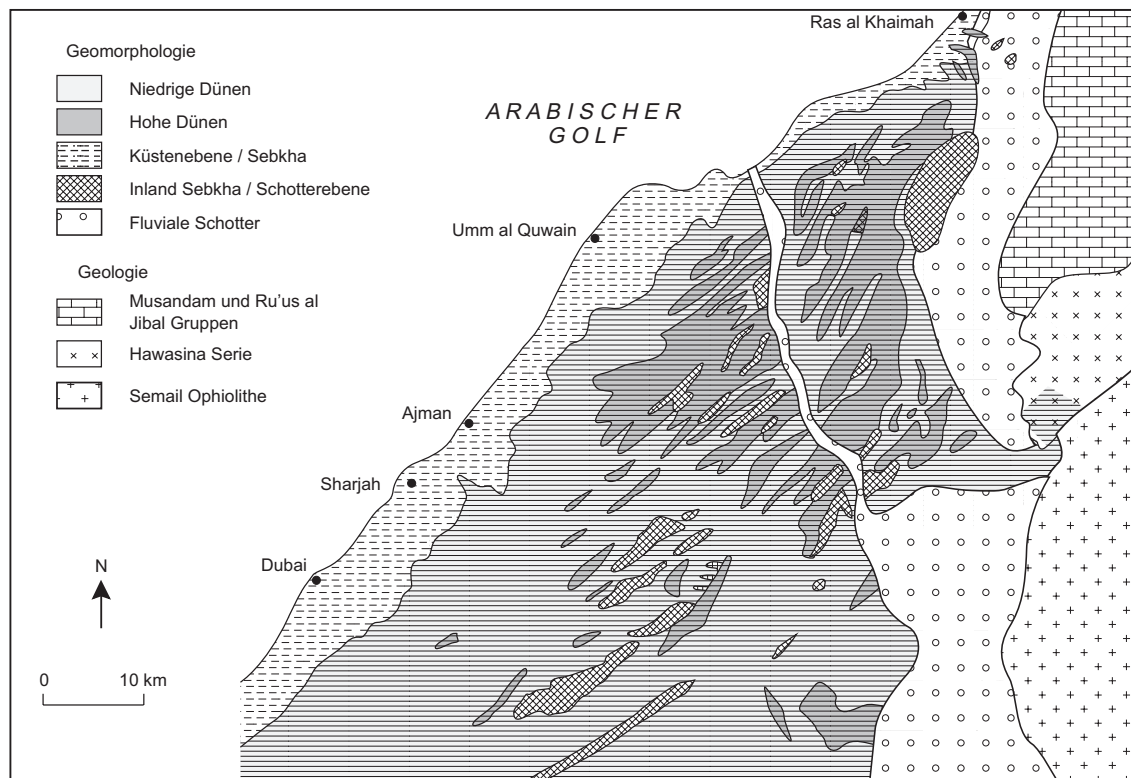


Abbildung 4.11: Geologie und Geomorphologie der nordöstlichen Vereinigten Arabischen Emirate (verändert nach WHITE et al. 2001:737).

ist. Der Südosten des Emirats Abu Dhabi war demnach in zeitlich nicht bestimmbar Phasen der quartären Vergangenheit – möglicherweise in der spät-pleistozänen Feuchtphase oder während des holozänen Klimaoptimums – von kleineren Seen oder Tümpeln durchzogen, die durch episodische Überflutungen aufgrund höheren Oberflächenabflusses aus dem nördlichen Omangebirge zwischen den Sanddünen entstanden (EL-SAYED et al. 1996, EL-SAYED 2001).

Wadi-Sedimente nahe Jebel Hafit in den östlichen Vereinigten Arabischen Emiraten, die zwischen äolischen Sanden abgelagert wurden, konnten auf 31 ± 5 ka B.P. datiert werden und repräsentieren wahrscheinlich interstadiale fluviale Aktivität in der Region (JUVAL et al. 1998). GLENNIE (1998) ordnet die über 200 km breite Zone von Schwemmfächern entlang des Oman-Gebirges unter anderem einem Zeitraum mit humiden Bedingungen von 42 ka bis 30 ka B.P. zu, weist aber auch gleichzeitig darauf hin, daß nur noch ein Bruchteil dieser Systeme oberflächlich in Erscheinung tritt, da sie im nördlichen Teil von Sanddünen überdeckt werden und bereits weiträumig intensiver Erosion ausgesetzt waren.

In das allgemeine Bild eines vergleichsweise humiden späten Pleistozäns ordnen sich die Ergebnisse von AL-FARRAJ & HARVEY (2000) ein, die Terrassen des Wadi Al-Bih

im Emirat Ras al Khaimah untersuchten. In eine Terrasse, der ein Alter von mehr als 100.000 Jahren zugewiesen wurde (siehe Kapitel 3.3), schnitt sich Wadi Al-Bih erneut ein und lagerte zu einem späteren Zeitpunkt verbreitet fluviale Schotter ab. Im Gegensatz zu den Sedimenten aus der Zeit >100 ka B.P. wurde in dieser spät-pleistozänen Phase vergleichsweise grobes Material abgelagert. AL FARRAJ (2002) vermutet, daß Geröllströme an den Hängen der Wadis für die Entstehung dieser Ablagerungen in einem feuchteren – und möglicherweise kühlerem Klima als heute – mitverantwortlich waren. Diese zweite Terrasse wurde wegen ihres schwach entwickelten Wüstenpflasters (desert pavement) und Veränderungen in der Bodenfarbe auf wesentlich jünger als 100 ka B.P. (< 70 ka B.P.) – aber definitiv älter als frühes Holozän – geschätzt, welches eine Ablagerung während der in der Arabischen Halbinsel verbreiteten humiden Phase zwischen 30 ka und 20 ka B.P. nahelegt.

Aufgrund des Verhältnisses der Isotope $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ in Kalkzementen alluvialer Konglomerate aus dem Norden Omans schließen BURNS & MATTER (1995) auf Phasen erhöhter Niederschläge im Nord- und Zentraloman während des späten Pleistozäns. Obwohl keine Datierungen für die Zemente vorliegen, deutet die Art des Niederschlags auf monsunalen Einfluß während einer Nordwärts-Verlagerung der Innertropischen Konvergenzzone hin.

Auf dem Grund des heutigen Arabischen Golfes wurden in Bohrkernen drei spät-quartäre Ablagerungsschichten nachgewiesen, deren älteste Einheit eindeutig terrestrischen Ursprungs ist. Die Sedimente am nordwestlichen Rand des Arabischen Golfes mit einem Karbonatanteil zwischen 35 % und 59 % aus Trümmerkalzit und -dolomit gehen in Südost-Richtung in eine Mixtur verschiedener Muschelschalreste mit annähernd 100 % Karbonat über und weisen ein Alter von mehr als 22.000 Jahren auf. Im Bereich des Mesopotamischen Schelfes, der wie weite Teile des Arabischen Golfes zu dieser Zeit bereits aufgrund von Meeresspiegelschwankungen ausgetrocknet war, lagerte wahrscheinlich das fossile Shatt al Arab System, bestehend aus den Flüssen Euphrat, Tigris und Karun, diese Sedimente ab. Dabei dürfte das Karun-System mit seinem Einzugsgebiet in den Zagros-Ketten den weitaus größten Einfluß aufgewiesen haben. Eine weitere mögliche Quelle stellen die ausgedehnten Schwemmfächer der Wadis Ar Rimah und Al Batin dar, die sich gegen Ende des Pleistozäns von Zentralarabien bis in den Arabischen Golf erstreckten und Hinweise auf humideres Klima liefern. Über diesen terrigenen Ablagerungen finden sich keine Hinweise auf Depositionsereignisse zwischen 20 ka und 18 ka B.P. Vielmehr scheint jene Einheit innerhalb dieses Zeitraums intensiver Erosion unterlegen gewesen zu sein, welches ein Ende der humiden Phase gegen 20 ka B.P. nahelegt (UCHUPI et al. 1999).

*Unterhalb des Äquators, in beiden Richtungen ungefähr
so weit, wie der Umlauf der Sonne an Gebiet umfaßt,
lägen allerdings Einöden, die von der ständigen
Glut ausgetrocknet seien – weit und breit nichts als
Unwirtlichkeit, ein trauriger Anblick, alles
schauerlich und unbebaut, nur von wilden
Tieren und Schlangen bewohnt, [...]*

Thomas Morus (1516) über „Utopia“

5 Arides Glaziales Maximum

Während der spät-pleistozänen humiden Phase befand sich die letzte Eiszeit (Würm bzw. Weichsel) noch im Aufbau und erreichte zwischen ca. 20 ka und 16 ka B.P. ihr Maximum. Die Ausdehnung der Eiskappen in der nördlichen Hemisphäre beeinflusste jedoch nicht nur die Landschafts- und Klimaentwicklung in unmittelbar betroffenen Gebieten, sondern wirkte sich über Verlagerung der Luftdruckgürtel, Sinken des Meeresspiegels aufgrund der Bindung des Wassers in Eismassen etc. auch auf Bereiche aus, bei denen glazialer Einfluß auf den ersten Blick unwahrscheinlich erscheint.

5.1 Äolische Ablagerungen

Ein Großteil der heute oberflächlich in Erscheinung tretenden Dünen der Arabischen Halbinsel scheint seinen Ursprung im Höhepunkt der letzten Vereisung zu haben. SARNTHEIN (1978) assoziierte erstmals Dünenaktivität mit dem Maximum des letzten Glazials um ca. 18 ka bis 17 ka B.P. Er ging davon aus, daß Sanddünen zu dieser Zeit ungleich verbreiteter als heute waren und ca. 50 % der Landfläche zwischen 30° N und 30° S einnahmen, während die Savannen- und Regenwaldgebiete auf eine schmale Zone entlang des Äquators reduziert wurden. Dieses Bild widersprach noch Anfang der siebziger Jahre der allgemeinen Lehrauffassung, die eine Ausdehnung der kontinentalen Eisschilde in nördlichen Breiten mit einem Pluvial in den Tropen und Subtropen korrelierte (z.B. BUTZER 1958), wurde in der Folgezeit aber anhand einer Vielzahl von Datierungen aus unterschiedlichen Wüsten weitestgehend bestätigt. Während dieses Zeitraums begünstigten hohe Luftdruckunterschiede – unterstützt durch reaktivierte physikalische Verwitterung (LIOUBIMTSEVA 1995) – die Entwicklung stabiler und intensiver Windsysteme, die innerhalb einer geologisch kurzen Spanne primär parallele Lineardünen entstehen ließen. Unter veränderten nacheiszeitlichen Klima- und Windbedingungen im Holozän wurden diese Akkumulationen zwar überformt, ihre großräumliche Anordnung entspricht jedoch den Entstehungsbedingungen im späten Pleistozän. Die Dünen „erinnern“ sich an ihre ursprüngliche stabile Konfiguration und behalten diese Anordnung über große zeitliche Distanzen im Kern bei, während spätere sekundäre Ereignisse nur oberflächliche Veränderungen bewirken. Unterlagernde Äolianite deuten – besonders in küstennahen Gebieten – auf die Existenz einer langen Chronologie von Dünenablagerungen in der Region hin, die von vereinzelt Phasen größerer Humidität unterbrochen wurde (s. o.). Da das Alter vieler unverfestigter äolischer Sedimente – aufgrund unzureichender Datierungsme-

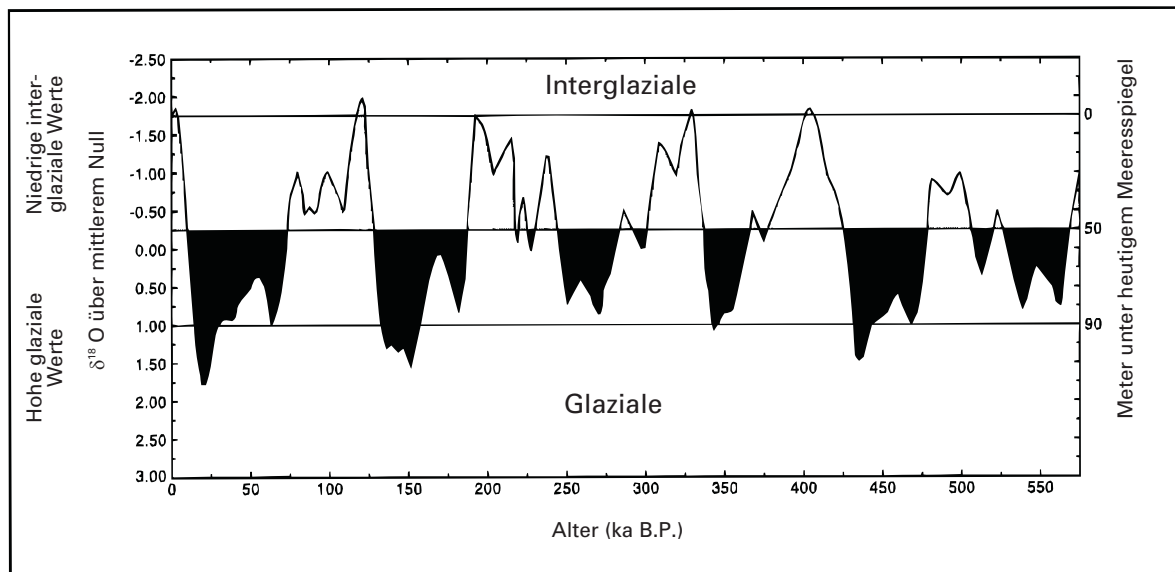


Abbildung 5.1: Meeresspiegelschwankungen während der letzten sechs Glaziale/Interglaziale (verändert nach GLENNIE 1998:288).

thoden – bis heute unbekannt ist, kann das Vorkommen noch älterer Kerne in rezenten Dünen nicht ausgeschlossen werden (GLENNIE 1994, 1999).

Entscheidenden Einfluß auf die Entwicklung linearer Dünensysteme in den Vereinigten Arabischen Emiraten und weiteren küstennahen Gebieten der nördlichen Arabischen Halbinsel während des Maximums der letzten Eiszeit hatte das Becken des heutigen Arabischen Golfes. Aufgrund eines bis zu 120 m niedrigeren globalen Meeresspiegels (vgl. Abbildung 5.1) als heute war dieser – bei einer maximalen Tiefe von ca. 100 Metern – zwischen ca. 21 ka und 18 ka B.P. vollständig ausgetrocknet und stellte dem Wind in großem Maße Feinmaterial zur Deflation zur Verfügung. Lediglich das Euphrat/Tigris-Delta dehnte sich auf dem ehemaligen Meeresgrund bis an die Straße von Hormuz aus und wurde entlang seines Verlaufs von kleinen Seen begleitet (TELLER et al. 2000). Intensive unidirektionale Shamal-Winde aus nordwestlicher bis nordnordwestlicher Richtung transportierten die Sedimente größeren Korndurchmessers (Sandfraktion) – eine Mischung aus Karbonaten biogenen oder chemischen Ursprungs, alluvialen basischen Gesteinstrümmern aus dem iranischen Zagros-Gebirge und siliziklastischen Ablagerungen des Euphrat/Tigris-Deltas – bis an die Küste der Emirate, während feinere Bodenbestandteile wie Schluff und Ton via Suspension bis in das Arabische Meer gelangten. Tiefseebohrkerne aus dem nördlichen Arabischen Meer deuten auf hohe Staubmengen während des LGMs hin (maximale Ablagerungsgeschwindigkeit zwischen 15 ka und 13 ka B.P.), die von Nordwestwinden aus dem Arabischen Golf und der zentralarabischen Wüste auf das Meer hinaus transportiert wurden (siehe Abbildung 5.2) (SIROCKO et al. 2000).



Abbildung 5.2: Äolischer Sedimenttransport von der Arabischen Halbinsel in das Arabische Meer. (Orb-View-2 Satellitenbild vom 12.03.2000).

Auf dem Weg über den ausgetrockneten Meeresboden bildeten sich bei zunächst nur geringer Sedimentzufuhr die ersten barchanoiden Sandakkumulationen aus, die sich als Wanderdünen in Richtung Nordostküste der Arabischen Halbinsel bewegten. Solche Ablagerungen, die inzwischen von den Fluten des Arabischen Golfes überspült wurden, lassen sich heute noch in Satellitenbildern des Golfes von Salwa nachweisen. Die Ausrichtung und Struktur submariner Sandbänke, deren Erscheinungsbild sichelförmigen Dünen ähnelt, deuten darauf hin, daß während der LGM Barchane vom saudi-arabischen Festland über den ausgetrockneten Golf von Salwa in Richtung der Qatar-Halbinsel zogen. Legt man die heutige Geschwindigkeit der Dünenbewegung in Qatar von 8 Metern pro Jahr als ein Minimum für die glazialen Verhältnisse zugrunde, hätten die äolischen Ablagerungen für die Durchquerung des Golfes 8.000 bis 10.000 Jahre benötigt, welches unter Berücksichtigung der Dauer der marinen Regression durchaus realistisch erscheint. Mit steigendem Meeresspiegel in der postglazialen Phase wurde der Sedimentnachschub für die Dünen abgeschnitten und diese zu einem späteren Zeitpunkt überspült. Barchane, die bereits das Festland Qatars erreicht hatten, wanderten mit der Hauptwindrichtung von NW nach SO über die Halbinsel und bildeten heute südlich von Umm Said ein Sanddünengebiet, das sich

in den Arabischen Golf ausbreitet und innerhalb geologischer Zeiträume wieder vom Meer abgetragen werden wird (AL-HINAI et al. 1987, EMBABI & ASHOUR 1993).

Hinweise auf vergleichbare Ablagerungen finden sich auch im Gebiet der Half Moon Bay (Dawhat Zulum), südlich der Damman Halbinsel in der Ostprovinz Saudi Arabiens. Kleine Sandhügel auf der Ra's Al-Qurayyah Halbinsel werden als Überreste pleistozäner Dünen interpretiert, die zu Zeiten eines niedrigen Meeresspiegels über den trockenen Boden der Half Moon Bay wanderten. Winde aus nördlichen Richtungen transportierten den Sand über den Grund von Dawhat Zulum, das damals bereits seit über 50.000 Jahren eine supratidale Sebkha war, nach Süden, wo sich das äolische Material als Dünen ablagerte und sich aufgrund der Lage über dem Maximalpegel der holozänen marinen Transgression bis heute in Teilen erhielt (WEIJERMARS 1999).

Die Kerne heutiger Dünen in den nördlichen Emiraten, die ursprünglich in West-Ost-Richtung angeordnet waren, deuten anhand ihrer Schichtung auf Ablagerung parallel zum vorherrschenden Wind hin. Die Ausrichtung dieser linearen Dünenelemente geht in der Nähe des Omangebirges in einen Südtrend über, da der für die Entstehung verantwortliche Paläowind entlang des orographischen Hindernisses verwirbelt und abgelenkt wurde (GLENNIE 1994).

Die Ausläufer dieses Systems von Lineardünen setzten sich in Richtung Nordwest unterhalb des heutigen Meeresspiegels fort. Während der postglazialen Transgression setzte verbreitet die Erosion dieser äolischen Ablagerungen ein, da Sedimentnachschub durch das vorrückende Wasser im Arabischen Golf blockiert wurde. Überreste solcher linearen Elemente, die in ihrer Ausrichtung dem NW Shamal-Wind folgen, finden sich auch im heute überfluteten westlichen Becken des Golfes in einer Tiefe von über 40 Metern, einem Gebiet entlang der iranischen Küste, das aufgrund topographischer Verhältnisse keine rezenten Dünengebiete aufweist (SARNTHEIN 1972).

Mineralogische Untersuchungen an Sandakkumulationen in den westlichen Vereinigten Arabischen Emiraten lassen keinen Zweifel an einem Zusammenhang zwischen der Austrocknung des Arabischen Golfes und der Dünenbildung in diesem Gebiet. Der Gehalt mariner Karbonate (Ooide, Bioklaste, etc.) nimmt von der Küste in Richtung Omangebirge kontinuierlich ab, wohingegen sich der Anteil metamorpher Gesteinstrümmer nach Osten erhöht (siehe Abbildung 5.3). Während die Sandablagerungen im Westen noch bis zu 70 % Karbonat aufweisen sinkt dieser Wert im Osten bis auf 30 % (WHITE et al. 2001), wo eine Vermischung mit lokalen Sandquellen aus mafischen und ultramafischen Gesteinen stattfindet (ABU-ZEID et al. 2001). Neben der räumlichen Verteilung von Kalziumverbindungen deuten auch andere Bestand-

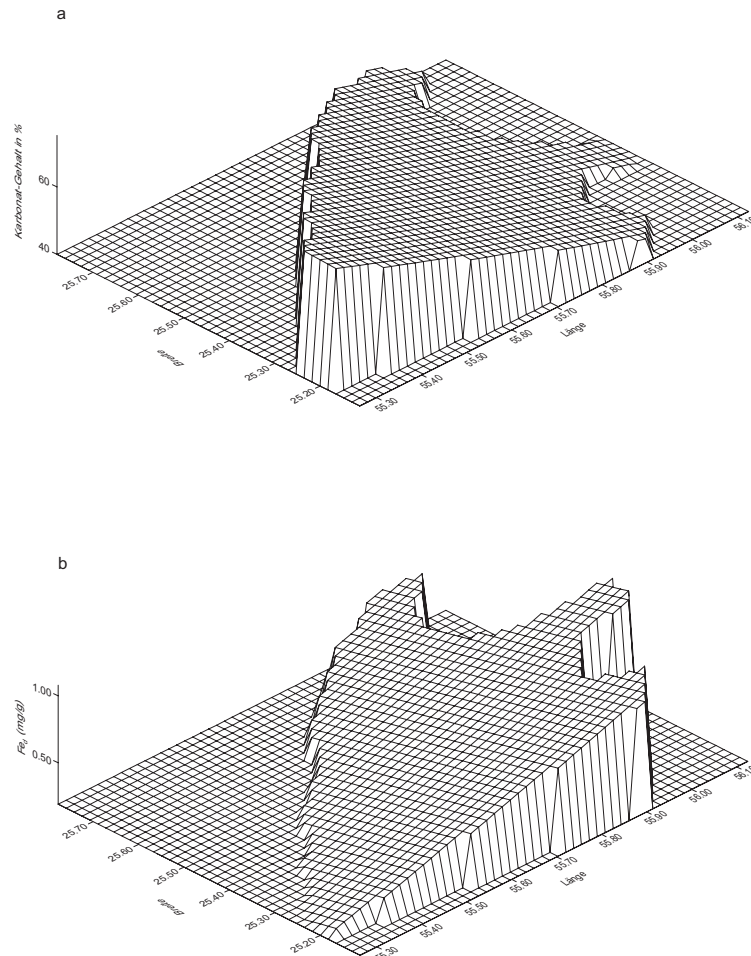


Abbildung 5.3: Trendoberfläche für die Verteilung von Fe_d und Karbonat in den Oberflächensedimenten des Emirats Ras' al Khaimah (verändert nach WHITE et al. 2001:744).

teile des Sedimentgefüges auf allochthone Entstehung des Ursprungsmaterials hin. Obwohl sowohl in den Emiraten, als auch in unmittelbarer Umgebung keine Quelle für basische und ultrabasische Gesteinstrümmer existiert, nimmt deren Anteil in den Dünen der nördlichen UAE nach Westen hin zu und erreicht seinen höchsten Wert unmittelbar an der Küste. Die nächste entsprechende geologische Formation befindet sich auf der Nordseite des Arabischen Golfes im heutigen Iran. Diese strukturelle Anordnung legt daher den Schluß nahe, daß neben marinen Karbonaten auch andere Bestandteile des ehemaligen Meeresbodens erodiert und in Windrichtung abgelagert wurden (AHMED et al. 1998, ALSHARHAN et al. 1998). Während für Karbonate in einigen Gebieten jedoch in situ Verwitterung nicht vollständig ausgeschlossen werden kann (z.B. im nördlichen Oman entlang der Grenze zu den UAE), sind die basischen Komponenten ein klarer Hinweis auf einen direkten Zusammenhang zwischen Meeresspiegelniveau und Dünenbildung.

In den nordöstlichen Emiraten, 30-40 km von der Küste entfernt, datierten TELLER et al. (2000) Äolianite anhand ihres Gehalts an Trümmerkalzit mittels C^{14} -Messung auf 21.710 ± 140 B.P. und 32.320 ± 370 B.P. Weil freiliegende marine Sande aus den Küstensebkhas der Emirate aufgrund ihres wesentlich jüngeren Alters (zwischen 6.000 B.P. und 4.000 B.P.) als Quelle für den Karbonatanteil der Äolianite ausscheiden, muß die Entstehung dieser Ablagerungen an die Austrocknung und spätere Deflation des Arabischen Golfs während des letzten Glazials gekoppelt gewesen sein. Die ältere der beiden Datierungen mit einem Alter von mehr als 32.000 Jahren fällt nicht mehr in den Bereich des glazialen Maximums, sondern in die spät-pleistozäne humide Phase der Arabischen Halbinsel, eine Zeit in der sich kaum Dünenbildungsphasen nachweisen lassen. Da sich das Wasser jedoch schon seit dem letzten Interglazial (MIS 5e) aus dem Arabischen Golf zurückzog und bereits vor dem Höhepunkt der letzten Eiszeit weite Bereiche des ehemaligen Meeresbodens subaërischer Erosion unterlagen, spiegelt diese Ablagerung unter Umständen eine kurze Klimaschwankung wider, während der die Feuchtigkeit nicht ausreichte um das Bodensubstrat mittels kapillarer Bindung, Vegetation etc. zu stabilisieren und gleichzeitig die Zufuhr verfügbaren Sediments vom ausgetrockneten Meeresgrund zunahm. Diese Vermutung wird durch Messungen in Saudi Arabien unterstützt, wo die ältesten Schichten karbonatreichen Lösses auf 26.900 ± 320 Jahre B.P. datiert wurden. Da lokal keine Quellen für entsprechendes Ausgangsmaterial vorhanden sind, werden diese Ablagerungen mit einem niedrigen Meeresspiegel im Arabischen Golf assoziiert, der trotz überwiegend humider Klimaverhältnisse ausreichend geeignetes Material zur Deflation zur Verfügung stellte, um Akkumulationen dieser Art zu ermöglichen (WHITNEY 1983 in HADLEY et al. 1998).

In der Al Liwa Region der südlichen Arabischen Emirate finden sich Hinweise auf mehrere Dünenbildungsphasen, die von Perioden hohen Grundwasserspiegels unterbrochen wurden. Spät-pleistozäne Kalkverkrustungen dieser Region, die mit hohen Grundwasserspiegeln assoziiert werden, wurden bereits unter 4.1 beschrieben und können für den Zeitraum des glazialen Maximums nur noch vereinzelt nachgewiesen werden (WOOD & IMES 1995). EL-SAYED (2000) vermutet, daß das heutige Erscheinungsbild Al Liwas mit seinen barchanoiden Mega-Dünen und den dazwischen eingelagerten Sebkhass entscheidend von diesen Schwankungen im Grundwasserspiegel beeinflusst wurde. Unterhalb der heutigen Dünen bildet die Liwa Oase eine kleine Senke aus, die bis zu 30 Meter tiefer als die nördlich angrenzenden Bereiche liegt. Innerhalb dieser Vertiefung konnten sich zu Beginn des Sedimentationszyklus' aufgrund der topographischen Lage und des damit verbundenen reduzierten Sandtransports

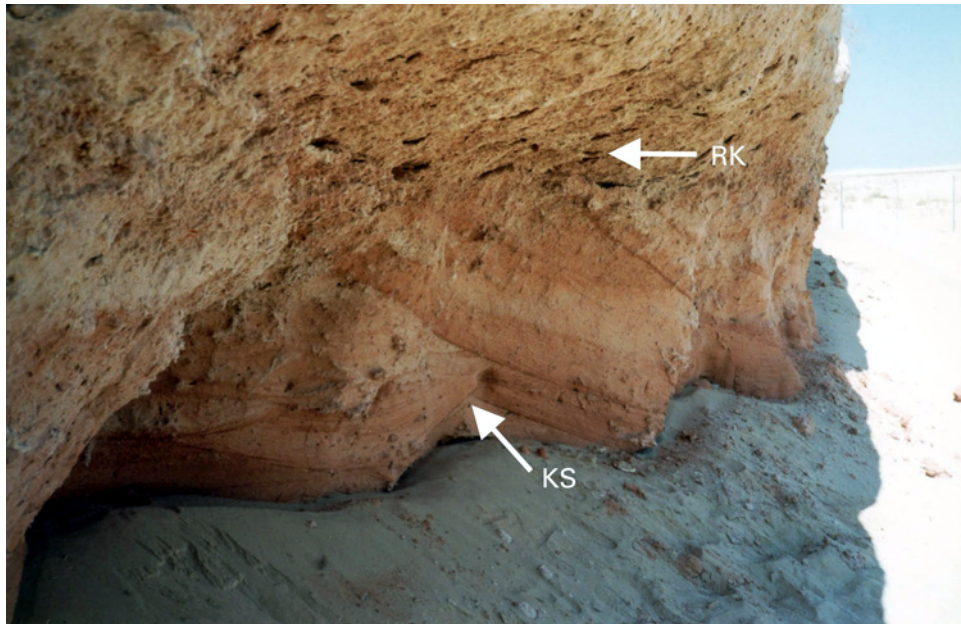


Abbildung 5.4: Basaler Teil einer kleinen Rest-Stufe nördlich von Al Liwa. Äolische Kreuzschichtungen (KS) und Rhizokonglomerationen (RK) deuten auf wechselnde Klimabedingungen hin (Eigene Aufnahme).

(WILSON 1971) die ersten Dünen ausbilden. Dieser Trend wurde von Schwankungen in der Höhe des Kapillarsaums begünstigt, da eine schwach feuchte Sebkhaoberfläche äolischen Sand festhielt und im Laufe der Zeit immer größere Akkumulationen entstehen konnten. Bei sinkendem lokalen Grundwasserspiegel wurde ein Teil des zuvor abgelagerten Materials wieder erodiert und zu neuem Ursprungmaterial für weitere Dünenbildungsphasen recycelt. Meeresspiegelschwankungen wirken sich in küstennahen Sandwüsten verzögert auch noch viele Kilometer landeinwärts auf die regionale Höhe des Kapillarsaums aus (KOCUREK et al. 2001). Bei konstantem längerfristigem Anstieg des Grundwasserspiegels entstanden somit mächtige Akkumulationen, die während kurzzeitiger Schwankungen überformt wurden und sich heute in einem komplexen Muster aus Mega-Barchanen, Sebkhas und kleinen Restbergen (Mesas) äußern (EL-SAYED 2000).

JUYAL et al. (1998) datierten in der Al Liwa Region eine der jüngeren Akkumulationsphasen auf das Maximum bzw. die Spätphase der letzten Vereisung. Äolisches Material am Rand einer heutigen Zwischendünen-Sebkha, das von einer dünnen Lage aus Kalkzement überlagert wird, wurde auf 15 ± 3 ka B.P. datiert (vgl. Abbildung 5.4). Eine weitere Sandschicht, die bei einer Grabung innerhalb einer solchen Sebkha nachgewiesen werden konnte, besaß ein Alter von 12 ± 2 ka B.P. und wurde nach ihrer Ablagerung von Pflanzenwurzeln durchdrungen. Sowohl Kalkzement als auch Wurzelreste sind wahrscheinlich das Ergebnis des anschließenden holozänen Klimaoptimums,

das auf der Arabischen Halbinsel verbreitet für höhere Humidität sorgte (vgl. Kapitel 6). Die zeitliche Zuordnung der heutigen Mega-Barchane in der Al Liwa Region wird von den Ergebnissen des NATIONAL ATLAS OF THE UNITED ARAB EMIRATES (1993) unterstützt, der den Ablagerungszeitpunkt mit einer Trockenphase im späten Pleistozän/frühen Holozän von 17 ka B.P. bis 9 ka B.P. angibt. Diesen Ergebnissen widersprechen neuere Untersuchungen von STOKES & BRAY (2005). Obwohl während des letzten glazialen Maximums in der Liwa Region wahrscheinlich hohe Dünenaktivität herrschte, wurden diese kaum durch Verfestigungsprozesse erhalten. Die heutigen Ablagerungen der südlichen Emirate entstanden wahrscheinlich überwiegend während MIS 5 und MIS 1, als die Umweltbedingungen die Konservierung der Sedimente begünstigten (vgl. Kapitel 3.5).

Die Sande der Al Liwa bestehen in erster Linie aus Quarzen und Feldspäten, sowie geringeren Anteilen von Kalzit und Gips. EL-SAYED (2000) unterscheidet das Material der heutigen Dünen nach vier Entstehungsgebieten. Fluviale Schotter aus dem Omangebirge wurden in großen Schwemmfächern bereits vor der ersten Dünenbildung in der Umgebung der Liwa Oase abgelagert (SINGHVI et al. 2001) und bestehen primär aus ultrabasischen Ophiolithen, deren Anteil – entsprechend der Abflußrichtung der fossilen Systeme – nach Osten hin zunimmt und seine höchste Konzentration in der Umm Az Zimul am Westhang des Omangebirges erreicht (EL-SAYED 1999). Neben Gesteinstrümmern metamorpher Herkunft weisen die Sande auch monokristalline Quarze und Feldspäte auf, die ihren Ursprung wahrscheinlich im Schildbereich Westarabiens haben (EL-SAYED et al. 1996). Das Auftreten saurer vulkanischer Gesteinsfragmente deutet auf eine Verbindung zu den Zagros-Ketten im Iran hin. Mineralogisch gesehen stellt diese Region der südlichen Arabischen Emirate eine Mischung verschiedenster Ursprungsgesteine dar, die während humider (Schwemmfächerablagerungen aus dem Omangebirge und dem Arabischen Schild) und arider Klimaphasen (Deflation originär fluvialer und organischer Sedimente aus dem Arabischen Golf) dort abgelagert wurden (EL-SAYED 2000). Trotz dieser Vielfalt an Ausgangsmaterial weisen sowohl rezente als auch Paläodünen eine konstante Anordnung der Schichtung nach Südsüdost auf, welches auf die Beständigkeit des dünenformenden NNW-Shamals in den westlichen Emiraten über einen Zeitraum von mindestens 130.000 Jahren hinweist (JUYAL et al. 1998).

In den Emiraten Sharjah und Ras' al Khaimah weisen DALONGEVILLE et al. (1992) zwischen fluvialen Ablagerungen eine Dünenbildungsphase nach, die auf 22 ka bis 19 ka B.P. datiert wurde.

AL FARRAJ & HARVEY (2004) vermuten aufgrund der Anordnung von Sanddünen und Schwemmfächerablagerungen an der Westseite der Musandam Berge im Emirat Ras' al Khaimah, daß im späten Pleistozän mindestens eine Klimaphase existiert haben muß, in der sich zeitgleich fluviale und äolische Sedimente in diesem Gebiet ablagern konnten. Einen Hinweis auf solche Bedingungen liefern die Übergangszonen zwischen beiden Landschaftselementen, deren Struktur zwar vom jeweils dominierenden Element geprägt, aber nicht vom jeweils anderen Element später wieder überformt wurde (kein Wechsel zwischen Ablagerungsarten). So lassen sich keine Bereiche nachweisen, wo es zu einer weiträumigen Überdeckung von äolischen Sedimenten durch fluviale Ablagerungen bzw. umgekehrt kam; lediglich unter heutigen hyper-ariden Bedingungen setzte eine geringfügige Reaktivierung der Sanddünen-systeme ein, die zur Entstehung von Sandsheets und kleineren Barchanen führte, die nach Osten über die Schwemmfächer wandern. Ebenso zeigt der untere Teil von Wadi Limhah, daß die Entstehung der dort vorkommenden Dünen zwar vom Abfluß beeinflusst wurde, dieser aber zu keinen Unterschneidungen oder Durchbrüchen von Dünen führte, wie es bei einem – auf eine Trockenphase folgenden – Niederschlagsereignis der Fall gewesen wäre. Eine Erklärung für diesen ungewöhnlichen Synchronismus zweier gegensätzlicher Ablagerungssysteme könnten Niederschläge mediterranen Ursprungs sein, die sich möglicherweise aufgrund einer starken zonalen Strömung während einer Kälteperiode im späten Pleistozän entwickeln konnten. Zu dieser Zeit könnte sich über Zentralasien im Winter ein größeres Hochdruckgebiet ausgebildet haben, daß die Polarfront nach Süden verschoben und damit das Vordringen von Tiefdrucksystemen aus dem Westen begünstigt hätte. Gleichzeitig wäre der Klimadämpfungseffekt des Arabischen Golfes auf die umliegenden Landmassen durch einen tiefen Meeresspiegel minimiert und die Winterkälte während des Glazials verstärkt worden. Freigelegte Sedimente im Arabischen Golf hätten dann durch starke Nordwestwinde bis an den Westhang der Musandam Berge transportiert werden können, wo sie auf die zeitgleich entstehenden Schwemmfächerablagerungen trafen und sich das jeweils dominierende Landschaftselement durchsetzte (AL FARRAJ & HARVEY 2004).

Ebenfalls im Gebiet des Emirats Ras al Khaimah befindet sich bei Awafi ein heute trockenes Seebecken, das von linearen Dünen und der alluvialen Shimal-Ebene umschlossen wird. Am unteren Ende eines 3,3 Meter tiefen Einschnitts innerhalb dieser holozänen Seeablagerungen (vgl. Kapitel 6.1) konnten über einer Schicht basaler Schotter eisengefärbte Sande verzeichnet werden. Dieses äolische Material, das mittels der OSL-Methode auf ein Alter von $17,5 \pm 1,8$ ka B.P. datiert wurde, wies keinerlei

Einlagerungen von Pollen oder Phytolithen auf, welches auf dünne bis fehlende Vegetation während der Entstehung im LGM hindeutet (PARKER et al. 2004). Vergleichbare Ablagerungen aus den östlichen Emiraten wurden von LANCASTER et al. (2004) auf Alter zwischen 42,0 ka und 15,1 ka B.P. – mit einer Häufung von Werten bei 15,1 ka bis 18,3 ka B.P. – datiert und fallen damit in eine identische Dünenbildungsphase während des Maximums der letzten Eiszeit.

Gegen Ende des Pleistozäns/Anfang des Holozäns entstand in der unmittelbaren Nähe von Awafi innerhalb nur einer kontinuierlichen Ablagerungsphase ein Dünenfeld, das nicht mit der LGM in Verbindung gebracht werden kann (GOUDIE et al. 2000). Datierungen zwischen $13,5 \pm 0,7$ ka B.P. und $9,1 \pm 0,3$ ka B.P. (GOUDIE et al. 2000) sowie zwischen 12,5 ka und 11,5 ka B.P. (LANCASTER et al. 2004) deuten auf einen Zusammenhang mit der Jüngerer Dryasperiode hin, die in niederen Breiten wahrscheinlich von großer Aridität – nach Angaben einiger Autoren auf der Arabischen Halbinsel sogar trockenere Bedingungen als während des Maximums der letzten Eiszeit (ROSSIGNOL-STRICK 1998) – geprägt war und somit hohe Akkumulationsraten begünstigte. Als Hinweis auf starke Trockenheit im Gebiet des Nahen und Mittleren Osten während dieser Phase kann auch die – in Pollenspektren nachgewiesene – hohe Verbreitung von Gänsefußgewächsen (*Chenopodiaceae*) gewertet werden, die für eine Wüsten- bis Halbwüsten-Vegetation typisch sind (ROSSIGNOL-STRICK 1998). Diese kurze Klimaschwankung während der Wiederherstellung humiderer Verhältnisse nach dem Maximum der letzten Eiszeit zwischen 11,5 ka und 9,5 ka B.P. läßt sich von der Arabischen Halbinsel bis nach Nordafrika nachweisen, wurde bislang jedoch nur in begrenzter räumlicher Ausdehnung dokumentiert, welches als Anzeichen für eine untergeordnete und eher regional ausgeprägte Ariditätsphase interpretiert werden kann (GASSE & VAN CAMPO 1994, YAN & PETIT-MAIRE 1994).

Während die südwestliche Rub' al Khali in der Zeit zwischen 35 ka und 20 ka B.P. von der Entstehung kleiner Seen in Zwischendünenbereichen geprägt war, lassen sich von 20 ka bis 10 ka B.P. nur noch vereinzelt Mergelablagerungen nachweisen, die auf die Existenz von stehenden Wasserkörpern hinweisen (vgl. Abbildung 5.5) (CLARK 1989).

McCLURE (1984) schätzt, daß gegen 20 ka B.P. die letzten spät-pleistozänen Seen austrockneten und sich anschließend Hyperaridität in der Region ausbreitete. Die Rub' al Khali besaß zu dieser Zeit ein ähnliches Erscheinungsbild wie heute, mit dem Unterschied, daß bedeutend intensivere und trockenere glaziale Winde die Landschaft formten. Die vormals flach abgerundeten Lineardünensysteme schwacher Winde wurden großflächig reaktiviert und von jüngeren Akkumulationen überformt

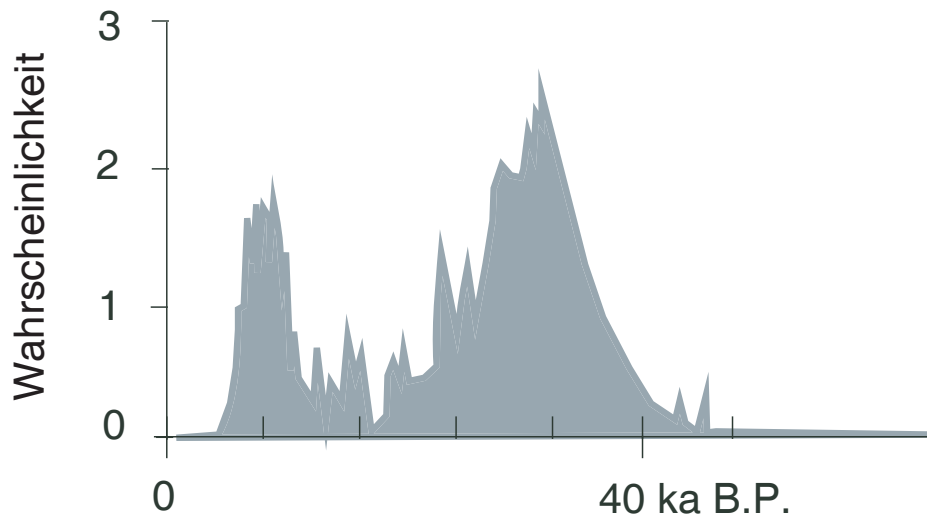


Abbildung 5.5: Wahrscheinlichkeitsdichte-Funktion quartärer Seeablagerungen (verändert nach STOKES & BRAY 2005:1478).

(EDGEELL 1990), bewahrten jedoch in Grundzügen ihre ursprüngliche Form als parallele, in Windrichtung orientierte Rücken. An der Oberfläche der nun weitaus höheren Dünen bildeten sich aufgrund starker Winde steile Flanken und scharfe Kammlinien aus, wohingegen sich die Zwischendünenbereiche eintieften. Im Rahmen der allgemein hohen äolischen Dynamik während dieser ariden Phase wurde ein Großteil der pleistozänen Seeablagerungen erodiert. Die Überreste dieser fossilen lakustrinen Sedimente zeichnen sich in der heutigen Landschaft als kleine irreguläre Mesas ab und sind einer der wenigen Beweise für Humidität kurz vor dem Maximum der letzten Eiszeit.

In der An Nafud im Norden Saudi Arabiens fehlen ebenso wie für weite Teile der Rub' al Khali absolute Zeitangaben für die Entstehung der Dünenablagerungen. Obwohl sich die ersten Dünen in der An Nafud wahrscheinlich bereits im späten Miozän ausbildeten und diese Phase diskontinuierlich bis in das Pleistozän anhielt, weisen eingelagerte lakustrine Sedimente auf mindestens zwei Dünenbildungs- bzw. Umformungsphasen im späten Pleistozän hin. Aufgrund der stratigraphischen Anordnung der äolischen Sande unter Seeablagerungen unterschiedlicher Mächtigkeit müssen die Dünen vor ca. > 32 ka B.P. und zwischen 24 ka und 8,5 ka B.P. aktiv gewesen sein. Eine genaue zeitliche Einordnung der älteren Sande ist schwierig, berücksichtigt man jedoch die Annahme, daß eine weitere Seebildungsphase von 85 ka bis 70 ka B.P. existierte, schränkt sich der Entstehungszeitraum auf 70 ka bis 32 ka B.P. ein (WHITNEY et al. 1983). Neuere Untersuchungen über das Erhaltungspotential äolischer Ablagerungen über geologische Zeiträume (STOKES & BRAY 2005) lassen auch

den Schluß zu, daß diese Sande bedeutend älter sein könnten (z.B. aus MIS 5) und aufgrund günstiger Umweltbedingungen konserviert wurden. Die jüngeren Sande entsprechen den auf der Arabischen Halbinsel weit verbreiteten äolischen Ablagerungen des letzten glazialen Maximums, die während des holozänen Klimaoptimums stabilisiert wurden und heute nur noch entlang ihrer Kammlinien aktiv sind (WHITNEY et al. 1983).

Der Nachweis beider Ablagerungszyklen durch WHITNEY et al. (1983) bestätigt weitestgehend Untersuchungen von GARRARD et al. (1981), die in der Nähe von Jubbah ebenfalls zwei aride Phasen im späten Pleistozän belegen konnten. Während die äolischen und lakustrinen Sedimente aus der Zeit < 32 ka B.P. weitgehend einander entsprechen, findet sich unter den älteren Seeablagerungen bei Jubbah kein äolischer Sand, sondern evaporitisches Material, daß ebenfalls auf hohe Aridität mit einer saisonal starken Verdunstung von Wasser hindeutet (GARRARD et al. 1981).

Obwohl inzwischen der Zusammenhang zwischen rötlichen Sanden und Hyperaridität angezweifelt wird (GARDNER & PYE 1981, ANTON & INCE 1986) nimmt McCLURE (1984, 1978) an, daß die Feuchtigkeit in der Region nur ausreichte, um Eisenoxid auszubleichen und in größeren Konzentrationen auf und in kleinen Unebenheiten der Sandkörner abzulagern.

Die Vegetation war auf dem Höhepunkt des letzten Glazials folglich nur spärlich ausgeprägt, ähnelte in ihrer Artenzusammensetzung und Verbreitung unter Umständen rezenten Verhältnissen.

Trotz verbreiteter arider Verhältnisse reichten die Niederschläge gegen Ende der Periode von 20 ka bis 10 ka B.P. vereinzelt aus, um in der Rub' al Khali kurzzeitig und lokal begrenzt kleine stehende Wasserflächen auszubilden. Dünne Mergelschichten und das Fehlen von fossilen Muscheln oder Süßwasserschnecken deuten auf eine kurze Existenz hin, die nicht mit der spät-pleistozänen Seebildungsphase verglichen werden kann (McCLURE 1984).

Eine analoge kurze humide Phase gegen Ende des Glazialen Maximums läßt sich auch in der Umm as Samin im Westen Omans nachweisen. Zwischen ca. 20 ka und 15 ka B.P. wies dieses Gebiet wie ein Großteil der Arabischen Halbinsel aride bis hyperaride Bedingungen auf. Im Bereich der heutigen Inlandsebkha war – ähnlich wie heute – Sandablagerung der dominierende geomorphologische Prozeß. Weiterhin bildeten sich – im Wechsel mit kurzzeitigen Überflutungen durch Abfluß aus den nördlich angrenzenden Wadis oder Grundwasseraufstieg – kleinere Halitkrusten aus, die Rückschlüsse auf verbreitete Trockenheit zulassen. Ab 15 ka B.P. entwickelte sich

die Sebkha wieder zu einem See zurück, der sich im Süden bis in die Rub' al Khali erstreckte und das zuvor abgelagerte Halit auflöste. Obgleich definitiv mehr Feuchtigkeit zur Verfügung stand als während der vorhergehenden ariden Phase, deuten nur schwach ausgeprägte Schluff- und Tonablagerungen darauf hin, daß der Oberflächenabfluß aus dem nahen Omangebirge bedeutend geringer gewesen sein muß als von 30.000-20.000 B.P. Diese Phase endete gegen 12 ka B.P. und wurde von einer erneuten Rückkehr zu Sebkhabedingungen mit äolischen Sandablagerungen gefolgt, die ihrerseits bis 9 ka B.P. andauerte (HEATHCOTE & KING 1998).

Allgemein kann festgestellt werden, daß das Maximum der letzten Eiszeit im Bereich der Arabischen Halbinsel verbreitet mit niedrigen Seespiegeln assoziiert war. Die Hauptunterschiede zeigen sich nur in der zeitlichen Abgrenzung dieser Klimaphase. Während einige Autoren bereits gegen 20 ka B.P. von sinkenden Wasserpegeln bzw. der Austrocknung der Seen ausgehen (z.B. McCLURE 1984), setzen z.B. ROBERTS (1982) und ROBERTS & WRIGHT (1993) eine obere Grenze von 17 ka bis 16 ka B.P. Einigkeit besteht dagegen weitestgehend über das Ende dieser ariden Periode, das mit spätestens 10 ka B.P. angegeben wird. KUTZBACH & STREET-PERROTT (1985) erweitern diesen Vergleich auf Fluktuationen des Wassergehalts tropischer Seen insgesamt und stellen dabei große Gemeinsamkeiten (verbreitet fallende Seespiegel) innerhalb eines Zeitraums von 18 ka bis 12,5 ka B.P. fest.

Bei Gegenüberstellungen dieser Art muß außerdem immer berücksichtigt werden, daß das Ergebnis (Datierung) immer von der Qualität des Ausgangsmaterials abhängig ist. In Wüstengebieten sind diese Quellen – wie bereits oben ausführlich erwähnt – eher spärlich, so daß auch zweitklassiges Material, das in gemäßigten Breiten bei einer Fülle von vergleichbaren Ablagerungen als nicht repräsentativ angesehen würde, in die Bewertung mit einbezogen wird. Verunreinigungen und die naturgegebene begrenzte Zuverlässigkeit der C¹⁴-Datierung sind weitere limitierende Faktoren, die einen genauen räumlichen und zeitlichen Abgleich der Ergebnisse verschiedener Autoren erschweren.

Die Wahiba-Sande im südöstlichen Oman besitzen – wie eine Vielzahl rezenter Sandwüsten – Anzeichen für eine lange, wechselvolle Entstehungsgeschichte, deren Entwicklungsphasen sich in der Struktur heutiger Ablagerungen widerspiegeln. WARREN & KAY (1987) bezeichnen diese Anordnung als „Dünennetzwerk“ und verweisen damit auf eine Vielzahl äolischer Depositionereignisse, die jeweils voneinander getrennt und in unterschiedlicher räumlicher Anordnung das Erscheinungsbild der Wahiba über die Jahrtausende hinweg prägten.

Oberhalb mächtiger verfestigter Äolianite, die im Norden der Wahiba auf 117 ka bis 110 ka B.P. datiert wurden (JUYAL et al. 1998) repräsentieren lineare Mega-Dünen mit einer Höhe von bis zu 80 Metern und einem Abstand von ca. 2.100 Metern zueinander die ältesten mobilen Sande einer viergeteilten Dünenhierarchie. Diese äolischen Großformen ordnen sich nahezu in Nord-Süd-Ausrichtung an und sind nur noch in höheren Bereichen entlang des Dünenkamms aktiv, während die Flanken aufgrund von Stabilisierung durch xerophytische Vegetation nahezu keinen Sandtransport aufweisen.

Über diesen Akkumulationen lagerte sich eine weitere Reihe kleinerer linearer Megadünen mit einem Abstand von ca. 400 m und einer Höhe von bis zu 20 m ab, die sich eindeutig anhand der unterschiedlichen räumlichen Dimension von den älteren Sedimenten unterscheiden lassen. Die Anordnung dieser zweiten Generation weicht um ca. 10-20° von der Ausrichtung der vorherigen Dünen ab und legt damit die Existenz eines veränderten Wind- und Klimasystems nahe. Wie ihre Vorgänger sind diese Lineardünen heute weitgehend stabilisiert und zeichnen sich nur noch durch vereinzelte Aktivität im Bereich der Kammlinie aus. In einigen Gebieten der Wahiba, in denen die ältere Generation der Megadünen nicht ausgebildet wurde, stellen diese linearen Sandrücken die größten Formen äolischer Dynamik dar. Im Gegensatz zu späteren Ablagerungen weisen die Sande beider Arten linearer Megadünen wesentlich dunklere, rötliche Färbungen auf, welches über den Verwitterungszustand auf ein deutlich höheres Alter hindeutet (GOUDIE et al. 1987).

Im Einklang mit dem heutigen Windsystem stehen verschiedene Arten kleinerer Mesodünen mit einer Höhe von bis zu 10 Metern, die entweder die großen linearen Elemente überlagern oder – wie im südlichen Bereich der Wahiba – isoliert auftreten. Dabei handelt es sich in erster Linie um transverse oder barchanoide Akkumulationsformen, die sich aus blassen bis weißen Sanden zusammensetzen.

Jüngster Bestandteil dieser Hierarchie sind Dünen, die sich nur kurzzeitig oberhalb der mächtigeren Ablagerungen ausbilden und ihr Erscheinungsbild innerhalb weniger Tage oder Wochen dem aktuellen Windregime anpassen.

Stratigraphische Anordnung und die auffällige Rotfärbung der ältesten Dünengeneration legen die Entstehung dieser Sedimente während des Maximums der letzten Eiszeit nahe. Wie weite Bereiche der Arabischen Halbinsel scheint auch der Südosten des Omans zu dieser Zeit von kontinuierlichen ariden Klimabedingungen geprägt gewesen zu sein, die die Entstehung linearer Sandrücken bei vorherrschender Windrichtung aus Süden begünstigten (WARREN & ALLISON 1998).

GLENNIE (1998) gibt das Alter der Lineardünen in der Wahiba mit < 18 ka B.P. an und weist darauf hin, daß während der letzten Hauptphase der Vereisung zwar das Shamal-Windsystem Nordost-Arabiens intensiver ausgeprägt war, der Südwest-Monsun als formgebender Wind für die Megadünen jedoch südlich an der Küste Omans vorbeizog und womöglich kaum Einfluß auf die Ausrichtung der Dünen nehmen konnte. Er favorisiert daher eine Entstehungsphase nach dem Höhepunkt des letzten Glazials, als Aridität noch verbreitet und das Monsun-System zu Teilen bereits wieder hergestellt war.

Neuere Untersuchungen und Datierungen an den Sedimenten der Wahiba deuten an, daß ein Großteil der äolischen Ablagerungen älter ist, als bislang angenommen wurde (vgl. Kapitel 3.5). Dennoch konnten auch während (bzw. unmittelbar vor und nach) dem letzten glazialen Maximum Dünenbildungsphasen festgestellt werden, die in der „Upper“ und „Lower“ Wahiba jedoch unter voneinander abweichenden Bedingungen entstanden sind.

In den Zwischendünenbereichen der heutigen transversen Küstendünen, an Meeresskiffs und in Bohrkernen der „Upper“ Wahiba lassen sich äolische Ablagerungsphasen für den Zeitraum vom späten MIS 3 bis in das frühe MIS 1 nachweisen. Diese Sedimente, die einen hohen Anteil an bioklastischem Material aufweisen und ein IRSL-Alter von 35 bis 8 ka B.P. besitzen, bilden die Qahid Einheit (Küsten-Äolianit bei GARDNER 1988) aus, die sich wiederum in drei Untereinheiten aufteilen läßt. Untereinheit A besteht aus einem 14 m mächtigen Paket äolischen Sandsteins, das zwischen 35 ka und 25 ka B.P. abgelagert wurde. Vereinzelte Reste von Wurzelablagerungen weisen darauf hin, daß diese Sande kurzzeitig von Vegetation stabilisiert wurden. Die später in Abschnitt 6.1 ausführlich erwähnten holozänen Seeablagerungen (vgl. RADIES et al. 2005) lagern diskordant über diesem Teil der Qahid Einheit. Untereinheit B besteht in der zentralen „Upper“ Wahiba aus unzementierten Sanden aus dem Zeitraum von 22 bis 18 ka B.P. und weist trotz schlechter Erhaltung der Proben auf eine Transportrichtung des Materials in nördliche Richtungen hin. Dünne horizontale Schichten mit Windrippel-Laminierungen sind typisch für die Sanddecken-Ablagerungen der abschließenden Qahid-Untereinheit C, die im küstennahen Ra's Ruways nachgewiesen werden konnten. Diese Sedimente mit einem Alter von 18.000 bis 8.000 Jahren deuten mit ihrer internen Struktur darauf hin, daß sie von einem von SW nach NO gerichteten Sandtransport abgelagert wurden. Zwischen dieser Untereinheit und den rezenten Dünen der Wahiba befindet sich weiterhin eine Erosionsoberfläche, die auf intensive Abtragung durch Wind hinweist und auf 12 bis 11 ka B.P. datiert wurde, welches gut mit dem Zeitpunkt der Jüngeren Dryas korrespondiert (RADIES et al. 2004).

Die Qahid-Einheit und ihre Unterabteilungen entstanden zu einer Zeit stark sinkenden Meeresspiegels, der ähnlich wie während MIS 6 einen Tiefstand erreichte. Auffällig ist, daß sich die äolischen Ablagerungsereignisse des späten Pleistozäns und frühen Holozäns in drei Hauptphasen unterteilen lassen. Während in den küstennahen Bereichen die äolische Akkumulation von Material aus dem nun weiträumig freigelegten Schelfgebiet während der Übergangsphasen – kurz vor (ca. 34 bis 24 ka B.P.) und kurz nach (ca. 16 bis 13 ka B.P.) dem Höhepunkt des LGM – stattfand, lagerten sich die linearen Rücken in der „Upper“ Wahiba unmittelbar während des Maximums der letzten Eiszeit (ca. 22-18 ka B.P.) ab.

Die erhaltenen Küstenablagerungen vor der LGM entstanden durch die Freiwerdung von neuem Quellsediment im Schelfbereich, das sich aufgrund eines noch relativ hohen Grundwasserspiegels in Form von Dünen ablagern und als Oberflächenform erhalten konnte. Während des Maximums der letzten Eiszeit erreichte der Meeresspiegel seinen Tiefststand, so daß aufgrund eines weiter gefallenen Grundwasserspiegels und nur spärlicher Vegetation vorüberziehende Dünen nur schwach verfestigt und erhalten wurden. Das zum Transport zur Verfügung stehende Material wurde dementsprechend von stabilen Südwinden (glazial begünstigt) bis in die zentrale „Upper“ Wahiba transportiert, wo es lineare Dünen ausbildete. Nach dem Ende der LGM und mit steigendem Meeresspiegel begann eine Phase erhöhter Erosion durch Wellenschlag und der daraus folgenden Aufarbeitung der Sedimente, die sich aufgrund eines erneut höheren Grundwasserspiegels wieder an der Küste zu Dünen akkumulierten und verfestigten. An der Küste setzte sich die äolische Sedimentation in einigen Bereichen – mit einer kurzen Unterbrechung durch die Jüngere Dryas-Zeit und trotz des Einsetzens des holozänen Klimaoptimums um 10,5 ka B.P. – bis ca. 8 ka B.P. fort (PREUSSER et al. 2005). Zu diesem Zeitpunkt waren die Dünen in der „Upper“ Wahiba bereits stabilisiert und in ihren Zwischendünenbereichen bildeten sich kleine Seen aus, die von höheren Niederschlägen während des holozänen Klimaoptimums gespeist wurden (vgl. Abbildung 5.6 und Kapitel 6.1) (RADIES et al. 2004).

Die überlagernden, vom Trend der älteren Akkumulationen abweichenden linearen Dünen bildeten sich unter Umständen auch innerhalb von nur 1.000 bis 2.000 Jahren im Postglazial aus, als bei einem komplexen Windregime mit zwei oder mehr Hauptwindrichtungen erneut Aridität entscheidender Klimafaktor war. Diese Periode entspricht vielleicht der – auch in Tiefseebohrkernen im nördlichen Indischen Ozean nachgewiesenen (z.B. ZONNEVELD et al. 1997) – früh-holozänen Kaltphase von ca. 12,9 ka bis 11,7 ka B.P. in höheren Breiten (Jüngere Dryas) (WARREN & ALLISON 1998).

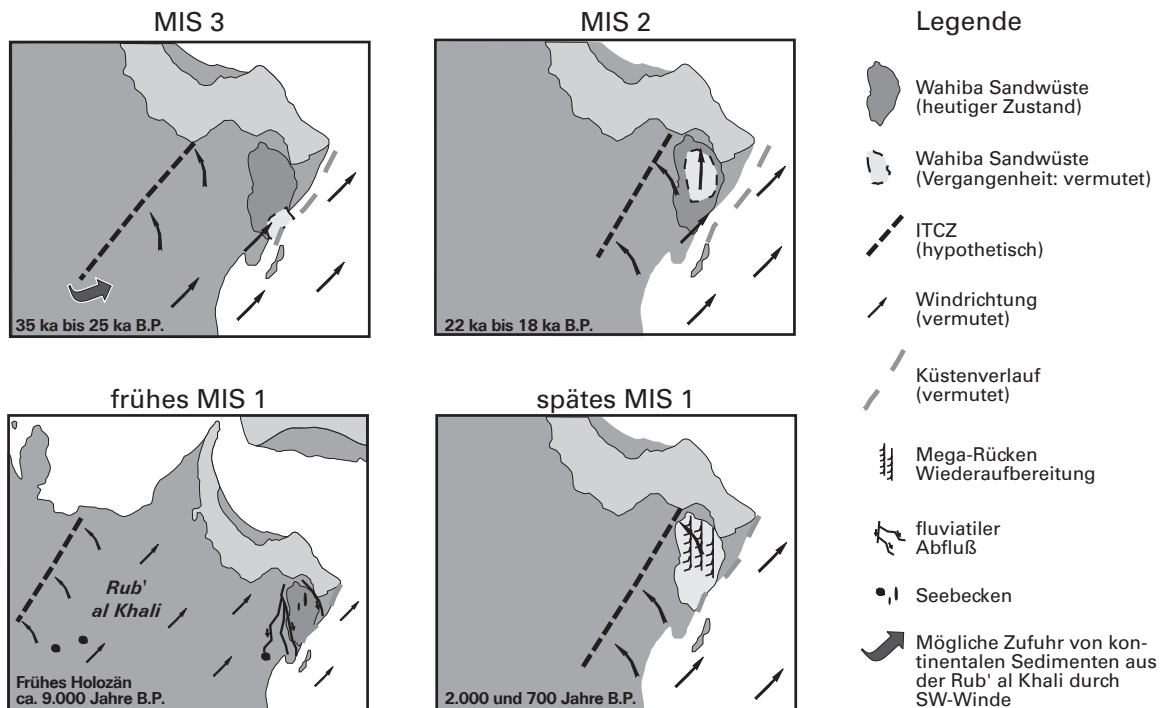


Abbildung 5.6: Entwicklung der Wahiba seit dem späten Pleistozän (verändert nach RADIES et al. 2004:1378).

Sedimentologisch/mineralogisch lässt sich die Wahiba-Wüste in zwei Hauptregionen unterteilen: die nördliche „Upper“ Wahiba und die südliche „Lower“ Wahiba. In den nördlichen Bereichen der Wahiba ist die oben beschriebene Hierarchie aus überlagernden Megadünen weitaus besser ausgebildet als im Südteil, welches ein größeres Alter und eine unterschiedliche Entwicklungsgeschichte der beiden Bereiche nahelegt. Weiterhin weisen die nördlichen Sande – im Gegensatz zu ihrem südlichen Gegenpart – verbreitet Eisenoxid-Ablagerungen auf. Obwohl GOUDIE et al. (1987) Sedimentologie nur als schlechten Altersindikator ansehen, interpretieren sie diese Verfärbungen als Hinweis auf eine frühere Entstehung als bei den blassen Sanden in der Süd-Wahiba.

Die Sande der „Upper“ Wahiba bestehen überwiegend aus Quarz- und Karbonat-Körnern, wobei der jeweilige Anteil am Gesamtsediment in Ost-West-Richtung für Karbonat ansteigt, während der Prozentsatz von Quarzbestandteilen in gleichem Maße abnimmt (PEASE et al. 1999). ALLISON (1988) und JUVAL et al. (1998) vermuten, daß der Karbonatanteil der „Upper“ Wahiba auf küstennahe Sandquellen zurückzuführen ist, die zu Zeiten niedrigen Meeresspiegels vom trockenen kontinentalen Schelf durch Südwinde nach Norden transportiert wurden. Direkte Hinweise auf karbonatreiches Material, das seine Entstehung der Deflation des flachen Schelfbereiches verdankt, finden sich außerdem in den verfestigten Äolianiten höheren Alters, die weite Ge-

biote der heutigen Sandwüste unterlagern (GARDNER 1988). Im Gegensatz dazu gehen PEASE et al. (1999) anhand einer Kombination aus Satellitenbilddauswertung und mineralogischer Untersuchung davon aus, daß küstennahe Sande zu keinem Zeitpunkt einen direkten Einfluß auf Dünenbildung in der nördlichen Wahiba hatten. Statt dessen halten sie Aufarbeitung der zementierten Äolianit-Ablagerungen als Quelle für karbonatreichen Sand für wahrscheinlicher. Neben der Reaktivierung älterer Sedimente kann auch der Einfluß fluviatil transportierten Materials nicht ausgeschlossen werden. Wadi Batha im Nordosten und Wadi Matam im Westen der Wahiba-Wüste besitzen ihr Einzugsgebiet im Bereich marinen Kalkgesteins und tragen damit wahrscheinlich bedeutend zum Karbonatgehalt der nördlichen Sande bei (PEASE & TCHAKERIAN 2002). Sande mit einem hohen Quarzanteil und deren räumliche Verteilung in der „Upper“ Wahiba stehen in enger Verbindung mit den südlichen Bereichen der Wüste. Während des Südwest-Monsuns konnte intensiver Sediment-Transport aus den östlichen, quarzreichen Gebieten der „Lower“ Wahiba in Richtung Norden bis in die östlichen Ausläufer der „Upper“ Wahiba nachgewiesen werden (WARREN 1988b). Akzeptiert man also die Tatsache, daß unter heutigen Bedingungen die südliche Wahiba das Ursprungsgebiet für Sedimente dieser Art darstellt, so erklärt sich auch die Zusammensetzung pleistozäner und holozäner Dünen in der nördlichen Wahiba.

Als Quellgebiet für den östlichen Bereich der nördlichen Wahiba, besteht die „Lower“ Wahiba aus homogenen Sanden mit hohem Quarzanteil. Sowohl ALLISON (1988), GOUDIE et al. (1987), als auch WARREN (1988a) betrachten die Küstenzone als Entstehungsgebiet für die Sande der „Lower“ Wahiba. Küstennahe Sedimente mit einem durchschnittlichen Kalziumkarbonatgehalt von 32 % deuten auf den Einfluß mariner Ablagerungen hin, die von auflandigem Wind nach Norden transportiert wurden. PEASE et al. (1999) widersprechen dieser verbreiteten These und führen den hohen Karbonatgehalt in einigen Dünen der Litoralzone auf recyceltes Material der verfestigten Äolianite zurück. Wie bereits WARREN (1988a) ziehen sie als Quellgebiet die Wadi/Sebkha-Komplexe der südlich angrenzenden Bahr al Hikman- und Hayy-Regionen in Betracht, die den Wadis Matam und Andam als Entwässerungsgebiet dienen. Beide Wadis lagerten in diesem Bereich große Mengen quarzreichen Materials aus ihren nördlichen Einzugsgebieten ab, das von südlichen Winden entlang der Küste bis in die „Lower“ Wahiba transportiert wurde (PEASE & TCHAKERIAN 2002, PEASE et al. 1999).

Schwach verfestigten Äolianiten im Südosten der Wahiba-Wüste, die von lakustrinen Sedimenten und auch vereinzelt von unverfestigten äolischen Sanden überlagert werden, wurde mittels Infrarot-stimulierter Luminezenzdatierung ein Alter von

23±3 ka B.P. und 18±3 ka B.P. zugewiesen. Diese – im Vergleich zu anderen Äolianiten der Region – jungen küstennahen Ablagerungen können folglich mit dem Höhepunkt des letzten Glazials assoziiert werden, als Aridität und niedriger Meeresspiegel die Deflation mariner Sedimente der Schelfszone entlang der Küste Omans begünstigte (JUYAL et al. 1998). Sie entsprechen damit der Qahid Einheit von RADIES et al. (2004). Gleichzeitig scheiden diese zementierten Sande als Ausgangsmaterial für die Dünen im Nordteil der Wahiba aus, da sie sich höchstens zeitgleich – wahrscheinlich jedoch erst später – ablagerten. GLENNIE (1998), vermutet, daß der SW-Monsun um ca. 18 ka B.P. durch die Kompression der Luftdruckgürtel weit nach Süden über den Indischen Ozean verdrängt wurde und nur geringen Einfluß auf den Sedimenttransport innerhalb der Wahiba hatte. Als lokale Quelle für karbonatreiches Material in den Küstendünen der „Lower“ Wahiba kommen diese Äolianite hingegen aufgrund ihres Alters und des veränderten Windsystems im Postglazial durchaus in Betracht. Diese These wird auch durch die von RADIES et al. (2004) ermittelten Ablagerungsalter bestätigt (s.o.), die die Entstehung der „Upper“ und „Lower“ Wahiba zeitlich voneinander trennen.

Obwohl der Norden der Wahiba-Sande sich in unmittelbarer Nähe zu den ophiolithischen Gesteinen des Oman-Gebirges befindet, lassen sich nur im Nordosten der „Upper“ Wahiba signifikante Mengen mafischer Gesteintrümmer nachweisen. Diese sind wahrscheinlich auf ausgewehrte fluviale Ablagerungen des Wadi Batha zurückzuführen, das den Hajar nach Süden hin entwässert. Die weitere räumliche Ausbreitung dieses Materials wurde offenbar von den vorherrschenden Südwestwinden und unregelmäßigem Abfluß im Wadi Batha-System verhindert (PEASE et al. 1999).

Einer der seltenen Anhaltspunkte für Aridität außerhalb von Sandwüstengebieten in Südwest-Arabien kommt vom Hochplateau des Jemen aus einer Höhe von ca. 2500 Metern. In der Region Dhamar, die heute jährliche Niederschläge zwischen 300 mm und 700 mm aufweist, wurden gegen Ende des Pleistozäns über einem alluvialen Komplex höheren Alters eckiger Hangschutt und Dünensande in topographischen Senken abgelagert, die Hinweise auf ein kaltes und arides Klima während der LGM liefern. Undatiertes Material oberhalb dieser Sedimente deutet auf eine kurze Phase fluvialer Aktivität bei semi-ariden Klimabedingungen hin, bevor ab ca. 12,1 cal. ka B.P. eine größere Humidität zur Ausbildung von kleinen holozänen Seen und zur Ablagerung eines mächtigen Paläobodens führte (WILKINSON 2005, 1997).

5.2 Sinter- und Tropfsteinablagerungen, fluviatile Sedimente

In den fossilen Aquiferen der Arabischen Halbinsel läßt sich für die Zeit des glazialen Maximums keine Auffüllung des Grundwasserkörpers nachweisen. C^{14} -Werte, die sich innerhalb dieser Zeitspanne bewegen, wurden nachträglich überwiegend nach oben hin korrigiert und entsprechen Wässern, die während der spät-pleistozänen Feuchteperiode abgelagert, später aber durch jüngeres Material bzw. rezenten Niederschlag verunreinigt wurden (s. o.). Tropfsteinhöhlen im Oman besitzen in diesem Zeitraum bis ca. 10 ka B.P. keine Anzeichen für fließendes Wasser, sondern weisen dünne rötliche Tonschichten auf der damaligen Oberfläche der Stalagmiten auf, die als äolische Ablagerungen während arider Klimaverhältnisse interpretiert werden (BURNS et al. 1998).

Eine Ausnahme bildet ein Tropfstein aus dem Summan-Plateau Saudi Arabiens, der während der LGM gegen $15,78 \pm 0,15$ ka B.P. abgelagert wurde und darauf hindeutet, daß auch während dieser Kaltphase die Niederschläge ausreichten, um ein Wachstum der Kalzitablagerungen zu ermöglichen. Obwohl Stalagmit SA „C“ ebenso niedrige – auf Monsun-Niederschläge hindeutende – $\delta^{18}O$ -Werte aufweist, wie andere lokale Ablagerungen aus dem mittleren Pleistozän, ist es unwahrscheinlich, daß diese Niederschläge auf eine Nordwärtsverschiebung der ITCZ zurückzuführen sind, da alle übrigen Klimaproxies aus dieser Zeit auf eine Südwärtsverschiebung hindeuten. Zyklonale tropische Niederschläge aus dem Bereich des Indischen Ozeans, die die niedrigen $\delta^{18}O$ -Werte erklären könnten, scheiden – im Gegensatz zum Norden der Vereinigten Arabischen Emirate (vgl. HOLZKÄMPER 2004) – aufgrund der großen Entfernung zum Ursprungsgebiet aus, sodaß möglicherweise Niederschläge mit Herkunft aus dem Mittelmeerraum für die Ablagerungen auf dem Tropfstein um 16 ka B.P. verantwortlich waren (FLEITMANN et al. 2004a).

Im nordöstlichen Omangebirge bei Nizwa hatte sich bis 16,3 ka B.P. Hyperaridität gegen die spät-pleistozäne humide Phase durchgesetzt und dauerte bis mindestens 13 ka B.P. an. Laminirtes, isotopisch abgereichertes Travertin lagerte sich zu dieser Zeit in mächtigen ununterbrochenen Formationen ab, welches auf Reaktion des ultrabasischen Tiefenwassers mit dem CO_2 der Umgebungsluft hindeutet. Das Fehlen von Karbonatablagerungen in Gesteinszwischenräumen und kalzifizierten Wurzelresten spricht gegen die Existenz eines oberflächennahen Grundwasserspiegels mit hohem Bikarbonatanteil. Dieser Bereich des Omangebirges war zwischen 16,3 ka und 13,0 ka B.P. demnach zu arid, um die Ausbildung eines flachen Aquifers zu ermöglichen, so daß die Neutralisierung des karbonatfreien basischen Tiefenwassers erst an der

Erdoberfläche stattfinden konnte und sich entsprechendes laminiertes Travertin in großen Sequenzen ausbildete (CLARK & FONTES 1990).

Das Fehlen fluviatiler Ablagerungen für den Zeitraum von 19 ka bis 10 ka B.P. innerhalb einer 55.000 Jahre zurückreichenden Sequenz von Auswaschungssedimenten bei Al-Harmaliah im Osten des Arabischen Schildes deuten AL-JUAIDI et al. (2003) als Hinweis auf aride Bedingungen während dieses Zeitabschnitts, in dem keine Monsoonniederschläge das zentrale Saudi Arabien erreichten und damit kein signifikanter Oberflächenabfluß stattfand.

*Alle Natur ist Kunst nur, die du nicht verstehst;
Der Zufall Richtung, die du noch nicht siehst;
Der Mißklang unbegriffene Harmonie,
Und Wohl des Ganzen jedes einzelne Weh...*

Alexander Pope (1733)

6 Holozänes Klimaoptimum und Übergang zu rezenten Verhältnissen

Mit dem Abschmelzen der großen Gletscher in nördlichen Breiten nach dem Ende der letzten Eiszeit veränderte sich auch das Klima in den Wüstengebieten der Tropen und Subtropen. Nach verbreiteter Hyperaridität während des LGMs setzte ein langsamer Wandel zu humideren Verhältnissen ein. Dieser Übergang war jedoch nicht von einem kontinuierlichen Anstieg der zur Verfügung stehenden Feuchtigkeit geprägt, sondern wurde von Phasen unterbrochen, die ihrerseits aride Merkmale aufwiesen. Auffälligstes Beispiel für eine Interimsphase trockenerer Klimabedingungen ist die bereits erwähnte Jüngere Dryas-Periode, die in höheren Breiten durch niedrige Durchschnittstemperaturen gekennzeichnet war und in heutigen Wüstengebieten offenbar zu einer teilweisen Reaktivierung oder Neubildung von Dünensystemen führte. Diese Klimaschwankungen waren wahrscheinlich gegen 10 ka bis 9 ka B.P. beendet und ein Trend zu höherer Humidität setzte sich durch, der verbreitet als holozänes Klimaoptimum bezeichnet wird.

6.1 Seeablagerungen

Wie im späten Pleistozän war die südwestliche Rub' al Khali und der Bereich des Lake Mundafans auch während des holozänen Klimaoptimums von einer Seebildungsphase geprägt. Im Gegensatz zu ihren Vorgängern aus der Zeit zwischen 35.000 und 20.000 Jahren B.P. ähnelten die holozänen Seen jedoch eher kleinen Teichen oder ephemeren Tümpeln mit einer Tiefe von nur wenigen Metern; lediglich Lake Mundafan und einige Areale im Einzugsgebiet des Wadi Ghiran wiesen größere Seen auf. Aufgrund einer relativ geringen horizontalen Ausdehnung war die Lebensdauer dieser Wasserkörper – mit Ausnahme von Lake Mundafan, der wahrscheinlich mehr als 800 Jahre überdauerte (CLARK 1989) – auf wenige Monate bis Jahre beschränkt, welches sich in der geringen Mächtigkeit holozäner lakustriner Ablagerungen gegenüber pleistozänen Sedimenten manifestiert.

Die ersten Hinweise auf eine früh-holozäne Feuchteperiode finden sich in lakustrinen Ablagerungen der Rub' al Khali gegen $14,9 \pm 0,2$ ka und $11,4 \pm 0,1$ ka B.P. (McCLURE 1976). Diese Sedimente spiegeln jedoch nicht den Beginn einer ausgedehnten holozänen humiden Phase wider, sondern stellen Übergangsbedingungen von der extremen Aridität des letzten glazialen Maximums zu stabileren Umweltverhältnissen im Holozän dar, die von einem Wechsel der beiden Klimaextreme geprägt waren. Anzeichen für humide Bedingungen während dieser Zeit finden sich auch in anderen Ge-

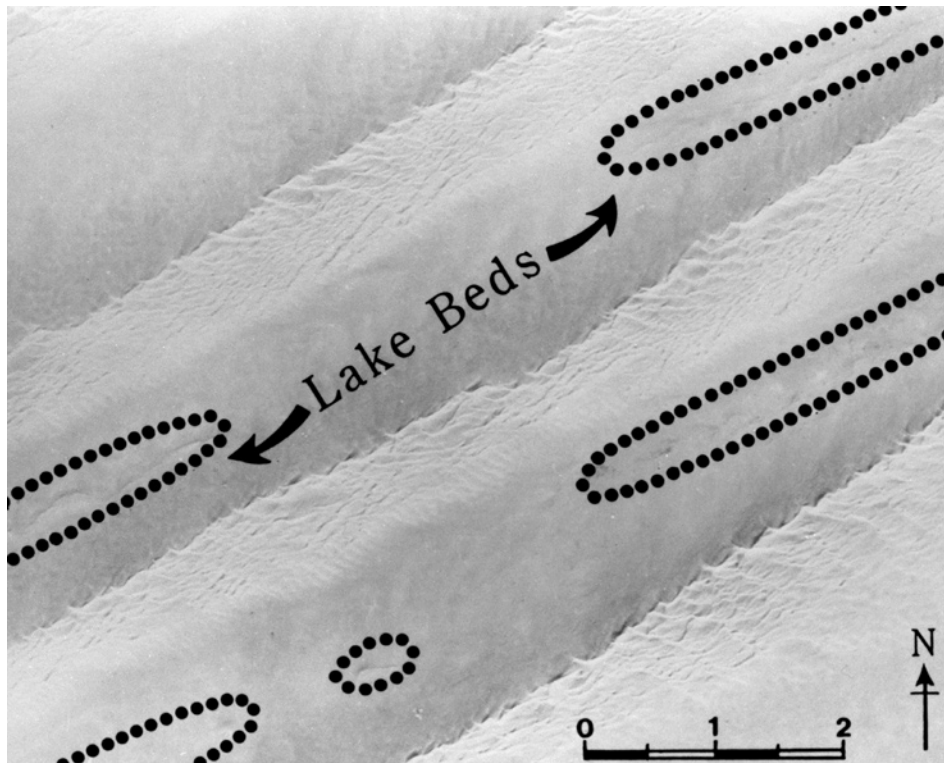


Abbildung 6.1: Holozäne Seeablagerungen auf den Dünenflanken der südwestlichen Rub' al Khali (Photo: H. McClure/Saudi Aramco World/MJ1989/PADIA2356_008).

bieten der Arabischen Halbinsel wie in Bahrain und der Oase Al Hasa im Osten Saudi Arabiens, so daß es sich wahrscheinlich nicht um eine lokal begrenzte, sondern um eine verbreitete Klimaschwankung zu Beginn des Holozäns handelte (SANLAVILLE 1998, DOORNKAMP et al. 1980).

Erst nach 10 ka B.P. begünstigten sporadische Niederschläge die leichte Überformung und Abrundung der vormals steiflankigen Dünensysteme und ließen in kleinen Senken oder Deflationsbereichen der Dünen verstreut Süßwasserseen entstehen (vgl. Abbildung 6.1), deren räumliche Anordnung sich innerhalb der Sandakkumulation seit ihrer Genese nicht verändert hat und damit auf ein stabiles geomorphologisches System seit dem Ende des Pleistozäns hindeutet. Während die Wasserflächen in den oberen Bereichen der Düne allenfalls Playa-Charakter besaßen und meistens im Laufe nur eines Regenereignisses entstanden, formten sich aufgrund eines gehobenen Aquifers am Dünenfuß vereinzelt größere Seen aus, die jedoch von ihrer räumlichen Ausdehnung nicht mit ihren pleistozänen Vorgängern zu vergleichen sind (vgl. Abbildung 6.2). Vereinzelte monsunale Regen ermöglichten die Ausbildung einer schwachen Vegetationsdecke aus ephemeren und perennierenden Gräsern, die in ihrer Ausprägung den Verhältnissen von 35 ka bis 20 ka B.P. ähnelte, aber nicht so üppig entwickelt war. Wasserpflanzen an den Ufern der kleinen Seen konnten nur



Abbildung 6.2: Lakustrine Sedimente in der südwestlichen Rub' al Khali (Photo: H. McCURE/Saudi Aramco World/MJ1989/PADIA2363_097).

vereinzelt dokumentiert werden (McCLURE 1984). Obwohl EL-MOSLIMANY (1983) lediglich in 50 % der Proben lakustrinen Mergels dieser Region Pflanzenpollen nachweisen konnte, deuten die Ergebnisse dieser Untersuchungen bedeutende Unterschiede zu den heutigen Bedingungen an. Im Bereich des Lake Mundafan – der aufgrund seiner topographischen Lage als Abflußbecken für die Wadis aus Richtung Wajid-Plateau und Jebel Tuwaiq diente und dementsprechend höhere Pollenkonzentrationen zeigt – weisen die Proben einen hohen Anteil ($> 20\%$ im Vergleich zu heutigen ca. 1%) Gräserpollen auf. Die Zusammensetzung dieses Bestandteils deutet darauf hin, daß das Gebiet während des Klimaoptimums zwar einen ähnlichen – wenngleich besser ausgebildeten – Artenbestand als heute besaß. Dieser wurde jedoch von einer Vielzahl annueller und perennierender Gräser ergänzt, die die umliegenden Dünen stabilisierten und das Bild einer Savannenlandschaft vermittelten. Der hohe Anteil an *Poaceae*-Pollen weist außerdem darauf hin, daß in dieser Phase Sommerniederschlägen eine größere Bedeutung als heute zukam, da an Aridität angepaßte Gräserarten weniger Pollen produzieren, als Pflanzen, denen Feuchtigkeit während der Wachstumsphase in den Sommermonaten zur Verfügung steht (EL-MOSLIMANY 1994). Die Ergebnisse für den Lake Mundafan decken sich weitestgehend mit Untersuchungen von BARUCH (1994) im Nahen Osten, der zu Beginn des Holozäns einen Anstieg der Pollen höherer Pflanzen verzeichnet und daher auf verbesserte Klimabedingungen rückschließt. Die Vegetation nahm im Untersuchungsgebiet jedoch nicht synchron zu, sondern bildete



Abbildung 6.3: Spät-pleistozäne Zahnreste von Flußpferden als Hinweis auf eine intensivere Seebildungsphase als während des holozänen Klimaoptimums (Photo: M. S. SHABEEB/Saudi Aramco World/MJ1989/PADIA2363_095).

sich erst in den südlichen Bereichen der Levante verstärkt aus und verbreitete sich in der Folgezeit nach Norden.

In der nordwestlichen Rub' al Khali – fernab jeglichen externen Abflusses – deuten Pollenansammlungen in dünnen Mergelschichten auf wesentlich aridere Verhältnisse als im Gebiet des Lake Mundafan hin, obwohl auch die Wasserkörper in dieser Region ganzjährig feuchte Bedingungen aufwiesen (EL-MOSLIMANY 1983). Die geringere Ausdehnung und Beständigkeit der stehenden Wasserkörper zeigt sich auch in ihrer Attraktivität für höhere Tiere. Während im späten Pleistozän Wasserbüffel und Flußpferde die südwestliche Rub' al Khali als Lebensraum erschlossen (Abbildung 6.3), reichte das Nahrungs- und Wasserangebot zu Zeiten des holozänen Klimaoptimums lediglich für resistenterer Spezies wie Oryx-Antilopen und Gazellenarten aus (McCLURE 1984). Trotz dieser vergleichsweise widrigen Umstände deuten Pfeilspitzen und Steinwerkzeuge in der Umgebung der holozänen Seen darauf hin, daß die Wasserflächen einen Anziehungspunkt für sporadische menschliche Besiedlung darstellten, da die lokalen Umweltbedingungen sowohl ihren Flüssigkeits- als auch Nahrungsbedarf decken konnten (EDGELL 1990). Die einzige Datierung von Überresten eines solchen Lagerplatzes in der südlichen Rub' al Khali erzielte ein Alter von 5090±200 Jahren B.P. und kann damit als Beleg dafür dienen, daß die holozänen Seen auch noch zu Beginn der Austrocknungsphase für Menschen attraktiv waren (FIELD 1960 in EDENS 1988).

Vor ca. 6.000 Jahren begannen auch die letzten dieser holozänen Seen der südwestlichen Rub' al Khali auszutrocknen und hinterließen geringmächtige (kleiner 1 m) Mergel- und Muschelablagerungen, die aufgrund ihres jüngeren Alters nicht so intensiver Erosion unterlagen wie ihre pleistozänen Vorgänger und dementsprechend im Landschaftsbild einfacher nachzuweisen sind. Der Übergang zu rezenten hyperariden Verhältnissen war von der Reaktivierung vormals durch Vegetation teilweise stabilisierter Dünenkämme geprägt. Deren einstige Pflanzenbedeckung ist heute nur noch anhand ehemaliger verfestigter Wurzelreste nachvollziehbar. Die Artenzusammensetzung der lokalen Fauna hat sich hingegen seit dem holozänen Klimaoptimum kaum verändert und besteht weiterhin primär aus Antilopen- und Gazellenarten (McCLURE 1984).

Während sich in der Rub' al Khali im frühen und mittleren Holozän aufgrund humiderer Bedingungen kleine Seen ausbildeten, entstanden in der Al Qassim Provinz Saudi Arabiens kalkhaltige Oberflächenverhärtungen, die das unterlagernde Gestein vor Erosion bewahrten. Diese Verkrustungen treten regional in zwei Typen auf, wobei die eine paläozoische Sandsteine und die andere permischen Karbonate und Tone der Khuff-Formation überdeckt. Da die Ausbildung dieser Verhärtungen in erster Linie von den Faktoren Klima, Art des anstehenden Gesteins und tektonischer Lage abhängig ist, konnten sich – bei identischer Klimasituation – auf den paläozoischen Sandsteinen nur geringmächtige Ablagerungen von einigen Zentimetern bis wenigen Dezimetern ausbilden, während Karbonate der Khuff-Formation die Entstehung von Krusten mit einer Dicke von bis zu 160 cm begünstigten. Durch den wiederholten Wechsel von humiden zu ariden Bedingungen transportierte versickerndes Wasser in einer feuchten Umwelt gelöste Karbonate in Form von Bikarbonaten in tiefere Schichten, wohingegen die dabei entstehende angereicherte Lösung bei trockenem Klima durch Kapillarkräfte in oberflächennahe Bereiche gelangte und dort nach Verdunstung Verhärtungen ausbildete. Zeitlich werden diese Erscheinungsformen Klimawechseln im Pleistozän und frühen Holozän zugeordnet. Im Holozän konnten anhand der Ablagerungen zwei humide Phasen dokumentiert werden, deren ältere Phase zwischen ca. 9 ka und 8 ka B.P. und die jüngere von ca. 7 ka bis 5,5 ka B.P. stattfand (KHALIFA 2003).

Fossile lakustrine Sedimente finden sich zudem in den Sandwüstengebieten des Jemens wieder. LÉZINE et al. (1998) weisen bei Al Hawa im Ramlat as-Sab'atayn Seeablagerungen mit einer Mächtigkeit von mehr als zwei Metern nach, die anhand von eingeschlossenen Algen und Muscheln (*Melania*-Arten) auf ein Alter zwischen 8.700 ± 100 und 7.215 ± 80 Jahren B.P. datiert wurden. Auf SPOT-Satellitenbildern lassen sich noch heute durch veränderte Reflektionseigenschaften ehemalige Abflußkanäle bele-

gen, die während humiderer Klimaphasen Niederschläge vom südlich angrenzenden Hochland bis in das Becken des Ramlat as-Sab'atayn abführten. Die dabei abgelagerten Schotter- und Kiesbänder treten heute oberflächlich nicht mehr zu Tage, sind aber teilweise durch verstärkten Pflanzenbewuchs im Bereich des ehemaligen Flußverlaufs direkt nachweisbar (INIZAN et al. 1998). Die abgelagerte Schluff-Sequenz, die an ihrem Nordrand stärker ausgeprägt ist, da sich im Süden der Einfluß terrigener Sedimente negativ auf die Ausbildung der Seen auswirkte, entspricht weitestgehend einem humiden Intervall im frühen Holozän, das in dieser Region der Arabischen Halbinsel an eine Intensivierung des Südwest-Monsuns gekoppelt war. Gegen 8,7 ka B.P. sorgten höhere und regelmäßige Niederschläge für das erstmalige Vordringen von Abflußwasser in die Senke. Zu dieser Zeit herrschte in der Region noch ein arides Klima, das gerade zu humideren Bedingungen überging. Die zur Verfügung stehende Feuchtigkeit in der Folge reichte jedoch für die Ausbildung permanenter lakustriner Umweltbedingungen aus, die mindestens 500 Jahre lang andauerten. Während dieser Zeit fluktuierte der Pegelstand innerhalb der kleinen Wasserflächen. Eine zwischenzeitige Austrocknung wie im Bereich der An Nafud (s.u.) setzte jedoch nicht ein. Dieses deutet auf relativ stabile Klimaverhältnisse hin. In den Mergeln eingelagerte Pflanzenpollen stimmen in ihrer Zusammensetzung überwiegend mit rezenten Arten überein und lassen damit vermuten, daß bereits zu Beginn des Holozäns Vegetation der Wüsten- und Halbwüsten in diesem Gebiet dominierte, die in Verbindung mit Passatwinden aus nördlichen Richtungen stand (LÉZINE et al. 1998). Neben den holozänen Seeablagerungen waren in der Ramlat as-Sab'atayn Region weitere (wahrscheinlich ältere) lakustrine Sedimente nachweisbar, die sich jedoch als nicht datierbar erwiesen (INIZAN et al. 1998). Diese könnten zeitlich den spät-pleistozänen Seen in der Rub' al Khali entsprechen (McCLURE 1984), als im Süden Arabiens ähnlich feuchte Bedingungen wie im Holozän vorherrschten.

Im Bereich des jemenitischen Hochplateaus in der Region Dhamar lassen sich verbreitet Hinweise auf die Existenz einer holozänen Bodenbildungsphase mit assoziierten temporären Seen. finden. Die längste Sequenz spät-pleistozäner und holozäner Umweltveränderungen in der Region um Qa Shir'ah zeigt über einem alluvialen Komplex mit Tephraeinlagerungen und einer Schicht aus Sanddünsedimenten, die wahrscheinlich während der spät-pleistozänen Feuchtphase bzw. der LGM entstanden sind, einen humiden Paläosol (Jahran), der in einigen Bereichen von lakustrinen Sedimenten unterlagert wird. Die Datierung der Seeablagerungen durch die C¹⁴-Methode ergab ein Alter zwischen 12,1 und 7,4 cal. ka B.P., wobei Seebildungsphasen lokal auch noch bis 3,8 cal. ka B.P. nachgewiesen werden konnten. Ein einzelnes

Vorkommen von Torfablagerungen wurde auf 9820 ± 60 Jahre B.P. datiert und bestätigt damit die Daten der lakustrinen Sedimente (DAVIES 2003). Da unter heutigen Klimabedingungen diese Region des jemenitischen Hochlandes keine stehenden Gewässer noch Torfmoore aufweist, deuten die lakustrinen Sedimente, die in halbgeschlossenen Becken mit nur begrenztem Abfluß entstanden, auf signifikant humidere Verhältnisse im frühen bis mittleren Holozän hin. Diese Verbesserung der Klimasituation kann dabei auf eine Zunahme der effektiven Niederschläge, auf eine Abnahme der Evaporation oder auf eine Kombination beider Faktoren zurückgeführt werden. Nachdem – bis auf wenige Ausnahmen – Austrocknen der Seen um 7,4 cal. ka B.P. entstanden in der Region verbreitet – nicht nur in den Tälern, sondern auch an Hängen und auf den Hochplateaus – Böden aus schluffigem bis tonigem Lehm mit größeren Humusanteilen und Karbonatablagerungen entlang von ehemaligen Wurzelzwischenräumen. Die Jahran-Böden, die auf eine Phase von Oberflächenstabilität hindeuten, lassen sich in zwei Zeitintervalle unterscheiden. Eine Phase von ca. 11 bis 4,8 cal. ka B.P., in der keine signifikanten anthropogenen Einflüsse festgestellt werden konnten und einen Abschnitt von ca. 6,8 bis 4,1 cal. ka B.P., der von menschlichen Aktivitäten geprägt wurde, so daß das jüngere Bodensegment nicht mehr als „ursprünglich“ bezeichnet werden kann. Beide entstanden wahrscheinlich unter Grasland/Savannen-Bedingungen, können sich aber auch als Waldboden aufgrund eines – klimatisch begünstigten – dichteren Baumbestands entwickelt haben (WILKINSON 2005). WILKINSON (1997) vermutet, daß höhere Niederschläge die Entwicklung einer dichten Vegetationsdecke begünstigten, die ihrerseits die Mobilisierung mineralischer Sedimente und Gesteine verringerte. Durch die Stabilisierung des Substrats konnte sich ein mächtiger, stabiler A-Horizont ausbilden, der heute oberhalb der hochglazialen äolischen Sande zu Tage tritt. In den benachbarten intramontanen Tälern führten jene Niederschläge – möglicherweise gekoppelt mit herabgesetzter Evaporation – zur Ausbildung temporärer Seen und Marschgebiete. Obwohl andere Faktoren wie z.B. ein höherer lokaler Grundwasserspiegel vor potentiellen quartären tektonischen Aktivitäten als Ursache für den Paläoboden nicht ausgeschlossen werden können, deutet die zeitgleiche Existenz analoger Ablagerungen in anderen Bereichen der Arabischen Halbinsel auf einen Zusammenhang des A-Horizontes und der lakustrinen Sedimente mit einer Klimaänderung hin (WILKINSON 1997). In den letzten ca. 4000 Jahren nach der Entstehung der Seeablagerungen und des Paläosols setzte sich auch im südlichen Arabien ein langfristiger Aridisierungstrend durch, der zusammen mit einem zunehmenden Einfluß menschlicher Aktivitäten durch Landwirtschaft etc. zu verstärkter Bodenerosion in der Dhamar Region führte (WILKINSON 2005).

Vergleichbare Ergebnisse liefert eine archäologische Studie aus dem Gebiet des südlichen Jol-Plateaus im zentral-östlichen Jemen. Im Wadi Idim, das unter heutigen Klimabedingungen keinen Oberflächenabfluß mehr aufweist, fanden sich die Reste alter Sinterformationen, die auf die Existenz ehemaliger Quellen und damit höhere Niederschläge hindeuten. Während Holzkohlereste in den Sintern des nördlichen Wadiverlaufs die Datierung auf ein Alter von ca. 6,3 ka B.P. ermöglichten, zeigen vergleichbare Ablagerungen im südlichen Teil ein deutlich geringeres Alter von ca. 5,2 ka B.P., so daß das Vorkommen regionaler Unterschiede in Zeitpunkt, Dauer und Verbreitung der holozänen Feuchtphase in dieser Bergregion Südarabiens als sicher angesehen werden kann (SANDER et al. 2005, McCORRISTON et al. 2002, OCHES et al. 2001).

Im Wadi Sana, das nach Norden in das Wadi Hadhramaut mündet, finden sich mächtige Sand- und Schluffablagerungen, die auf abwechselnde episodische fluviale Sedimentation und äolische Akkumulation von Schluffen in der Zeit von 13 bis 5 ka B.P. hinweisen. Eingeschlossene Holzkohlereste und Brandhorizonte in den Schluffterrassen besitzen ein C^{14} -Alter von 7,7 bis 5,7 ka B.P., während vorläufige OSL-Datierungen an Material der Terrassen selbst darauf hindeuten, daß die Sedimentation des Feinmaterials zwischen 15 und 8 ka B.P. einsetzte und wahrscheinlich bis in das mittlere Holozän (ca. 5,5 ka B.P.) andauerte (ANDERSON et al. 2004, 2005, McCORRISTON et al. 2002). Mehrere (< 10) dünne Schichten schwach ausgebildeter Paläosole, die in unregelmäßigen Abständen die Schluffablagerungen durchziehen, dienen als Indikator für – zumindest kurzzeitig – humidere Bedingungen, die für eine Sedimentstabilisierung in den Wadis des südlichen Jol-Plateaus sorgten. Das spätholozäne Klima in der Region war um 5 ka B.P. wahrscheinlich ähnlich arid wie heute. Pflanzliche Makrofossilien und Pollen, die in Klippschliefer (hasengroße Säugetiere) Exkrementen erhalten und auf Alter zwischen 5,2 und 0,4 ka B.P. datiert wurden, zeigen eine ähnliche Zusammensetzung wie unter rezenten Bedingungen. Lediglich zu Beginn und Ende der erfaßten Chronologie um 5,2 ka B.P. und von 2,1 bis 0,4 ka B.P. ließ sich eine größere Anzahl verschiedener Pflanzenspezies nachweisen, während zwischen 4,6 ka und 4,2 ka B.P. deutlich weniger Arten verzeichnet werden konnten. Während die Pollen der meisten Bäume und Sträucher über den gesamten Untersuchungszeitraum nachgewiesen werden konnten, treten palynologische Überreste einer heute verbreiteten Akazienart (*Acacia ehrenbergiana*) nicht vor 2159 Jahren B.P. auf. Das Fehlen dieser Pollen in älteren Exkrementen weist somit auf eine Phase mittel- bis spät-holozäner Aridität in der Region hin, die ihren Höhepunkt wahrscheinlich zwischen 5 ka und 2,5 ka B.P. erreichte (COLE & McCORRISTON 2004). Beide Abweichungen in der Artenvielfalt deuten aber in jedem Fall auf eine Veränderung der Pflanzenwelt

und folglich auch der Umweltbedingungen zum jeweiligen Zeitpunkt hin (McCORRISTON et al. 2002).

Eine Seeausbildungsphase läßt sich auch in der An Nafud im nördlichen Saudi-Arabien für die Zeit des holozänen Klimaoptimums nachweisen. Sedimente aus zementierten Sanden, dünnen Mergelschichten und vereinzelt Diatomit, die sich häufig im Lee von Dünen ablagerten, deuten auf geringere Humidität hin, als diese während der spät-pleistozänen Feuchteperiode gegeben war. Die ehemaligen kleinen Seen oder Tümpel, deren Überreste aufgrund von Flugsandüberlagerungen oberflächlich zwar kaum sichtbar sind, sich aber dennoch in die heutige Dünenlandschaft einpassen, sind in ihrer Struktur inhomogener als ihre pleistozänen Vorgänger, welches als Hinweis für diskontinuierliche Entstehungsbedingungen gewertet werden kann. So lösten wahrscheinlich episodische Niederschläge Bodenbestandteile geringer Größe (Schluff und Ton) aus dem abgelagerten Material und transportierten sie bis in kleine Dünendepressionen, wo sich geringmächtige wasserstauende Schichten ausbildeten. Abflußwasser, das sich in diesen Senken sammelte, konnte aufgrund des Tonaquiclude nicht mehr in tiefere Bodenschichten versickern, sondern schloß sich zu einem ephemeren See zusammen, dessen Pegel allein in Folge von Verdunstungsverlusten sank. Sandablagerungen und Rutschungsvorgänge am Rand der holozänen Wasserkörper sprechen dafür, daß die Seen in diesem Zeitintervall nicht kontinuierlich entstanden, sondern sporadisch austrockneten und zu einem späteren Zeitpunkt wieder angefüllt wurden. Im Gegensatz zu ihren pleistozänen Vorgängern, die sich unterhalb und von rezenten Akkumulationen überdeckt nachweisen ließen, passen sich die holozänen lakustrinen Ablagerungen, die mittels C^{14} -Zerfall auf 8,4 ka bis 5,2 ka B.P. (Konzentration der Werte zwischen 5250 und 5650 Jahren B.P.) datiert wurden, in die heutige Dünentopographie ein. Obwohl kein direkter Hinweis auf die Entstehungszeit der heutigen Dünen in der An Nafud existiert, deutet diese stratigraphische Anordnung auf einen pleistozänen (oder älteren) Dünenkern hin, der während des LGMs von mobilen äolischen Sanden überformt wurde, bevor im Holozän innerhalb dieser Landschaft ephemere Seen entstanden und die Dünen von Halbwüstenvegetation stabilisiert wurden (WHITNEY et al. 1983).

SCHULZ & WHITNEY (1986) schließen aufgrund verbreiteter Anhaltspunkte für eine holozäne Feuchteperiode Klimaschwankungen als Ursache für die lakustrinen Ablagerungen nicht aus, betonen jedoch, daß bereits vereinzelte zyklonale Niederschläge aus dem Mittelmeerraum ausreichend gewesen sein könnten, um – simultan zu den jeweiligen Regenereignissen – kurzzeitig Süßwasserkörper entstehen zu lassen.

Vergleichbare Sedimente in der Nähe von Jubbah im nördlichen Saudi Arabien deuten ebenfalls auf eine schwächere früh-holozäne Feuchteperiode in der An Nafud als im Südwesten der Arabischen Halbinsel hin. Schwarzer sandiger Schluff mit einem hohen Anteil von organischem Material, der zwischen zwei Sandschichten abgelagert wurde, wird von GARRARD et al. (1981) mit Sumpfbedingungen assoziiert. Deren Alter zwischen 6.685 und 5.280 Jahren und zeitgleiche schwache Bodenbildungsprozesse in einem Großteil der An Nafud lassen daher vermuten, daß das holozäne Klimaoptimum nicht nur eine geringere Humidität als die spät-pleistozäne Feuchteperiode aufwies, sondern sich auch regional unterschiedlich stark auswirkte. Die zonale Anordnung mit lakustrinen Verhältnissen im Süden und der Übergang zu semi-terrestrischen Bedingungen im Norden legt einen Zusammenhang mit monsunalen Niederschlägen aus Südwesten nahe, deren Einfluß auf das Klimageschehen zwischen 9 ka und 6 ka B.P. in höheren Breiten bedeutend geringer ausgeprägt war. Bemerkenswert ist jedoch, daß die holozänen Niederschläge zwar offensichtlich im nördlichen Arabien geringer ausfielen als im stärker monsun-geprägten Süden, daß andererseits aber die Seeausbildungsphase im Sandwüstengebiet der An Nafud wesentlich länger andauerte als in der Rub' al Khali. Während in Südarabien – mit Ausnahme der Hochländer – die letzten bedeutsamen lakustrinen Sedimente aus der Zeit um 7,2 ka C¹⁴ B.P. datieren, waren die Bedingungen in Nordarabien (23-25,5°N) scheinbar ausreichend, um die Existenz von flachen Seen bis ca. 5,3 ka C¹⁴ B.P. zu erlauben. Diese Besonderheit könnte darauf hindeuten, daß während des holozänen Klimaoptimums nicht ausschließlich monsunale Sommerniederschläge auftraten, sondern auch Tiefdruckgebiete aus dem Mittelmeerraum für eine höhere Feuchtigkeit in den nördlichen Regionen der Arabischen Halbinsel sorgten. Bei Ausbleiben der Monsunregen durch die Zurückverlagerung der ITC nach Süden konnten diese mediterranen Niederschläge eine Zeitlang die lakustrinen Bedingungen aufrechterhalten, bevor Klimaveränderungen auch diese Zufuhr von Feuchtigkeit nach Nordarabien unterbunden (HOELZMANN et al. 2004). PRASAD & NEGENDANK (2004) bestätigen in ihrer Untersuchung zwar die Annahme, daß sich der Südwestmonsun bis in den Norden (max. 28°N) Arabiens ausdehnte, halten jedoch eine Intensivierung der Winterniederschläge aus dem Mittelmeergebiet zu Beginn des Holozäns aufgrund unzureichender Indizien für unwahrscheinlich.

Ein Vergleich mit den Nachbarregionen der Arabischen Halbinsel zeigt, daß sich monsunale Einflüsse im frühen Holozän auch positiv auf die Umweltbedingungen in Nordafrika auswirkten. So erreichte der Monsun in Ostafrika zwar wahrscheinlich nur Gebiete südlich von 21°N, führte dort aber ebenso zur Ausbildung von kleineren Seen,

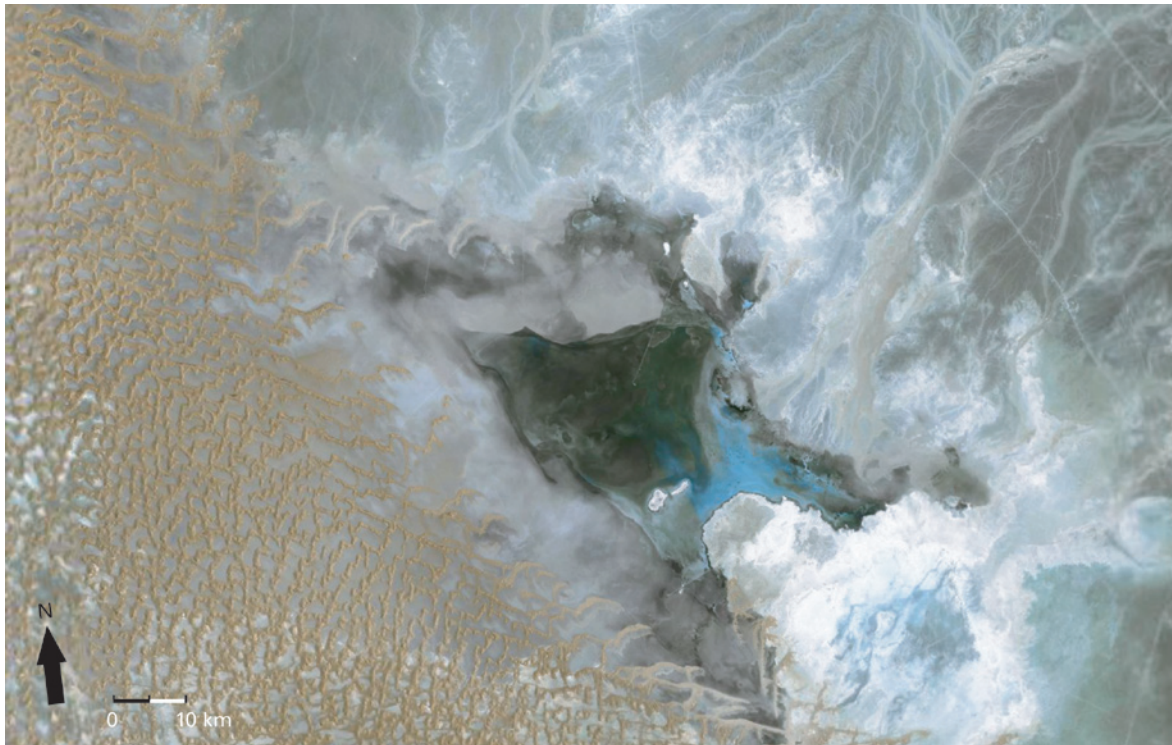


Abbildung 6.4: Die Sebkha Umm as Samin an der Grenze zwischen Saudi Arabien und Oman. Abgrenzung nach Westen durch die Sande der Rub' al Khali sowie im Norden und Osten durch fluviatile Sedimente aus dem Oman-Gebirge. Bildmittelpunkt ca. 21°35'N/55°56'O. Quelle: Google Earth.

erhöhte den Abfluß in Wadis und begünstigte die Ausbreitung von höherer Vegetation. Dagegen konnten zwischen 21°N und 28°N kaum paläoklimatische Indikatoren für höhere Niederschläge nachgewiesen werden. Die wenigen Überreste holozäner Tümpel deuten hingegen auf ein trockenes Klima hin, das zwar mehr Niederschläge als heute aufwies, aber kaum mit den monsunal geprägten Bedingungen < 21°N zu vergleichen war. Die Unterschiede in Ostafrika verdeutlichen damit erneut die Bedeutung des Monsuns für die Ausbildung humiderer Verhältnisse in den Wüstengebieten der Arabien/Ostafrika-Region im Holozän (PRASAD & NEGENDANK 2004).

Die Sebkha Umm as Samin im westlichen Oman (Abbildung 6.4) kehrte wahrscheinlich zwischen 9 ka und 6 ka B.P. zu Bedingungen zurück, die sie zuletzt unmittelbar nach dem Maximum der letzten Eiszeit aufgewiesen hatte. Die Niederschläge reichten zu dieser Zeit nicht aus, um Tone und Schluffe mit Ursprung im Omangebirge in größeren Mengen im lakustrinen System abzulagern, welches als Hinweis auf schwächer ausgeprägte Humidität im Vergleich zu spät-pleistozänen Verhältnissen angesehen werden kann. Dennoch überwog der Zufluß aus den Wadis höher gelegener Gebiete des westlichen Omans gegenüber dem Grundwasseraufstieg aus älteren geologischen Schichten, der in erster Linie durch Niederschläge in der montanen

Südregion Omans gespeist wurde (HEATHCOTE & KING 1998). Den Ablagerungen in den oberen Bereichen der Sebkha ließ sich ein Alter von $6,0 \pm 0,6$ ka B.P. zuweisen. Diese Sedimente wurden in einer Süßwasserumgebung abgesetzt und bilden den zeitlich letzten Hinweis auf humide Bedingungen im mittleren Holozän (JUYAL et al. 1998). Nach ca. 6 ka B.P. begann bei arideren Umweltbedingungen eine Rückentwicklung zur Sebkha, die seitdem primär durch Sandablagerungen aus der westlich angrenzenden Rub' al Khali geprägt ist. Oberflächlicher Abfluß aus den umliegenden Wadis ist für das Gesamtsystem der Umm as Samin nahezu unbedeutend, da nur nach seltenen episodischen oder periodischen Niederschlägen Wasser aus dem Hochland das Sebkha-Gebiet erreicht. Entscheidenden Einfluß auf die heutige Erscheinungsform besitzen hingegen Grundwässer, die aus tiefer liegenden tertiären Kalksteinformationen bis in die oberen Bereiche des Bodens vordringen und dort als Nachschub für oberflächlich verdunstendes Wasser dienen (HEATHCOTE & KING 1998).

In den Vereinigten Arabischen Emiraten konnten bislang kaum lakustrine Sedimente nachgewiesen werden. Eine Ausnahme bildet eine Sequenz holozäner Seesedimente, die im Gebiet um Awafi im Emirat Ras al Khaimah über einen Zeitraum von fast 10.000 Jahren diskontinuierlich abgelagert wurden. Über einer Schicht äolischer Sande aus der Zeit des letzten glazialen Maximums (siehe Kapitel 5.1) bildeten sich in drei unterscheidbaren Phasen flache Seen aus, deren abgelagerte Sedimente und eingeschlossene Pollen und Phytolithe Rückschlüsse auf Klima und Vegetation im Holozän erlauben.

Die älteste dieser Phasen konnte auf ein Alter von 8,5 bis 5,9 cal. ka B.P. datiert werden und weist in dieser Zeit hohe Unterschiede in der jeweiligen Ablagerungsgeschwindigkeit der Sedimente auf. Nach einer Episode sehr hoher Ablagerungsraten von bis zu 27,5 mm pro Jahr für den Zeitraum von 8 bis 7,85 cal. ka B.P. nahm die Geschwindigkeit bis 5,9 cal. B.P. auf weniger als 0,3 mm pro Jahr ab. Das Pollenspektrum wird von Süß- und Riedgräsern dominiert, in jüngeren Schichten finden sich zunehmend auch Pollen von Bäumen und Büschen. Unter den Phytolithen überwiegen die Pooide – als Hinweis auf ein kühl feuchtes Klima –, während Panicoide (warm feucht) und Chloridoide (warm trocken) nur zu weniger als 5 % bzw. in Spuren festgestellt werden konnten. Diese Werte sprechen für eine Stabilisierung der Sanddünenfelder durch die Ausbreitung von Savannen- und „Waldland“-Vegetation, die in erster Linie von C3-Pflanzen und nur zu einem geringen Teil von C4-Elementen gebildet wurde.

Die Ablagerungen der zweiten Phase von ca. 5,9 bis 4,5 cal. ka B.P. bestehen aus Mergeln, in die zunehmend Sand eingelagert wurde. Die Ablagerungsgeschwindigkeit ist zu diesem Zeitpunkt wieder höher als gegen Ende von Phase 1 und beträgt

zwischen 5,9 und 5,5 cal. ka B.P. durchschnittlich 9,7 mm pro Jahr und von 5,5 bis 4,4 cal. ka B.P. ca. 3 mm pro Jahr. Pollen von Süß- und Riedgräsern überwiegen wie in den älteren Ablagerungen, während der Anteil von Baum- und Strauchpollen kontinuierlich abnimmt. Bei den Phytolithen ist ein leichter Anstieg bei den Pooiden und ein starker Zuwachs bei den Panicoiden feststellbar. Diese Faktoren deuten darauf hin, daß die Aridität in der Region um Awafi nach 5,9 cal. ka B.P. zunahm und sich nur noch ein diskontinuierliches Seesystem ausbilden konnte. Die zunehmende Trockenheit spiegelt sich auch in der zunehmenden Ausbreitung anpassungsfähigerer C4-Pflanzen gegenüber den an humidere Klimate gewöhnten C3-Arten wider.

Die obersten Ablagerungen der dritten Phase nach 4,5 cal. ka B.P. bestehen bis zu einer Tiefe von ca. 40 cm überwiegend aus sandigen Mergeln, in die eine Schicht Sand – als Hinweis auf eine Reaktivierung der Sanddünen – eingeschlossen ist. Oberhalb dieser Grenze lassen sich nur noch karbonatreiche Sande mit Laminierungen nachweisen. Im Übergang von Sedimentationsphase 2 zu 3 fehlen sowohl Pollen als auch Phytolithe. Pollen existieren auch nur in dem Bereich von 40-50 cm und stammen in erster Linie von Süßgräsern, während Phytolithe lediglich zwischen 70 cm und 40 cm auftreten und einen leichten Anstieg bei den Pooiden und Panicoiden bei 40 cm aufweisen. Auffällig ist die starke Zunahme des Anteils der Chloridoide bei 50 cm auf mehr als 15 %, was eine spärliche Vegetationsbedeckung von C4 dominierten Gräsern hindeutet.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß die Seeausbildungsphase bei Awafi später (ca. 8500 cal. Jahre B.P.) als in den meisten anderen Gebieten der Rub' al Khali einsetzte, was sich wahrscheinlich durch regionale Faktoren wie seine nördliche Lage und den damit verzögert einsetzenden Monsuneinfluß begründen läßt (DAVIES et al. 2005). Zu dieser Zeit wurden die Dünen stabilisiert und es bildete sich ein See aus, der seine maximale Tiefe wahrscheinlich zwischen 8,1 und 7,6 cal. ka B.P. erreichte und von Savannen-Grasland mit einer Dominanz von C3-Pflanzen umgeben wurde. Im Gegensatz zu anderen Seeablagerungen in der arabischen Sandwüste dauerte die lakustrine Phase in den nördlichen UAE auch noch nach ca. 6 cal. ka B.P. an, obwohl der Monsuneinfluß zu diesem Zeitpunkt zunehmend an Bedeutung verlor. Daher muß es – ähnlich wie in der An Nafud Saudi Arabiens (s.o.) – einen Übergang von monsun-dominierten Sommerniederschlägen zu zyklonalen Winterregen aus nordwestlicher Richtung gekommen sein. Phytolithe und Pollen weisen jedoch darauf hin, daß sich das Klima trotzdem erwärmte und sich die Vegetation zu C4-Grasland mit weniger Holzelementen wandelte. Von 5,5 bis 5,0 cal. ka B.P. setzte eine erhöhte äolische Aktivität ein und der See wurde diskontinuierlich (PARKER et al. 2003). Die maximale Aridi-



Abbildung 6.5: Wadi- und Schwemmfächersedimente in den östlichen Vereinigten Arabischen Emiraten (Blick von Jebel Hafit) (Eigene Aufnahme).

tät wurde gegen 4,1 cal. ka B.P. erreicht, als der See vollständig austrocknete und sich mit Sand füllte. Eine kurze Feuchtphase, die wahrscheinlich zwischen 3-4 cal. ka B.P. stattfand, führte zu einer kurzen Wiederherstellung eines flachen Sees, der jedoch durch die zunehmende Aridisierung in der Folgezeit wieder verdunstete und nur noch kurzzeitig kleine Tümpel an der Oberfläche zurückließ, während die Umgebung von wandernden Sanddünen geprägt war (PARKER et al. 2004).

Unterstützt werden diese Messungen durch eine bereits ältere Untersuchung von GEBEL et al. (1989), die in der Nähe von Al Ain (UAE) Hinweise auf stehende Gewässer während des frühen und mittleren Holozäns fanden. Obwohl die Sedimente im Schwemmfächerbereich von Jebel Hafit (Abbildung 6.5) primär aus Sanden mit vereinzelt eingelagerten Schottern bestehen, deuten Überreste von Turmdeckelschnecken (*Melanoides tuberculata*) im oberen Teil des 3,5 m mächtigen Aufschlusses die Existenz einer lakustrinen Phase an. Da kaum Schluff oder Ton, aber leichte Kalk-Konkretionen und Gipsschichten nachgewiesen werden konnten, handelte es sich wahrscheinlich um einen nur flachen See, der häufig der Austrocknung unterlegen war. Die Existenz der *Melanoides tuberculata*-Schalen deutet auf ein stehendes oder nur langsam fließendes Gewässer hin. Ihre C^{14} -Datierung ergab ein Alter von $9,7 \pm 0,09$ ka B.P. für die unterste Schicht und $6,93 \pm 0,07$ ka B.P. für die jüngsten Sedimente mit Schneckenresten. Der Wert einer mittleren Schicht von $5,79 \pm 0,1$ ka B.P. konnte aufgrund seiner stratigraphischen Lage nicht als realistisch angesehen werden, da beide

übrigen Werte eine hohe Zuverlässigkeit aufwiesen. Die Seebildungsphase bei Al Ain war dementsprechend nicht so stark ausgeprägt wie in der Region um Awafi, unterstützt in ihrem temporalen Zusammenhang jedoch ebenfalls die These einer früh- bis mittel-holozänen Feuchtphase im Bereich der heutigen Vereinigten Arabischen Emirate.

Lakustrine Sedimente finden sich weiterhin in Zwischendünenbereichen der Wahiba im Südosten Omans bei Hawiyah wieder, die diskordant über schwach verfestigtem pleistozänen Äolianit mit einem Alter von 30 bis 70 ka B.P. lagern. Ablagerungen mittel- bis grobkörniger schluffiger Sande mit einer Mächtigkeit von bis zu 70 cm enthalten dort eine Vielzahl von Land- und Wasserschnecken, Insekten und Pflanzenresten, die auf die Existenz kleiner Süßwasserseen hindeuten. Während fünf Proben der lakustrinen Sedimente, die teilweise von äolischer Erosion freigelegt wurden, mittels Infrarot stimulierter Lumineszenz (IRSL) auf Alter zwischen $10,6 \pm 1,5$ ka B.P. und $8,4 \pm 0,8$ ka B.P. (im Mittel $9,3 \pm 0,9$ ka B.P.) datiert wurden, erzielten die Überreste von Turmdeckelschnecken (*Melanoides tuberculata*) in der obersten Schicht der Seeablagerungen ein kalibriertes C^{14} -Alter von 10.740-11.240 Jahren B.P. Die Unterschiede zwischen Lumineszenz- und C^{14} -Altern für ein identisches Sedimentationsereignis erklären sich durch die Einflüsse von harten Wässern auf das Karbonat-Material nach der Ablagerung. Der Wert für $\delta^{18}O$ innerhalb dieses Materials nimmt von 11 ka B.P. bis 9 ka B.P. kontinuierlich ab und wird auf den besonders starken Einfluß monsunaler Niederschläge zu Beginn des holozänen Klimaoptimums zurückgeführt (RADIES et al. 2000, RADIES et al. 2001).

In der gleichen Studie weisen küstennahe Zwischendünen-Sedimente aus dem frühen Holozän bei Qahid, die aufgrund von Reliefumkehr heute als bis zu 10m hohe Restberge in Erscheinung treten, eine wechselnde interne Schichtung von Fein- bis Grobsanden und feinerem Material aus Schluff und Ton auf. Diese Sequenz, die in ihren oberen Abschnitten eine schwache Bodenbildung aufweist und mittel bis stark bioturbiert ist, deutet auf eine episodische Überflutung der Zwischendünenbereiche gegen Ende des frühen Holozäns bei starken Niederschlägen hin und wurde auf ein Alter von $7,6 \pm 0,8$ bis $5,8 \pm 0,8$ ka B.P. datiert.

Sowohl Seeablagerungen als auch die Sedimente der ehemaligen Zwischendünenbereiche lassen den Schluß zu, daß sich vor ca. 9.300 Jahren zu Zeiten maximaler monsunaler Niederschläge permanente Seen in der Wahiba-Wüste des Omans ausbildeten. Überreste von Flora und Fauna weisen darauf hin, daß auch nach der Austrocknung des Sees um 9 ka B.P. genug Feuchtigkeit vorhanden gewesen sein muß, um ein – wenn auch fragiles – vielfältiges Ökosystem aufrecht zu erhalten. Dieser Zu-

stand, der wahrscheinlich auf Regen und Feuchtigkeit aus Nebeln in der Größe von 250-500 mm pro Jahr (bei gleichen sonstigen Bedingungen) beruhte, dauerte bis ca. 5.5 ka. B.P. an, als die Aridität und damit die äolische Aktivität weiter zunahm und somit die Niederschläge nicht mehr ausreichten, um den Bestand dieses Ökosystem zu sichern (RADIES et al. 2005)

JUYAL et al. (1998) untersuchten vergleichbare fossile lakustrine Sedimente am südlichen Ende der Wahiba, wo sich eine durchgehende Sequenz fluviatiler Mergel mit vereinzelt Schottern aus dem westlich angrenzenden Teil des Omangebirges in einer ehemaligen Deflationswanne ablagerte. Die Lumineszenz-Alter von $10,3 \pm 4,0$ ka B.P. für die unterste und $8,6 \pm 1,0$ ka B.P. für die oberste Schicht deuten auf kontinuierlich humide Bedingungen während dieses Zeitabschnittes hin. Diese Periode höherer Niederschläge hielt bis vor ca. 6.000 Jahren an und ging dann zu heutigen ariden Klimabedingungen über, wobei zwei Hauptphasen äolischer Sandakkumulation um 2,0 ka B.P. und 0,7 ka B.P. nachgewiesen werden konnten (PREUSSER et al. 2001).

HOELZMANN et al. (1998) fassen Informationen über die räumliche Ausdehnung und Existenz von Seen und Feuchtgebieten in Nordafrika und Arabien während des holozänen Klimaoptimums und unter heutigen Bedingungen in einem $1^\circ \times 1^\circ$ Raster zusammen. Sie schätzen, daß zwischen 9,5 ka und 5 ka B.P. 2,8 % der Fläche Nordafrikas und Arabiens von Seen und mindestens zusätzliche 4,6 % von Feuchtgebieten bedeckt waren. Im Bereich der Arabischen Halbinsel verringert sich der Wert für Seen auf 0,1 % und für Feuchtgebiete auf 4,3 %. In letzteren 4,3 % ist eine Wasserfläche mit einer räumlichen Ausdehnung von 89.000 km² im Nordosten der Rub' al Khali eingeschlossen. Lage und Dimension des Feuchtgebietes lassen vermuten, daß es sich um die Umm As Samin im Westen Omans handelt, die jedoch aufgrund ihres enormen Einzugsgebietes (s. o.) als nicht repräsentativ für das frühe bis mittlere Holozän angesehen werden kann. Der Wert von 4,3 % dürfte damit am oberen Ende der Plausibilitätsskala liegen. Vergleicht man die Werte von Nordafrika und Arabien während des Klimaoptimums – zusammen 7,4 % der Fläche – mit der heutigen räumlichen Verbreitung von 0,12 % (Seen) + 0,37 % (Feuchtgebiete) = 0,49 % so deutet eine Verhundertfachung des Areals auf bedeutend humidere Klimaverhältnisse als heute hin.

6.2 Tropfsteine und Grundwasserablagerungen

Die bereits unter 4.2 und 5.2 beschriebenen Kalksedimente hyperalkalischer Grundwässer bei Nizwa im nördlichen Oman zeigen ab ca. 12,5 ka B.P. einen Wandel in der Ablagerungssystematik. Während bis zu diesem Zeitpunkt fast ausschließlich lami-

nierte Travertine abgelagert wurden, lassen sich in der Folgezeit überwiegend – in Gesteinszwischenräume eingebettete – Karbonate und kalzifizierte Wurzelreste dokumentieren, die auf einen flachen oberflächennahen Grundwasserspiegel zur Zeit des holozänen Klimaoptimums hindeuten. Humide Verhältnisse dauerten in diesem Teil des Omangebirges offenbar bis ca. 6,2 ka B.P. an, als ein Übergang zu ariderem Klima einsetzte. Schnelle Wechsel bei der Ablagerung der jeweiligen Travertin-Art in der Zeit zwischen 6,2 ka und 6,0 ka B.P. weisen auf instabile Klimabedingungen und einen allenfalls schwach ausgebildeten Grundwasserspiegel hin. Gegen 6,0 ka B.P. hatte sich auch im östlichen montanen Bereich der Arabischen Halbinsel Aridität durchgesetzt und die Entwicklung zum heutigen Klima begonnen. In der Folgezeit lagerten sich bei Nizwa nur noch laminierte Travertine ab und prägen seitdem das Landschaftsbild dieser Region. Diese Interpretation der unterschiedlich ausgeprägten Ablagerungsschichten wird durch geomorphologische Hinweise unterstützt. So wurden laminierte Travertine aus der Zeit des Maximums der letzten Eiszeit nach ihrer Ablagerung durch Abfluß in den lokalen Wadis tief zerschnitten. Da unter heutigen Bedingungen – trotz des Fehlens jeglicher schützender Vegetationsbedeckung – die sporadischen Niederschläge nicht ausreichen, um Einschneidung in dieser Größenordnung zu initiieren, müssen diese geomorphologischen Erscheinungsformen dem holozänen Klimaoptimum zugewiesen werden, das seinerseits im Rückschluß bedeutend höhere Niederschläge besessen haben muß, um Vorgänge dieser Ausprägung zu erlauben (CLARK & FONTES 1990).

Tropfsteine in der Hoti-Höhle des nordöstlichen Omans stellen Klimaarchive dar, die einen Zeitraum von mehr als 350.000 Jahren abbilden können (FLEITMANN et al. 2001, FLEITMANN et al. 2003a). Obwohl in den Kalkablagerungen dieser Höhle keine Hinweise auf eine spät-pleistozäne humide Phase gefunden werden konnten, zeichnet sich das holozäne Klimaoptimum in Form laminierter Schichten eindeutig ab.

Unter heutigen ariden bis semi-ariden Klimabedingungen und jährlichen Niederschlägen zwischen 200 und 250 Millimetern bilden sich auf den Stalagmiten und Stalaktiten keine neuen Kalkschichten aus, da kaum unterirdisch abfließendes Wasser vorhanden ist. Grundwasserauffüllung findet in diesem Bereich Omans fast ausschließlich durch periodische oder episodische Regen aus Tiefdruckgebieten statt, die aus der Mittelmeerregion durch das Shamal-Windsystem aus Nordwest bis in den Osten der Arabischen Halbinsel transportiert werden. Der Einfluß des Südwest-Monsuns reicht unter heutigen Bedingungen nicht aus, um die Hoti-Region im Nordost-Oman mit Feuchtigkeit zu versorgen. Monsunale Niederschläge treten nur in Bereichen des Süd-Omans, z.B. in der Gebirgsregion bei Salala, auf. In Jahren eines

schwach ausgeprägten Südwest-Monsuns erreichen die Wolken nicht das Festland, sondern regnen sich bereits südlich der omanischen Küste über dem Indischen Ozean ab (BURNS et al. 2001a).

Ein Großteil der Tropfsteine dieser Höhle weist ein Alter von mehr als 110.000 Jahren auf. Zwischen ca. $77,6 \pm 2,5$ ka B.P. und $9,07 \pm 0,05$ ka B.P. konnten keine Ablagerungsphasen dokumentiert werden, welches darauf hinweist, daß die Höhle während dieses Zeitraums zu trocken war, um Stalagmiten etc. auszubilden. Dünne tonreiche Schichten innerhalb der Tropfsteine deuten auf den Transport feinkörniger äolischer Sedimente hin, die sich auf deren Oberfläche ablagerten und zu einem späteren Zeitpunkt von Karbonaten überdeckt wurden. Die holozäne humide Phase setzte gegen $9,07 \pm 0,05$ ka B.P. ein und dauerte bis ca. $6,2 \pm 0,18$ ka B.P. an und war von stärkeren Niederschlägen als heute geprägt, erreichte jedoch nur eine bedeutend geringere Intensität als während des Pluvials zwischen 125 ka und 117 ka B.P. Ab 6,2 ka B.P. können keine Tropfsteinablagerungen mehr nachgewiesen werden, da sich das Klima in die heutigen ariden Bedingungen umwandelte (BURNS et al. 1998). Hochauflösende U/Th-Datierungen an den jüngsten Kalkablagerungen in den Höhlen des nordöstlichen Omans zeigen eine Unterteilung dieses humiden Zeitabschnitts in vier Intervalle, die von unterschiedlicher Niederschlagsintensität geprägt waren. In diesem Zusammenhang wird laterales Wachstum als Indikator für hohe Humidität angesehen, da größere Mengen fließenden Wassers auch mehr karbonatreiches Material auf den Tropfsteinen ablagern können. Hohe Sedimentationsraten konnten für den Zeitraum zwischen 9,6 ka und 9,0 ka B.P. ($0,141 \pm 0,011$ mm pro Jahr) und 8,25 ka bis 7,9 ka B.P. ($0,57 \pm 0,22$ mm pro Jahr) nachgewiesen werden, während die Ablagerungen von 9,0 ka bis 8,25 ka B.P. ($0,026$ mm pro Jahr) und 7,9 ka bis 6,2 ka B.P. ($0,052 \pm 0,003$ mm pro Jahr) bedeutend geringer ausfielen (NEFF et al. 2001). Diese Konzentration der Niederschläge auf ein bis zwei Hauptphasen widerspricht dem allgemeinen Bild eines durchgängig humiden holozänen Optimums und deutet auf Schwankungen innerhalb des Klimasystems hin (vgl. Kapitel 8.3).

Im Gegensatz zu den hochaufgelösten Ablagerungen im nordöstlichen Oman konnten in Tropfsteinen aus Qunf Cave und Khaf Defore im Süden Omans keine derartigen Schwankungen nachgewiesen werden. Diese wurden in zwei Phasen von 10,3 ka bis 2,7 ka B.P. und von 1,4 bis 0,4 ka B.P. abgelagert. Für den dazwischen liegenden Zeitraum konnte kein Wachstum festgestellt werden. Ein starker Abfall der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 10,3 ka und 9,6 ka B.P. deutet auf die Zunahme der Monsunniederschläge in dieser Zeit hin. Diese Phase hoher monsunaler Feuchtigkeit dauerte bis ca. 5,5 ka B.P. an, obwohl bereits ab ca. 8 ka B.P. eine langsame Abnahme derartiger Nieder-

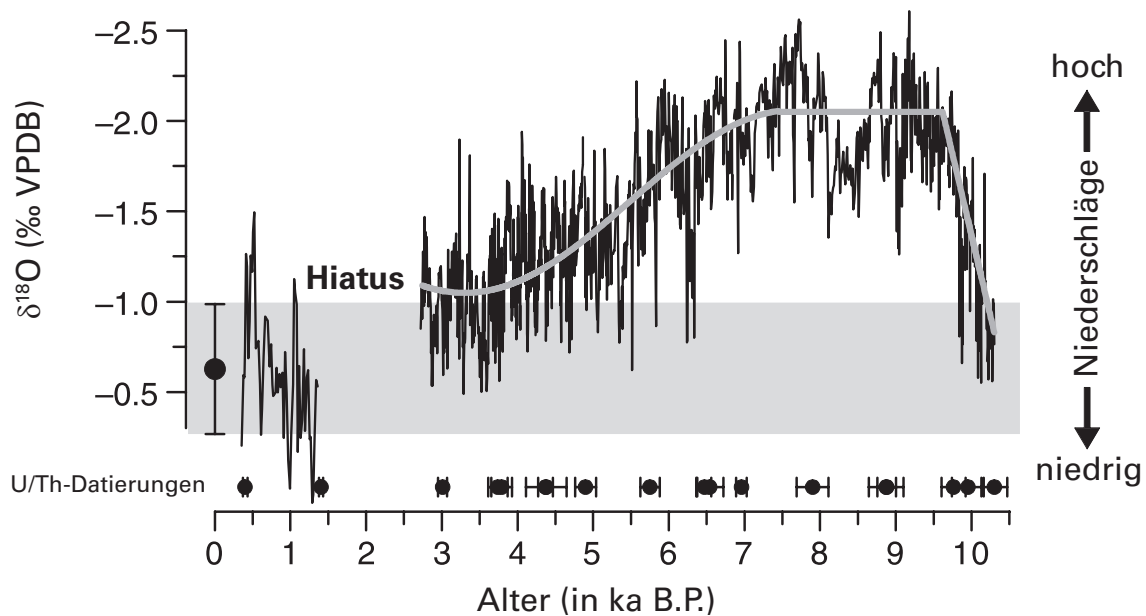


Abbildung 6.6: $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Tropfsteins Q5 aus dem südlichen Oman zeigen eine starke Zunahme der Niederschläge gegen 10,3 ka B.P. und eine Unterbrechung des Wachstums zwischen 2,7 ka und 1,4 ka B.P. Der graue horizontale Balken gibt die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte heutiger Tropfsteine wieder (verändert nach FLEITMANN et al. 2003b:1738).

schläge zu verzeichnen ist (FLEITMANN et al. 2005b). Die erste Ablagerungsphase endete gegen 2,7 ka B.P. und setzte sich nach diesem Hiatus erst zwischen 1,4 ka und 0,4 ka B.P. fort (siehe Abbildung 6.6). Deren Isotopen-Zusammensetzung entspricht weitestgehend den Eigenschaften heutiger Tropfsteine und deutet damit auf vergleichbare Entstehungsbedingungen hin. Innerhalb dieses langfristigen Trends ließen sich weiterhin Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf Jahrzehnt-Ebene feststellen (FLEITMANN et al. 2003b), deren Bedeutung in Kapitel 8.3 näher erläutert wird.

BURNS et al. (2001) assoziieren Feuchteperioden in den Tropfsteinhöhlen Omans mit Verlagerungen der Innertropischen Konvergenzzone nach Norden und damit verbundenen monsunalen Niederschlägen in Gebieten, die unter heutigen Klimabedingungen nicht mehr vom Südwest-Monsun beeinflusst werden. So deutet die schnelle Zunahme der Monsunniederschläge, die in den Tropfsteinen aus dem Süden Omans ab 10,3 ka B.P. verzeichnet wurde, darauf hin, daß sich die ITCZ zu dieser Zeit schnell nach Norden verlagerte (FLEITMANN et al. 2005b). Diese These unterstützen sehr niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der abgelagerten Kalksedimente, die nicht allein durch Temperaturveränderungen begründet werden können. Während heutige Niederschläge im Osten der Arabischen Halbinsel lediglich $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 0 bis -2 ‰ aufweisen, betrug dieser im frühen Holozän -4 ‰ bis -6 ‰ und zu Zeiten der Interglaziale -6 ‰ bis -8 ‰. Hohe Temperaturen bewirken zwar einen niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert, jedoch sind ca. 4,5°C nötig,

um $\delta^{18}\text{O}$ um ein Promille zu verringern. Bei einem Unterschied zwischen dem holozänen Klimaoptimum und rezenten Verhältnissen von durchschnittlich 4 ‰ wäre somit eine um 18°C höhere Temperatur nötig gewesen, um derart negative $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu bewirken. Die Abweichung zwischen dem frühen Holozän und heutigen Temperaturen betrug jedoch vermutlich nur 1-2°C. Wahrscheinlichste Quelle für derart niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ist daher der Sommer-Monsun über dem Indischen Ozean, der aufgrund hoher Konvektion und monsunaler Zirkulation stark $\delta^{18}\text{O}$ abgereicherte Niederschläge aufweist und zuletzt vor 6.000 bis 9.000 Jahren den nördlichen Oman gestreift haben muß (FLEITMANN et al. 2001, BURNS et al. 2001a,b).

Die schnelle Zunahme der Monsunniederschläge ab 10,3 ka B.P. stimmt zeitlich gut mit einem Anstieg der Temperatur im Bereich des Nordatlantik (Einschlüsse im GRIP-Eisbohrkern auf Grönland) überein und deutet ebenso wie zwei synchrone Veränderungen der beiden Werte für GRIP und Qunf Cave um 9,1 und 8,2 ka B.P. darauf hin, daß kurzzeitige Schwankungen (Jahrzehnt- bis Jahrhundert-Ebene) des Monsuns bis mindestens 8 ka B.P. von „glacial boundary conditions“ bestimmt wurden (FLEITMANN et al. 2003b, MORRILL et al. 2003).

Nach ca. 8 ka B.P. ließen die Monsunniederschläge im Süden Omans langsam nach, da sich die ITCZ aufgrund von verringerter Juni-August Insolation bei 30°N wieder nach Süden verlagerte (FLEITMANN et al. 2003b, 2005b). Die in manchen Untersuchungen aufgezeigte plötzliche Abnahme der Niederschläge im Bereich des Indischen und Afrikanischen Monsuns wurde in den Tropfsteinen der südlichen Arabischen Halbinsel nicht nachgewiesen. Die im langfristigen Klimatrend enthaltenen hochfrequenten Schwankungen der Niederschläge im Bereich von 10-100 Jahren sind auf keine der bereits genannten Ursachen zurückzuführen. Sie beruhen wahrscheinlich auf einer Verbindung zu Veränderungen in der Bestrahlungsstärke der Sonne (irradiance) und beeinflussen den holozänen Gesamttrend nur in geringem Maße (FLEITMANN et al. 2005a).

Ein Vergleich der beiden Untersuchungsgebiete im Norden und Süden Omans zeigt, daß die Monsunniederschläge und damit auch der Beginn der Tropfsteinablagerungen im Süden ca. 400 Jahre früher einsetzten. Unter Berücksichtigung der Lage der Höhlen und dem heutigen Ausbreitungsmuster von Niederschlägen im Oman kann damit im frühen Holozän von einer Nordwärtsverschiebung der ITCZ von 80-100 Kilometern in hundert Jahren ausgegangen werden (FLEITMANN et al. 2005a).

Während für den Zeitraum von 35-54 ka B.P. dank eines hochauflösenden Tropfsteinarchivs Aussagen über den Monsuneinfluß im Gebiet von Socotra getroffen werden konnten (BURNS et al. 2003; siehe Kapitel 3.2), sind die Ergebnisse für die Zeit

von 35 ka B.P. bis heute lediglich vorläufig. Obwohl eine Reihe von Datierungen und Messungen von $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{14}\text{C}$ an verschiedenen Tropfsteinen durchgeführt wurde (DE GEEST et al. 2005, FLEITMANN et al. 2004b, FLEITMANN et al. 2002, REALE et al. 2003) existiert bislang keine ausführliche Auswertung der erhobenen Daten. REALE et al. 2003 untersuchten einen Tropfstein aus Moomi-Cave (M1-4), der von 35-10,5 ka B.P. abgelagert wurde und registrierten die niedrigsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte – und damit die stärksten Monsunniederschläge – im Bereich des Holozäns, die nach anderen Angaben (FLEITMANN et al. 2002) jedoch eine hohe Variabilität aufwiesen. Innerhalb des zeitlichen Verlaufs der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ließ sich weiterhin eine Schwankung mit Jahrtausend-Rhythmus feststellen, die in ihrem Verlauf Veränderungen in Eisbohrkernen aus Grönland ähnelt, aber nicht mit dieser identisch ist. D/O-Ereignisse mit geringer Amplitude waren ebenfalls nachweisbar. Die Bedeutung von Probenauswahl und die Bestätigung ermittelter Klimaschwankungen in Tropfsteinen anhand von anderen Langzeitarchiven machen jüngere Untersuchungen von SHAKUN et al. (2005) deutlich. Obwohl der beprobte Tropfstein (M1-5) aus dergleichen Höhle auf Socotra stammt wie das Exemplar von REALE et al. (2003), treten signifikante Unterschiede der Isotopzusammensetzung auf. M1-5 wurde zwischen 28,5 ka und 11,1 ka B.P. abgelagert und zeigt eine gute Übereinstimmung der Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit Temperaturveränderungen in Eisbohrkernen auf Grönland. Im Gegensatz zu M1-4 (REALE et al. 2003) konnten in M1-5 die Dansgaard/Oeschger-Ereignisse D/O 1, 2, 3, die Heinrich-Ereignisse H0 und H1 sowie der Beginn des LGMs gegen 23 ka B.P. nachgewiesen werden. Die Ergebnisse von Socotra M1-5 decken sich weiterhin mit Tropfsteinuntersuchungen in den Höhlen Chinas (WANG et al. 2005b, YUAN et al. 2004) und deuten damit auf ein geschlossenes Verhalten des Indischen Monsunsystems während des betrachteten Zeitraums hin. Dagegen ist ein antiphasiges Verhalten mit nachgewiesenen Temperaturveränderungen im Byrd-Eisbohrkern in der Antarktis festzustellen, welches als Hinweis auf die Existenz einer bipolaren Schwankung (möglicherweise mit Einflüssen des Indischen Monsuns selbst) während dieses Intervalls interpretiert werden kann (SHAKUN et al. 2005). Überraschenderweise existiert weiterhin im späten Holozän (< 4,5 ka B.P.) eine Anti-Korrelation zwischen den vom Sommermonsun beeinflussten Stalagmiten im Oman und den Tropfsteinen auf Socotra, die von Niederschlägen im Frühjahr und Herbst gespeist werden. Eine mögliche Ursache für diese Abweichung besteht in der zunehmenden Verkürzung der Monsundauer durch Südwärtsverlagerung der ITCZ in den nördlichen Gebieten, während in Bereichen mit größerer Äquatornähe die Niederschläge im späten Holozän anstiegen (FLEITMANN et al. 2005b).

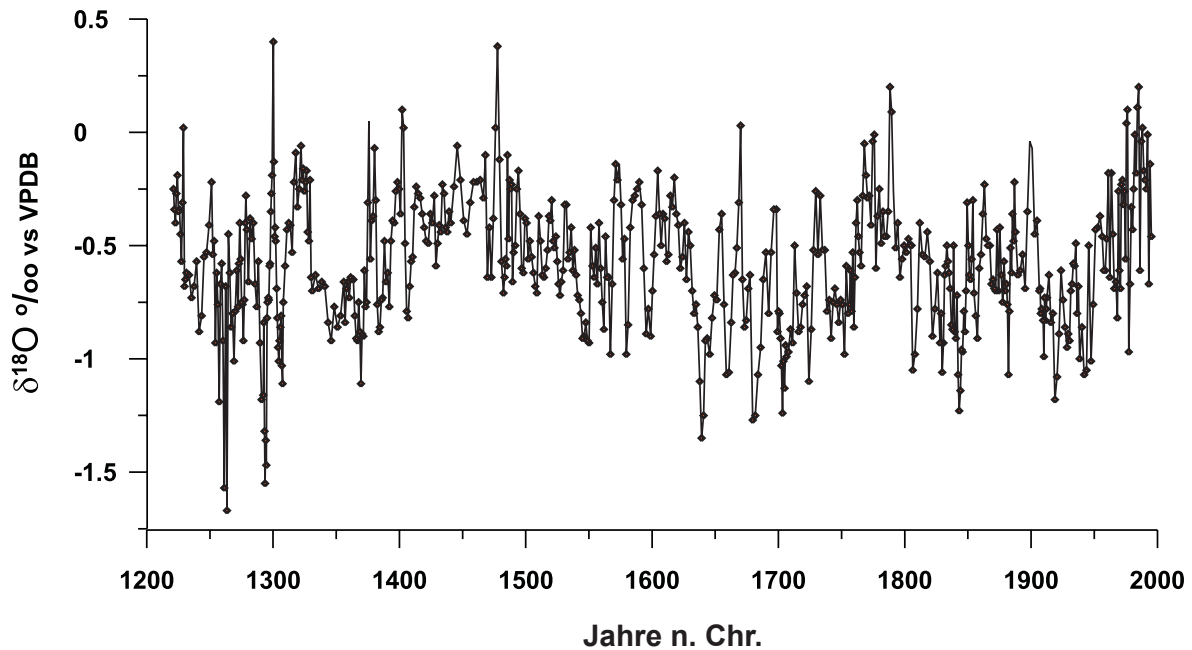


Abbildung 6.7: Klimaschwankungen auf der Arabischen Halbinsel in historischen Zeiten anhand des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes von Tropfsteinen aus dem südlichen Oman (verändert nach BURNS et al 2002:ACL9-4).

Obwohl die dargestellten Fakten bislang nur ein unvollständiges Bild der Veränderlichkeit und Intensität des Indischen Monsuns im Gebiet von Socotra geben, so ist dennoch zu bemerken, daß es sich um einige der seltenen Tropfsteine handelt, die auch während der spät-pleistozänen Feuchtphase, die verbreitet in Seeablagerungen etc. auf der Arabischen Halbinsel zu verzeichnen ist, abgelagert wurden. Dieses kann unter Umständen mit der Lage im heutigen Monsungürtel begründet werden, erklärt aber nicht das Fehlen dieser Ablagerungen z.B. im südlichen Oman.

Neben ihrer Nutzung als Langzeitklimaarchiv eignen sich Tropfsteine aufgrund ihres jahreszeitlichen Ablagerungszyklus' auch als Nachweis für Klimaschwankungen in historischen Zeiten. FLEITMANN et al. (2004c) weisen durch eine Kombination von U/Th-Datierungen, der Zählung von „Jahresringen“ (780 Schichten auf 27 cm) und anhand des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehaltes von Kalzit Veränderungen der Monsunniederschläge im südlichen Oman seit dem Mittelalter nach (vgl. Abbildung 6.7). Drei Stalagmiten aus Kahf Defore in den Dhofar Mountains zeigen ein kontinuierliches Wachstum ohne Unterbrechungen durch Tonbänder seit bis zu 800 Jahren und weisen untereinander Sprünge bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zu nahezu identischen Zeitpunkten auf, sodaß Datierungs-/Zählfehler ausgeschlossen werden können. Obwohl selbst in dem ältesten der Tropfsteine kein Langzeittrend seit 1212 n. Chr. festgestellt werden konnte, existieren nachweislich Schwankungen der Monsunniederschläge im Bereich von 10 und mehr Jahren. So macht sich der Übergang von der mittelalterlichen Warmzeit zur kleinen

Eiszeit um 1310 n. Chr., der in einigen Bereichen des Einzugsgebiets des Asiatischen Monsuns (z.B. östliche Teile von China) – im Gegensatz zum allgemeinen Trend – auch zu einem Übergang von trockenen zu gemäßigten bzw. weniger trockenen Bedingungen führte (MORRILL et al. 2003), durch einen Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und damit durch eine signifikante Abnahme der Monsunniederschläge bemerkbar. Von 1310 bis 1660 n. Chr. war der Süden Omans von geringen Niederschlägen geprägt, die zwischen 1450 und 1480 n. Chr. ihr Minimum erreichten. Diese Phase geringer Humidität korrespondiert mit einem Zeitraum von 30 Jahren (1449-1478), in dem Temperaturrekonstruktionen für die Nordhalbkugel die geringsten Werte ermittelten, sodaß zumindest zu diesem Zeitpunkt von einem Zusammenhang zwischen der Abnahme der Monsunniederschläge und kühlen Temperaturen und damit höherer Schneebedeckung in der nördlichen Hemisphäre ausgegangen werden muß. Wenngleich auch das Ende der kleinen Eiszeit international umstritten ist (Angaben zwischen 1700 und 1900), endete diese im Süden der Arabischen Halbinsel bereits kurz nach 1660 n. Chr., als die meisten Monsunniederschläge wieder über dem langjährigen Mittel lagen. Es folgte von 1660 bis 1760 n. Chr. eine Phase intensiver Feuchtigkeit, bevor von 1760 bis 1800 – mit einem Minimum von 1790 bis 1800 n. Chr. – die Niederschläge wieder signifikant zurückgingen. Dieses Muster wiederholte sich von 1800 bis 1950 n. Chr. mit langfristig überdurchschnittlichen Regenmengen (Ausnahme: 1880 bis 1900) und nahm ab 1950 wieder kontinuierlich ab (FLEITMANN et al. 2004c). Während der Rückgang der Niederschläge in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts auf eine Erwärmung des Indischen Ozean in Folge globalen Temperaturanstiegs zurückgeführt wird, deutet eine Spektralanalyse der Ergebnisse darauf hin, daß Schwankungen der Monsunniederschläge auf Jahrhundert-Ebene in Zusammenhang mit solaren Faktoren stehen (MANGINI et al. 2004) und Veränderungen auf Jahrzehnt-Ebene oder darunter entscheidend von Bedingungen im tropischen Pazifik und dem ENSO-Phänomen abhängen (BURNS et al. 2002b).

Die zeitlich hochauflösenden Ergebnisse der Untersuchung im Süden des Omans und ihre gute Übereinstimmung mit vergleichbaren Klimaarchiven aus anderen Regionen zeigen, daß sich Tropfsteine – in Abwesenheit von historischen Aufzeichnungen – gut dazu eignen, auch das Klima der jüngeren Vergangenheit abzubilden.

In der Region Dhofar auf der Südseite der Qara Mountains bilden Tropfsteine unter Felsdächern das jüngste Element einer aus vier Schichten bestehenden holozänen Ablagerung. Während der unterste Abschnitt aus rein klastischer Brekzie mit Lehmantteilen besteht, weist die darüber lagernde Matrix-Brekzie Überreste von Feuersteinen und Holzkohle auf. Darüber befindet sich klar abgetrennt eine Einheit, die zu

großen Teilen aus Weichtierschalen (Mollusken) besteht und ebenfalls von Feuersteinen und Holzkohleresten durchsetzt ist. Das Profil wird von Tropfsteinen abgeschlossen, die sich von der Höhlendecke mit einem Durchmesser von bis zu 20 Zentimetern bis in die Molluskeneinheit erstrecken.

Die klastische Brekzie als unterster Teil der Sequenz wird als das Ergebnis von thermoklastischen Zusammenbrüchen der Höhlendecke interpretiert, die unter relativ ariden Bedingungen stattfanden. Die überlagernde Matrix-Brekzie deutet aufgrund ihrer Zusammensetzung auf die Existenz von Lößdecken nördlich der Höhle hin, deren Material von stärkeren holozänen Winden transportiert und durch eine dichtere Grasbedeckung im Felsdachbereich „gefangen“ wurde. Die Datierung von Holzkohleresten ergab für diese Schicht ein Alter von 9310 ± 280 Jahren B.P., wodurch auch der klastischen Brekzie ein Alter von > 9310 Jahren und damit wahrscheinlich eine Entstehung während der LGM zugewiesen werden konnte.

Als das Ergebnis eines plötzlichen Anstiegs der Niederschläge wird die molluskenreiche Einheit interpretiert, da einerseits eine derart ausgeprägte Fauna von Weichtieren einen hohen Pflanzenbewuchs erfordert und andererseits in den Sedimenten Kreuzschichtungen vorhanden sind, die auf hohe Abflußenergie hinweisen. Zwei Radiokarbon-Datierungen an unterschiedlichen Standorten erzielten ein nahezu identisches Alter von 8750 ± 50 und 8720 ± 60 Jahren B.P. und unterstützen damit die These einer einzelnen starken Regenphase. Diese Ablagerungen unterlagen in der Folgezeit der Dia- und Pedogenese, bevor zu einem späteren Zeitpunkt die Tropfsteinbildung begann. Obwohl sich die Stalaktiten als nicht datierbar erwiesen (unrealistische Werte von $91,5 \pm 7,8$ ka B.P. aufgrund des niedrigen $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -Verhältnisses), deuten sie auf einen bedeutenden Klimawandel und eine stabile geomorphologische Phase hin, die wahrscheinlich auf Monsunniederschläge zurückzuführen ist. Ein wahrscheinliches Alter dieser Kalzitablagerungen liegt bei 8000 bis 5000 Jahren B.P.

Im Gegensatz zu den Felsdächern auf der Südseite der Qara Mountains weisen Höhlen im Norden dieses Gebirges nur selten Sedimentfüllungen auf. Eine Ausnahme ist der Existenz einer schützenden Schicht aus Material zu verdanken, das zu vergangenen Zeiten aus der Höhlendecke ausbrach und die darunter lagernden Sedimente vor Erosion bewahrte. Diese bestehen überwiegend aus loser, kantiger Brekzie, die in eine Schluff-Lehm-Matrix (Löß) eingebettet ist und nur sehr wenige Holzkohlereste und Molluskenschalen enthält. Eine AMS Radiokarbon-Datierung dieser Schalen von 7710 ± 60 Jahren B.P. deutet darauf hin, daß auf der Nordseite der Qara Mountains nahezu 1000 Jahre länger Brekzie in einer Lößmatrix abgelagert wurde, als im Süden, da die Monsunniederschläge nicht bis in das Lee des Gebirges reichten. Bodenbil-

dungsprozesse auf Kolluvium aus wiederaufgearbeitetem Löß, das sich verbreitet in Karstsenken im Norden der Qara Mountains befindet, deuten auf eine Phase einer stabilisierten Umwelt gegen 4890 ± 170 B.P. hin, da kein zusätzlicher Löß mehr abgelagerter wurde. Während die Südseite folglich über einen Großteil des Holozäns von überwiegend humideren Bedingungen geprägt wurde, machten sich einerseits die Auswirkungen der erhöhten Monsunniederschläge im Klimaoptimum auf der Nordseite erst ein Jahrtausend später bemerkbar und führten andererseits auch nur zur Ausbildung eines semi-ariden Klimas mit Trockensteppen als dominierendem Landschaftselement (CREMASCHI & NEGRINO 2005). Die Qara Mountains waren im Holozän somit eine bedeutende Klimascheide und verdeutlichen, daß in Paläoklimastudien auch die regionalen Bedingungen bei der Landschaftsrekonstruktion berücksichtigt werden müssen.

Sinterablagerungen in den Höhlen des As Sulb Plateaus im östlichen Saudi Arabien und vergleichbares Material in der Nähe von Al Jirhamiyah im Süden der Tuwaiq-Schichtstufe wurden auf 5.060 ± 250 Jahre B.P. bzw. 6.880 ± 290 Jahre B.P. datiert. HÖTZL & ZÖTL (1978) interpretieren diese Sedimente als Anzeichen für höhere – eventuell saisonale – Niederschläge in Ost- und Zentralarabien, die während einer warmen humiden Phase im mittleren Holozän auftraten. Messungen an Kalktuff-Ablagerungen in den Gebirgsregionen des westlichen Saudi Arabiens bestätigen diese Annahme und lassen weiterhin vermuten, daß die Intensität der Niederschläge von Süden nach Norden kontinuierlich abnahm (WHITNEY 1982).

Fossile Grundwässer aus der Zeit des frühen Holozäns können in der tertiären Umm Er Radhuma-Formation des westlichen Omans nachgewiesen werden und wurden mittels C^{14} -Messungen auf Alter zwischen $10 \pm 3,6$ ka und $5,7 \pm 4,9$ ka B.P. datiert (AL LAMKI & TERKEN 1996). EDGELL (1997) gibt den Zeitraum der letzten unterirdischen Wasserspeicherung im Bereich der Arabischen Halbinsel mit 10,0 ka bis 6,0 ka B.P. an. Die Einlagerung holozäner Niederschläge in Wasserträrgesteine war offenbar schwächer ausgeprägt als während der pleistozänen humiden Phase, da ältere Aquifere bedeutend häufiger auftreten und ergiebiger sind. Vor 5.700 Jahren endete offenbar die Speicherung fossiler Grundwässer, als das Klima zu heutigen Bedingungen überging und nur noch vereinzelt Akkumulationen in Form von Frischwasserlinsen oberhalb fossiler Wässer zuließ (MACUMBER et al. 1998).

Anhand einer numerischen Grundwasserabfluß-Simulation errechneten Wood & IMES (2003) für das Gebiet der Liwa Oasen (UAE) eine durchschnittliche Auffüllung der Aquifere von 1,4 mm pro Jahr in der spät-pleistozänen humiden Phase. Um diese Zufuhr von Feuchtigkeit in der Zeit von ca. 33-19 ka B.P. zu gewährleisten, müssen

dementsprechend 200 ± 50 mm Niederschlag pro Jahr in der südöstlichen Rub' al Khali gefallen sein (s.o.). Unter der Annahme, daß sich der Grundwasserspiegel in der holozänen Feuchtphase und im späten Pleistozän auf einer ähnlichen Höhe befand, sagen die Modelle für die in den heutigen Dünen eingeschlossenen Wässer ein Alter von 5,5 ka bis 9 ka voraus. Die C^{14} -Datierung dieser Wässer ergab Werte von 4220-6870 Jahren B.P. ($\emptyset$ 5200 Jahre B.P., Fraktionierungsfaktor bei 30°C) bzw. 1590-7750 Jahren B.P. ($\emptyset$ 5100 Jahre B.P. bei 25°C), so daß anhand dieser Übereinstimmung von vergleichbaren Niederschlagsmengen (200 ± 50 mm) und damit Grundwasserauffüllung während beider Phasen ausgegangen werden kann. Da nach 5,5 ka. B.P. kaum noch größere Wiederauffüllungseignisse zu verzeichnen sind, andererseits aber Tropfsteine im nördlichen Oman die Fortdauer der Humidität bis mindestens 6,2 ka B.P. andeuten (BURNS et al. 1998), müssen die Niederschläge in der Al Liwa Region während dieses Zeitraums relativ schnell auf heutige Werte von ca. 50 mm pro Jahr nachgelassen und nicht – wie häufig vermutet – langsam im Laufe von 6000 Jahren abgenommen haben.

Hinweise auf die Herkunft dieser Niederschläge liefert die Messung stabiler Isotope in den holozänen Grundwässern, die 22 Brunnen in der Al Liwa Region entnommen wurden. Die Untersuchung der Wässer, die nach ihrem Niederschlag offenbar kaum signifikanter Evaporation unterlagen, zeigt stark negative Deuterium-Werte, die auf eine Entstehung der atmosphärischen Feuchtigkeit in einer warmen und mit hoher Luftfeuchte versehenen Luftmasse hindeuten. Der Vergleich mit Werten für heutige Niederschläge, die über den Shamal oder durch Tiefdruckgebiete aus dem Mittelmeerraum den Süden der Vereinigten Arabischen Emirate erreichen, zeigt, daß diese als Quelle für die holozäne Humidität in der Region ausgeschlossen werden können. Selbst die Ausläufer des Monsuns an der Küste des Omans zeigen unter rezenten Bedingungen keine derart negativen Deuterium-Werte, so daß allein eine starke Nordwärtsverlagerung der ITCZ im Sommer – und damit ein stark ausgeprägtes Monsunklima im Bereich der Liwa Oasen – für die hohe relative Feuchte der Luftmassen und in deren Folge für die stark negativen Deuterium-Werte gesorgt haben kann (STOKES et al. 2002, 2003a).

Extrem niedrige Deuterium (d)-Werte in diesen Grundwässern können auch darauf hindeuten, daß die für die Ausbildung der Wasserkörper verantwortlichen Niederschläge aus bereits zuvor verdunsteten Wasserquellen stammen. So können im Holozän z.B. höhere Niederschläge im Westen der Arabischen Halbinsel für stärkeren Abfluß von Süßwasser aus den Höhenlagen in das Rote Meer gesorgt haben. Bei Verlassen des Roten Meeres in den Indischen Ozean würde sich dieses Wasser über

das kühle auftreibende Tiefenwasser im Süden der Arabischen Halbinsel lagern und mit der Strömung nach Nordosten vor die Küste des Omans gelangen. Zu Zeiten eines verstärkten Monsuns könnten diese oberflächennahen Wasserschichten anschließend dort verdunsten und durch Südwestwinde in das Gebiet der Liwa Oasen transportiert werden, um dort abzuregnen, welches die niedrigen d-Werte im Holozän – möglicherweise aber auch in früheren Perioden (s.o.) – erklären würde (WOOD et al. 2003).

Archäologische und hydrologische Untersuchungen bei Hili in der Nähe von Al Ain (UAE) weisen anhand der Zunahme von Brunnentiefen einen fallenden Grundwasserspiegel während der letzten 4500 Jahre nach. Diese Zunahme könnte theoretisch auch durch erhöhten Grundwasserabfluß während dieser Zeit entstanden sein, da sich das Gefälle des Wasserspiegels jedoch nicht veränderte, muß diese auf klimatische Faktoren zurückzuführen sein, zumal der existierende Aquifer größtenteils durch Niederschläge wiederaufgefüllt wird, die in der Umgebung von Hili infiltrieren (zur Bedeutung von Wadi-Abfluß für die Auffüllung von Aquiferen bei Al Ain siehe TANG et al. 2001). Ein Hydrograph über den Zeitraum von 4500 Jahren zeigt eine langsame Abnahme des Grundwasserspiegels von 2500 v. Chr. bis ca. 1650 n. Chr. Nach 1650 n. Chr. vergrößerte sich die Abnahmerate gegenüber der vorangegangenen Phase erheblich, bevor gegen 1900 n. Chr. durch anthropogene Faktoren der größte Abfall der Brunnentiefe zu verzeichnen war. Neben den hydrologischen Hinweisen auf eine Klimaveränderung deuten auch archäologische Funde auf einen Rückgang der Niederschläge von geschätzten 200-500 mm pro Jahr auf heutige 96,4 mm/p.a. und damit auf einen Übergang von regen-gespeistem Ackerbau zu Bewässerungskulturen hin. Da die Abnahme des Grundwasserspiegels parallel zu der Zunahme des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre verläuft, liegt weiterhin die Vermutung nahe, daß die Veränderungen auf Klimawandel – im Falle von Hili: Aridisierung – zurückzuführen ist (JORGENSEN & AL-TIKRITI 2002).

6.3 Fluvatile Ablagerungen

Ein Großteil der holozänen Terrassen im westlichen Saudi Arabien besteht zu einem hohen Prozentsatz aus äolisch abgelagerten Schluffen, die nach ihrer originären Ablagerung durch fließendes Wasser erodiert und anschließend an anderer Stelle wieder absedimentiert wurden. Diese Terrassen entstanden während eines Pluvials im frühen bis mittleren Holozän, als genügend Feuchtigkeit existierte, um auf den Berghängen und in Tälern eine dichtere Vegetation zu ermöglichen, die als Sedimentfalle für äo-

lisch transportiertes Material diene. Gelegentliche Niederschläge beförderten diese Schluffe in das Flußbett, wo sie sich konzentrierten und mit der Zeit Terrassen ausbildeten. Überreste von Holzkohle in den obersten Schichten der Ablagerungen mit einem Alter von 5.500 Jahren deuten an, daß in diesem Zeitraum die Humidität in West-Arabien nachgelassen hat, da anschließend eine tiefe Zerschneidung der Sedimente einsetzte (WHITNEY 1982).

Diese Angaben decken sich mit neueren Untersuchungen von AL-JUAIDI et al. (2003), die in einer Auswaschungsebene bei Al-Harmaliah an der Ostseite des Arabischen Schildes fluviatile Ablagerungen für den Zeitraum von ca. 10 ka bis 5 ka B.P. nachwiesen. Nach 5 ka B.P. lagerten sich – mit Ausnahme einer kurzen Reaktivierung um 0,8 ka B.P. – keine Sedimente mehr ab, die auf höhere Humidität in der Region hindeuten könnten.

ANTON (1990) merkt an, daß die humide Phase zu Beginn des Holozäns im Bereich des Arabischen Schildes weniger von mächtigen Wadi-Ablagerungen geprägt war, sondern sich vielmehr durch die Einschneidung episodischen Abflusses in ältere Schotterterrassen auszeichnete. Alluvium in den Wadis As Sah'ba und Al Batin sowie kalzifizierte Wurzelreste als Hinweis auf einen schwach ausgebildeten Paläoboden in der Wüste Dahna deuten zwar auf ein humideres Klima als zu Zeiten des glazialen Maximums hin, im Vergleich zur pluvialen Periode zwischen 30 ka und 20 ka B.P. fielen die Niederschläge jedoch geringer aus.

In das frühe bis mittlere Holozän fallen wahrscheinlich auch rubefizierte Paläoböden im Nordosten der Qatar-Halbinsel bei Khor, die auf – zumindest kurzzeitig – höhere Niederschläge hindeuten. Diese lagerten sich zwischen verwitterten äolischen Sanden aus dem LGM und marinen Sedimenten aus der Zeit der maximalen holozänen Transgression im Gebiet des südlichen Arabischen Golfes ab und werden demzufolge von GEHIN (1988) zwischen 10.000 und 5.000 Jahren B.P. eingeordnet.

Eine spät-holozäne Feuchtphase läßt sich auch für das Hochland des Asir im Südwesten der Arabischen Halbinsel belegen. Das Gebiet, das unter heutigen Klimabedingungen die einzigen geschlossenen Wälder (primär Bergwacholder) Arabiens besitzt, weist in einer Höhe zwischen 1450 und 3000 m ü. NN flächenhaft überlagerte Paläoböden mit einer Mächtigkeit von mehreren Dezimetern auf. Die Verbreitung dieses Vertic Cambisols, der auf ein Alter zwischen 6700 und 4200 Jahren cal. C¹⁴ B.P. datiert wurde, deutet auf – zumindest regional – humidere Klimabedingungen und eine damit um 800-900 m niedrigere untere Baumgrenze zur Zeit ihrer Entstehung hin. Die Bodenbildungsphase kann den Altersdatierungen entsprechend nicht der Hochphase des holozänen Klimaoptimums zugeordnet werden, sondern fällt in



Abbildung 6.8: Erodierte Reste eines alluvialen Schwemmfächers auf der Westseite des Omangebirges (bei Buraimi) (Eigene Aufnahme).

einen Zeitraum, der häufig mit der Aridisierung der Umweltbedingungen assoziiert wird. Wie jüngere hochauflösende Untersuchungen an Tropfsteinen aus anderen Bereichen der Arabischen Halbinsel (z.B. FLEITMANN et al. 2004c) weisen auch die fossilen Böden des Asirs darauf hin, daß es in einem langfristigen Klimatrend (Trockenheit) auch Schwankungen und Übergänge zu humideren Bedingungen gab. Der auf den Paläoböden lagernde Hangschutt und das Kolluvium können einerseits das Ergebnis einer Klimaänderung und anschließender Erosion im Rahmen der holozänen Aridisierung oder die Folge von Bodendegradation durch anthropogene Faktoren (Überweidung) sein (BARTH & STRUNK 2004).

An der Westseite des Omangebirges in den heutigen Emiraten Ras al Khaimah und Sharjah lagerte das Wadi Dhaid während des holozänen Klimaoptimums eine bis zu 3,5 m mächtige Terrasse aus Schlick und Sand ab, deren basaler Teil auf 9.470 ± 170 Jahre B.P. datiert wurde. Im Vergleich zu einer älteren Terrasse aus der Zeit zwischen 30 ka und 20 ka B.P. waren die Niederschläge zu jenem Zeitpunkt offenbar nicht ausreichend, um auch gröbere Schotter nach Westen zu transportieren und sie dort in Schwemmfächern abzulagern (siehe Abbildung 6.8) (DALONGEVILLE et al. 1992, SANLAVILLE 1992).

Ebenfalls im Emirat Ras al Khaimah weisen AL-FARRAJ & HARVEY (2000) drei quartäre Phasen der Terrassenbildung des Wadi Al-Bih nach, die von Episoden tiefer Einschneidung getrennt wurden. Obwohl keine genauen Datierungen für die einzelnen

Terrassen existieren, ordnen die Autoren die jüngste Ablagerungsschicht – aufgrund einer frühen Phase der Wüstenpflaster-Entwicklung – einer feuchten Klimaphase im späten Pleistozän oder frühen Holozän zu (± 10 ka B.P.). Die Sedimente des heutigen Wadibodens entstanden demnach erst in der Zeit nach 6 ka B.P. (AL-FARRAJ 2002).

Postsedimentäre Kalkzemente, die sich zwischen Schottern im Oman ablagerten, wurden von HADLEY et al. (1998) auf 10.358 bis 3.821 Jahre B.P. datiert und liefern damit einen weiteren Hinweis auf höhere früh-holozäne Niederschläge. BURNS & MATTER (1995) untersuchten Zemente alluvialer Konglomerate im Nordoman, die sie einem Pluvial um 9 ka B.P. zuordnen, auf ihren Gehalt an den stabilen Isotopen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$. Stark negative $\delta^{18}\text{O}$ -Werte deuten darauf hin, daß die Niederschläge, die für die Ausbildung der Karbonatzemente verantwortlich waren, auf monsunale Regen zurückzuführen sind, die häufig einen geringen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert besitzen.

Fluvatile Ablagerungen in der nördlichen Wahiba wurden auf 10 ± 1 ka datiert. Diese Sedimente aus einer Tiefe von 1,5 Metern in der Nähe von Wadi Batha repräsentieren den obersten Teil einer Ablagerungssequenz, die sich bis in 290 m Tiefe fortsetzt und auf eine lange Geschichte fluvialer Ablagerungen hindeutet (JUYAL et al. 1998).

Umweltveränderungen durch Klima und Meeresspiegelschwankungen im östlichen Oman untersuchten LÉZINE et al. (2002) anhand von Pollen und mikropaläontologischen Hinweisen aus einem Mangrovensumpf bei Suwayh. Im Gegensatz zu den heutigen Bedingungen, unter denen nur noch Mangroven der Art *Avicennia* auftreten, zeigen Pollenablagerungen in Bohrkernen, daß vor ca. 6000 Jahren nicht nur eine weitere Art (*Rhizophora*) verbreitet, sondern auch der Anteil von *Avicennia* im Pollenspektrum wesentlich höher war. Mangroven der *Rhizophora*-Familie treten unter rezenten Bedingungen im Oman nicht mehr auf, sondern sind auf weiter südlich liegende Gebiete der Arabischen Halbinsel (SW Jemen) beschränkt. Das um nahezu 2500 Kilometer nach Norden verschobene Vorkommen dieser Mangrovenart, die hohe Konzentration von *Avicennia*-Pollen, sowie Hinweise auf die zeitgleiche Existenz von Pflanzengesellschaften tropischen Ursprungs deuten damit auf eine Verlagerung der monsunalen Sommerniederschläge und damit auf eine höhere Humidität im Osten Omans um 6 ka B.P. hin. Vor ca. 5000 Jahren wurde das Klima in der Region instabiler und die Vegetation zunehmend von Halbwüstenelementen geprägt. Das Fehlen von Pollenablagerungen in Sedimenten aus dieser Zeitphase deutet weiterhin auf einen schnellen Wechsel von Trocken- und Feuchtphasen und damit auf einen Übergang zu heutigem Klima hin, das in der Region bereits gegen 4460 Jahren B.P. erreicht wurde.

Diese Untersuchung widerspricht zeitlich jedoch Ergebnissen von GLOVER (1998), die auf ein Vorkommen von Mangrovenvegetation im östlichen Oman auch noch nach 4500 Jahren B.P. hindeuten. Schalenüberreste der Mangroven-Schnecke *Terebralia palustris*, die heute nur vereinzelt an der zum Indischen Ozean gelegenen Küste des Omans vorkommt, wurden verbreitet in archäologischen Fundstätten aus der frühen Bronzezeit bei Ras al-Hadd nachgewiesen. Da die Ausbildung von Mangrovenvegetation im Oman an eine – rezent nicht mehr signifikant vorhandene – Zufuhr von Süßwasser über Oberflächenabfluß in die Küstenzone gekoppelt ist, müssen im Untersuchungsgebiet – zumindest kurzzeitig – während des mittleren und späten Holozäns humidere Bedingungen als heute geherrscht haben. Ab 2,5 ka B.P. lassen sich in den Fundstätten keine *Terebralia*-Schalen mehr feststellen und deuten damit auf eine Abnahme der Niederschläge und den Übergang zu heutigen ariden Bedingungen hin. Diese zeitliche Einordnung entspricht weitgehend den Annahmen zur Verbreitung von Mangroven im südlichen Arabischen Golf. Obwohl bislang keine *Terebralia*-Überreste mit einer nördlicheren Lage als Abu Dhabi verzeichnet werden konnten, weisen Funde auf eine dichte Mangrovenvegetation entlang der Küste der Vereinigten Arabischen Emirate von 6,5 bis ca. 2,0 ka B.P. hin, die jedoch erst vor weniger als 1000 Jahren fast völlig aus der Region verschwand (GLOVER 1998).

In einer ähnlichen Küstensituation des Omans, jedoch weiter südlich am Rande der Qara Mountains gelegen, deuten geomorphologische Untersuchungen von HOORN & CREMASCHI (2004) an, daß der Süden der Arabischen Halbinsel auch noch zu späteren Zeiten im Holozän über genügend Oberflächenabfluß verfügte, um die Landschaftsentwicklung der Region nachhaltig zu beeinflussen. Die Autoren vermuten, daß im Gebiet eines Ästuars (Khawr Rawri) zwischen 2700-2350 und 1680-1530 cal. Jahren B.P. wesentlich mehr Wasserabfluß aus den Qara Mountains in die Küstenbucht gelangte, als es zu späteren Zeiten der Fall war. Einen Beleg für höhere Niederschläge während dieser Phase liefern Seeablagerungen mit einem Alter von 2310-1990 cal. Jahren B.P. in Wadi Darbat, das in die Küstenebene entwässert. Dieses höhere Maß an Süßwasser, das wahrscheinlich monsunalen Ursprungs war, sorgte dafür, daß im Ästuar fluviale Aktivität über die küstenparallele Drift dominierte und sich üppige Khawr-Vegetation ausbilden konnte. Nach 1680-1530 cal. Jahren B.P. veränderte sich das Erscheinungsbild der Region, da aufgrund abnehmender Niederschläge kaum noch Abfluß den Küstenbereich erreichte. Infolge der Zunahme des marinen Einflusses drang zunächst salziges Meerwasser in den Khawr ein und bewirkte eine Abnahme der typischen Vegetation, bevor durch küstenparallele Drift eine Sandbarriere ausgebildet wurde, die schließlich den Ästuar völlig vom Meer abtrennte. Pollenreste

in Bohrkernen aus Khawr Rawri bestätigen die geomorphologischen Vermutungen. Sie deuten darauf hin, daß die Region im Zeitraum von 2310-2140 bis 1680-1530 cal. Jahren B.P. von dichter Khawr-Vegetation geprägt war, während nach dieser Zeit salztolerante Pflanzen der Küstenebene dominierten (HOORN & CREMASCHI 2004).

6.4 Äolische und marine Ablagerungen

Während des holozänen Klimaoptimums wurde ein Großteil vormals aktiver Dünen von Vegetation stabilisiert und äolische Dynamik weitgehend unterbunden (SARNTHEIN 1978). In den Zwischendünenbereichen bildeten sich verbreitet kleine Seen aus, die der lokalen Fauna und – erstmals in dieser Region – auch dem frühen Menschen Rückzugsgebiete mit einem höheren Nahrungsangebot ermöglichten (siehe 6.1). Gegen 6 ka bis 5 ka B.P. setzte eine zunehmende Aridisierung ein, die pleistozäne Dünen – häufig mit veränderter Ausrichtung – reaktivierte und früh-holozäne Seen verdunsten ließ.

In der Wahiba entstand die dritte spät-quartäre Dünengeneration (WARREN & ALLISON 1998), als zwischen 6 ka und 7 ka B.P. die Stabilisierung der älteren Dünen durch Vegetation abnahm und sich kleinere sekundäre Dünen entwickelten, die senkrecht zum vorherrschenden Sandtransport nach Nordwest verliefen. Obwohl überlagernde Lineardünen auf den Mega-Rücken und in Zwischendünenbereichen von heutigen Winden überformt wurden, bestätigen diese ebenfalls eine Transportrichtung nach Nordwest. RADIES & MATTER (2000) vermuten, daß im mittleren Holozän die Sande der Wahiba erneut remobilisiert wurden und sich ein Teil der linearen Dünen um mehrere hundert Meter nach Westen bis Nordwesten lateral verlagerte, bis sie ihre heutige Position einnahmen und nur noch marginal überformt wurden.

Küstennahe äolische Sedimentablagerungen aus der Wahiba, die Rückschlüsse auf vergangene Klimabedingungen zulassen, finden sich in Form eines kleinen Höhenrückens bei Khuwaymah, der teilweise durch Wellenerosion abgetragen wurde. Den untersten Teil dieser 2,80 m hohen Oberflächenform bilden kreuzgeschichtete und schwach verfestigte äolische Sande (Alter: $14,7 \pm 1,6$ ka B.P.), die auf einen Sedimenttransport in nördliche Richtungen hinweisen. Darüber befindet sich fast ein Meter strukturloser Strandsand aus der Zeit zwischen $7,4 \pm 1,5$ und $5,4 \pm 0,5$ ka B.P., der wiederum von rund 50 cm Paläoboden überlagert wird. Das Profil wird von jeweils rund 50 cm Sebkaablagerungen mit einem Alter vom $3,6 \pm 0,4$ ka B.P. und einer Calcrete-Schicht abgeschlossen, die den Höhenrücken vor anschließender Erosion bewahrte. Während der unterste Teil der Ablagerung gut zeitlich mit den Äolianiten bei

Ra's Ruways (vgl. Kapitel 5.1) übereinstimmt, repräsentieren die Strandablagerungen mit einem mittleren Alter von 6,2 ka B.P. Sedimente, die im mittleren Holozän bei einem hohen globalen Meeresspiegel abgelagert wurden. Der mächtige Paläoboden kann aufgrund seiner datierten Deckschicht aus Sebkhamaterial in maximal 2600 Jahren abgelagert worden sein, während das Calcrete maximal 3600 Jahre alt sein kann. Da jedoch keine vergleichbaren Ablagerungen in einem größeren Umkreis existieren und diese Phase des mittleren bis späten Holozäns allgemein als arid angesehen wird, sind die Bodenbildungsprozesse wahrscheinlich auf regionale Faktoren an der Küste – wie z.B. leicht höhere Niederschläge oder einen oberflächennahen Grundwasserspiegel – zurückzuführen (PREUSSER et al. 2005, RADIES et al. 2004).

Ähnliche Reaktivierungsprozesse wie in der Wahiba können für weite Bereiche der Sandwüsten der Arabischen Halbinsel postuliert werden, deren rezente Akkumulationen von pleistozänen Vorgängern unterlagert werden und als Ausgangsmaterial für eine neue Dünenbildungs- bzw. Modifikationsphase dienten. Diese Vorgänge der raschen Erosion und Kannibalisierung älterer Ablagerungen wurden entlang der Küste des Arabischen Golfs von einem um bis zu drei Meter höheren Meeresspiegel als heute zwischen 6 ka und 3,5 ka B.P. (LAMBECK 1996) begünstigt, da der ehemals trockene Meeresboden und ein Teil der Küstendünen überflutet war und dementsprechend keinen Sedimentnachschub für die Sandwüsten im Landesinneren liefern konnte. Der ungesättigte Wind erodierte somit küstennahes – häufig karbonatreiches – Material bis auf den lokalen Grundwasserspiegel (EVANS et al. 1969), das nun zur Überformung älterer Sedimente zur Verfügung stand. Die Anfänge dieser Entwicklung lassen sich bis 14 ka B.P. zurückverfolgen, als der Indische Ozean durch die Straße von Hormuz nach der pleistozänen Austrocknung wieder in den Arabischen Golf vordrang. Gegen 12 ka B.P. erstreckte sich ein schmaler Wasserweg in den tiefsten Bereichen des ehemaligen Meeresbodens mehrere hundert Kilometer nach Westen. Zwischen 12 ka und 8 ka B.P. setzte ein rascher postglazialer Meeresspiegelanstieg ein, der nicht kontinuierlich, sondern innerhalb einiger weniger aktiver Phasen erfolgte (vgl. Abbildung 6.9). TELLER et al. (2000) schätzen, daß der Arabische Golf zwischen 13 ka und 6 ka B.P. jährlich durchschnittlich 140 Meter weiter in sein ehemaliges Becken vorrückte, wobei die Phasen zwischen 12 ka und 11 ka B.P., 9,5 ka und 8,5 ka B.P. sowie um 7,0 ka B.P. von bedeutend schnellerer Ausbreitung geprägt waren. Neben eustatischen Faktoren – der Arabische Golf war zu Beginn der Überflutung aufgrund der fehlenden Wasserauflast noch leicht erhöht – beeinflussten auch topographische Bedingungen das Vordringen des Wassers. In den tiefen – heute submarinen – Tälern entlang der iranischen Küste und im Zentralteil des Arabischen Golfs, der auf einer

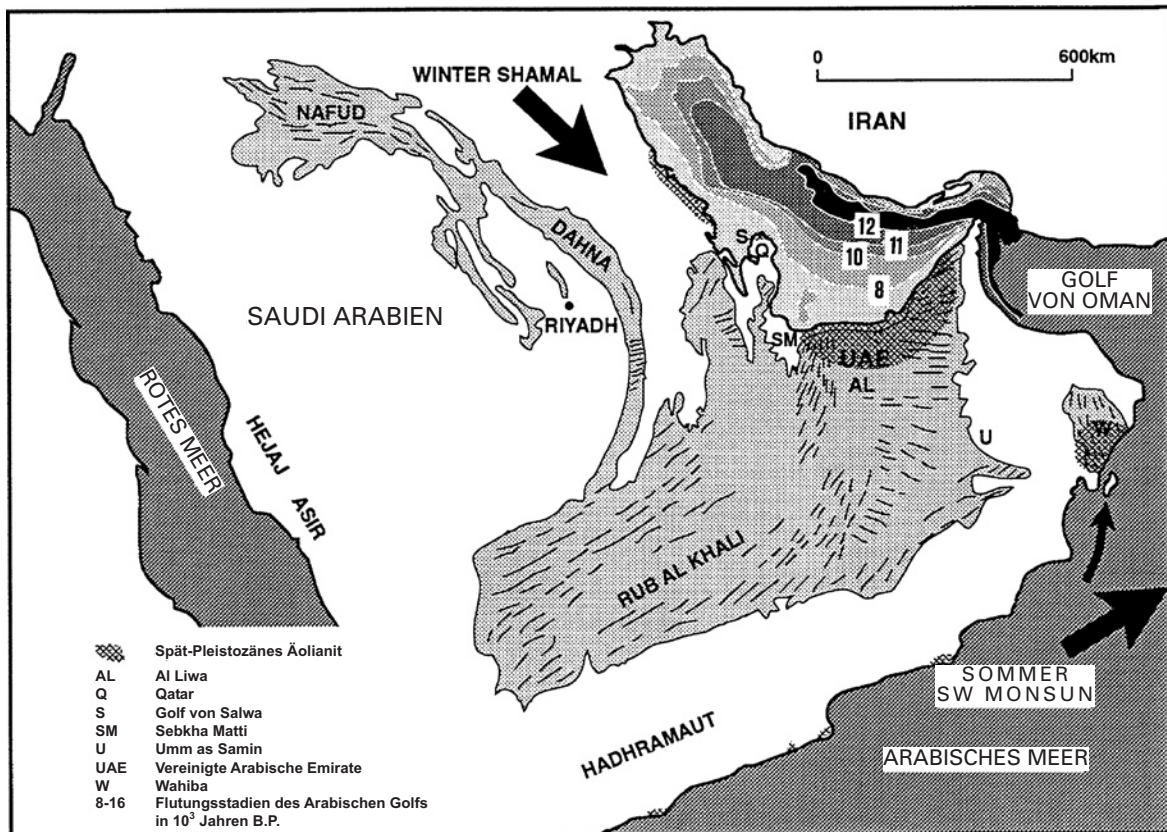


Abbildung 6.9: Dünenanordnung auf der Arabischen Halbinsel und Stadien der post-glazialen Flutung des Arabischen Golfes (verändert nach GLENNIE 1998:286).

Länge von 500 Kilometern nur eine Höhenanstieg von 18 Metern aufweist, drang das Meer wahrscheinlich innerhalb eines Jahres mehr als einen Kilometer vor und erreichte gegen 6 ka bis 5 ka B.P. seine heutige Ausdehnung, stieg bis 3,5 ka B.P. jedoch weiter an. Hinweise auf diesen holozänen Meeresspiegelanstieg finden sich verbreitet auf der Südseite des Arabischen Golfes. So existieren auf Marawah Island vor der Küste Abu Dhabis holozäne marine Sedimente, die über einen Meter über dem heutigen Meeresspiegel lagern. Zu diesem Zeitpunkt war ein Großteil der flachen Insel überflutet, so daß nur die höheren Gebiete pleistozänen Ursprungs keiner marinen Überformung unterlagen (EVANS et al. 2002). 10 km südlich von Dhahran an der Ostküste Saudi Arabiens finden sich Hinweise auf archäologische Stätten, die von holozänen Meeresspiegelschwankungen betroffen waren. Einige Kilometer landeinwärts vom heutigen Küstenverlauf wird die Landschaft von flachen Niederungen und kleineren – durch Winderosion entstandenen – Auszahnungen in ca. 1,2 Metern Höhe über der Flutwasserlinie geprägt. Die Ablagerungen in den Senken bestehen überwiegend aus Schluffen und Sanden, in die Muschelschalen eingebettet sind und repräsentieren ehemalige Flachwassersedimente, die in Lagunen, geschützten Buch-

ten und der Intertidalzone abgelagert wurden; die schmalen Einbuchtungen entsprechen der Splash-Zone bei Hochwasser. Die nur wenige Zentimeter mächtige Schicht mariner Sedimente, die damit auf eine kurze Überflutungsphase hinweist, lagert über einem „sterilen“ Sandpaket, das an seiner Oberfläche verbreitet kulturelle Überreste enthält. Auf diesen finden sich vereinzelt Überreste von Rankenfüßern, deren Ablagerungszeitpunkt in Kombination mit der Altersermittlung der Muschelschalen auf ein C^{14} -Alter zwischen 4320 ± 80 und 4430 ± 90 Jahre v. Chr. bestimmt werden konnte. Das häufige Vorkommen anthropogener Siedlungsreste und die nur schwach ausgeprägten marinen Ablagerungen weisen auf ein plötzliches – aber wahrscheinlich nur wenige Jahre andauerndes – Überflutungsereignis hin, daß die nur knapp über dem Meeresspiegel liegende Fischersiedlung aus der 'Ubaid-Periode überschwemmte und die Einwohner zwang, sich auf höhere Gebiete zurückzuziehen (McCLURE & AL-SHAIKH 1993). Holozäne Strandwälle aus marinen Sedimenten, die sich nur wenige Meter über dem heutigen Meeresspiegel entlang von Dawhat Zulum (Half Moon Bay) südlich der Damman Halbinsel ausbreiten, bestätigen die Vermutung, daß gegen 4 ka B.P. der Küstenverlauf um wenige Höhenmeter landeinwärts verschoben war (WEIJERMARS 1999).

Ebenfalls in der Ostprovinz Saudi Arabiens, nur ca. 150 km nordwestlich von Dhahran, in der Nähe von Jubail lassen Cyanobakterien in küstennahen Bohrkernen Rückschlüsse auf spätholozäne Meeresspiegelschwankungen zu. Cyanobakterien, die nie in der supratidalen Zone vorkommen und deren Wachstum auf das Intertidal beschränkt ist, ließen sich an zwei Stellen rund 2 km landeinwärts vom heutigen Intertidalbereich unter quarzitischem Sand und marinen Sedimenten nachweisen. Deren Datierung ergab ein Alter zwischen 980 und 1150 C^{14} -Jahren B.P., so daß davon ausgegangen werden kann, daß sich die Intertidalzone vor ca. 700 Kalenderjahren ungefähr 2 km weiter im Inland befand als heute. Eine weitere Ausbreitung des Meeres in der Zeit vor mehr als 700 Kalenderjahren konnte nicht dokumentiert werden, da keine marinen Sedimente in küstenferneren Bohrkernen festgestellt werden konnten. Der plötzliche Übergang von mariner zu äolischer Sedimentation deutet darauf hin, daß sich die Quarzsande, deren Quellen vermutlich die Sandsheets im Nordwesten des Untersuchungsgebietes waren, innerhalb eines kurzen Zeitraumes ablagerten und die Grenze des Intertidalbereichs stetig (durchschnittlich 3 m pro Jahr) nach Osten verschoben. Mögliche Ursachen für diese schnelle Akkumulation der äolischen Sande liegen in der Veränderung der Vegetationsbedeckung durch klimatische und/oder anthropogene Faktoren, dem Anstieg der Windenergie und Schwankungen in der Sedimentzufuhr (BARTH 2003, 2001).

Während die meisten Autoren (s.o.) anhand von Sedimentationsfolgen belegbare Hoch- und Tiefstände des Arabischen Golfes allein Meeresspiegelschwankungen zuschreiben, halten es DALONGEVILLE et al. (1993) für möglich, daß in den nördlichen Vereinigten Arabischen Emiraten auch tektonische Prozesse für die unterschiedlichen Ablagerungsniveaus verantwortlich sind. Für die Zeit nach der letzten großen marinen Transgression wiesen sie bei Umm al-Qowayn nördlich von Dubai vier holozäne Meeresspiegel-Hochstände gegen 6000, 4500, 3500 und 2500 Jahren B.P. nach, die sich durch Variationen im vertikalen Verlauf der Küste bemerkbar machen. Obwohl größere Hebungs- und Senkungsbewegungen an der Südküste des Arabischen Golfes in jüngerer Zeit eher selten waren, ziehen die Autoren über einen Vergleich mit den holozänen Meeresspiegelschwankungen in Kuwait und Bahrain auch tektonische Faktoren zur Erklärung der Ablagerungen bei Umm al-Qowayn in Betracht. Einen vergleichbaren Einfluß vermutet auch GEHIN (1988) für den Nordosten Qatars, wo die maximale Ausdehnung der holozänen Transgression mit ca. 5 ka B.P. angegeben wird. Im Gegensatz zu anderen Gebieten an der Nordküste der Arabischen Halbinsel konnte bis ca. 3 ka B.P. jedoch keine signifikante marine Regression nachgewiesen werden, welches der Autor als einen Hinweis auf das rezente Absinken der Qatar-Halbinsel deutet.

In jedem Fall nahm aber seit ca. 14 ka B.P. die Bedeutung des Arabischen Golfes als Quelle für äolischen Sedimentnachschieb kontinuierlich ab und begünstigte die Abtragung küstennahen Materials zur Ausbildung neuer Akkumulationen (TELLER et al. 2000).

Während im Pleistozän und frühen Holozän primär die Größen Aridität und Sedimentnachschieb die Entwicklung von Dünensystemen beeinflussen, gewinnt im mittleren bis späten Holozän ein weiterer Faktor zunehmend an Bedeutung: der Mensch. In früheren Phasen des Quartärs waren fast ausschließlich natürliche Faktoren für Landschaftswandel und die Verbreitung oder das Aussterben von Arten verantwortlich. Mit der Verbreitung von Ackerbau und Viehzucht in einer traditionell von Jägern und Sammlern dominierten Gesellschaft setzte im Holozän auch in Arabien eine Phase ein, in der Tiere oder Pflanzen verdrängt und die Verbreitung anderer Spezies begünstigt wurde. Der Nachweis von Pollen in holozänen Sedimenten sowie das heutige Fehlen von Arten, die auf holozänen Felszeichnungen (z.B. Onager in den Emiraten) dargestellt sind, ist somit kein eindeutiger Hinweis auf eine Klimaveränderung, sondern kann auch auf eine anthropogene Übernutzung zurückgeführt werden und muß damit – ebenso wie die daraus resultierenden Folgen wie z.B. Desertifikation aufgrund von Überweidung – mit in Klima- und Landschaftsrekonstruktionen berücksichtigt werden (CLEUZIÖU & TOSI 1998).

Umgekehrt muß sich aber auch die Frage gestellt werden, ob ehemalige Hochkulturen wirklich – wie bislang häufig angenommen – aufgrund von Invasionen und anderen anthropogenen Faktoren untergingen, oder ob abrupt wechselnde Klimabedingungen einen Einfluß auf deren Entwicklung hatten (CULLEN et al. 2000, HASSAN 2000). So erlebte das Akkadische Reich, das zwischen 4,3 ka und 4,2 ka B.P. seine Blütezeit im Gebiet zwischen Euphrat und Tigris erreichte, einen plötzlichen Niedergang nach 4,2 ka B.P., der sich stratigraphisch durch einen sogenannten „Kollaps“-Horizont abzeichnet, der von einer mächtigen Schicht äolisch transportierter Schluffe überlagert wird. Tiefseebohrkerne im Golf von Oman zeigen nun, daß nicht nur während des LGMs und der Jüngeren Dryas-Periode verstärkt Staub über dem Arabischen Meer abgelagert wurden (vgl. 5.1.), sondern auch in der Zeit von 4025 bis 3625 Jahren B.P. Diese Sedimente aus Trümmer-Dolomit und Trümmerkalzit konnten durch eine Analyse von Neodym- und Strontium-Isotopen eindeutig einer Herkunft aus dem Bereich Mesopotamiens zugeordnet werden und deuten auf eine plötzliche Aridisierung der Region um 4025 Jahren B.P. hin (CULLEN et al. 2000). Ein ähnlicher Zusammenhang wie für das Dolomit existiert auch für die Beschaffenheit der Pflanzenwachse in Bohrkernsedimenten. So deuten hohe Anteile von Wachsen der für Mesopotamien und die Arabische Halbinsel typischen C3-Pflanzen in Ablagerungen des Arabischen Meeres auf eine Abnahme der Monsun-Niederschläge bei gleichzeitiger Intensivierung der Nordwestwinde hin (DAHL et al. 2005). Obwohl anthropogene Faktoren für den Untergang des Akkadischen Reiches nicht völlig ausgeschlossen werden können, haben die natürlichen Umweltbedingungen diese Entwicklung zumindest unterstützt, wenn nicht sogar ausgelöst (CULLEN et al. 2000). Die These eines klimatisch bedingten Zusammenbruchs der akkadischen Kultur wird von vergleichbaren Ergebnissen aus dem Süden Pakistans unterstützt. Im Gebiet des Indus-Tals ging die Harappan-Kultur ebenfalls gegen 4,2 ka B.P. von einer hochorganisierten städtischen zu einer posturbanen ruralen Phase mit kleineren Siedlungen über. Untersuchungen des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes an Foraminiferen in einem Tiefseebohrkern aus dem nordöstlichen Arabischen Meer zeigen im mittleren Holozän kaum Schwankungen. Gegen 4,2 ka B.P. setzte jedoch eine starke Variabilität und eine Verschiebung zu positiveren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten ein, die wahrscheinlich auf geringere Niederschläge im Siedlungsgebiet der Harappan-Kultur hinweisen. Infolge der arideren Umweltbedingungen konnte Ackerbau nur noch unmittelbar im Indus-Tal betrieben werden, so daß eine Aufrechterhaltung der hohen städtischen Bevölkerung nicht mehr möglich war und sich wieder kleinere Siedlungen bildeten, die sich in ihrer Lage an günstigen Standorten für die Landwirtschaft orientierten. Der nahezu zeitgleiche Untergang bzw. Wandel von Kulturen in Mesopo-



Abbildung 6.10: Mega-Barchane bei Shaybah (südöstlich von Al Liwa). Obwohl die Mega-Barchane wahrscheinlich innerhalb relativ kurzer Zeit im mittleren und späten Holozän unter dem Einfluß von Northwest-Winden entstanden, lassen sich auf diesen Formen eindeutig sekundäre Akkumulationen nachweisen, die sich unter einem anderen (kurzzeitigen) Windregime entwickelten. Bildmittelpunkt ca. 22°36'N/53°59'O. Quelle: Google Earth.

tamien und im Indus-Tal gegen 4,2 ka B.P. deutet damit nicht auf ein nur regionales Phänomen zu Beginn des späten Holozäns, sondern auf einen verbreitetes Klimaereignis in Westasien hin, das einen tiefgreifenden Einfluß auf menschliche Ansiedlungen hatte (STAUBWASSER et al. 2003, MORRILL et al. 2003).

Im Emirat Ras al Khaimah untersuchten GOUDIE et al. (2000) bei Idhn eine 40 Meter hohe Düne, die sich zwischen $1,09 \pm 0,06$ ka B.P. bis $0,08 \pm 0,02$ ka B.P. innerhalb nur eines Ablagerungsereignisses bildete (vgl. auch LANCASTER et al 2004). Extrem hohe Sedimentationsraten von bis zu 20 m in 270 Jahren deuten darauf hin, daß Aridität und Sedimentnachschub allein für die Entstehung dieser Düne nicht verantwortlich gemacht werden können, zumal innerhalb dieses Zeitraums keine gravierende Klimaschwankung nachgewiesen werden konnte (STOKES et al. 2003b). Selbst unter heutigen ariden Bedingungen läßt das Klima eine Vegetation aus perennierenden Gräsern und Büschen zu, die die rezenten Dünen weitgehend stabilisiert. GOUDIE et al. (2000) vermuten daher, daß hoher Weidedruck innerhalb dieser Zeitspanne, die in die größte Ausdehnung des Vereinigten Arabischen Reiches fällt, zu einer Destabilisierung der Vegetationsdecke führte und somit die Initiierung einer neuen Düne bewirkte.

Ebenfalls in den Vereinigten Arabischen Emiraten existiert eine holozäne äolische Ablagerungschronologie für das Gebiet von Al Liwa (Abbildung 6.10). Während bislang überwiegend von einer kontinuierlichen Aridisierung nach ca. 6 ka B.P. ausgegangen wurde, zeigt eine 83 m lange Bohrung durch die Sandschichten eines Mega-Barchans dieser Region Hinweise auf Phasen weiträumiger Ablagerung und gegenläufiger Wiederaufbereitung der Sedimente durch Erosion. Die laminierten Fein- und Mittelsande der Düne, die über einem – auf humidere Bedingungen hindeutenden – undatierten Gipsband lagern, wurden in der Zeit zwischen 6,8 ka B.P. (72 m Tiefe) und 2,5 ka B.P. (42 m Tiefe) in mindestens zwei Phasen abgelagert, bevor nach 2,5 ka B.P. eine relative Stabilität der Verhältnisse einsetzte. Während zwischen ca. 6,8 ka B.P. und 3 ka B.P. relativ konstante Sedimentationsraten von ca. 4,7 Metern in 1000 Jahren vorherrschten, akkumulierten die obersten 60m Sand in weniger als 100 Jahren gegen 2,8 ka B.P. Eine mögliche Erklärung für die stark unterschiedlichen Phasen der Dünenbildung besteht in einer Verzögerung zwischen dem Ende der Feuchtigkeitzufuhr ab ca. 7 ka B.P. und dem Beginn der Akkumulation äolischen Sandes. So kann die Austrocknung nach dem Ende der holozänen Feuchtphase zunächst langsam eingesetzt und damit eine geringe Vegetationsdecke aufrecht erhalten haben. Nach einem Zeitraum von fast 3000 Jahren konstanter Akkumulationsraten setzte dann in einer Phasen hoher Sedimentverfügbarkeit durch geringen Meeresspiegel die völlige Aridisierung ein und bewirkte die verzeichneten hohen Ablagerungsraten (BRAY & STOKES 2004, BRAY & STOKES 2003).

Neben der Feststellung, daß sich – im Gegensatz zu bisherigen Annahmen – Megadünen auch innerhalb vergleichsweise kurzer Zeiträume ausbilden und räumlich verlagern können (STOKES & BRAY 2004), zeigt die Studie, daß äolische Ablagerungen mit komplexeren Wirkungsmechanismen auf Klimawandel reagieren als Sedimente humider Phasen. Während die holozänen Seeablagerungen der Rub' al Khali mehr oder weniger genau in das holozäne Klimaoptimum fallen, läßt sich für die ariden Folgezeit lediglich feststellen, daß die Reaktivierung der Sandwüstengebiete um ca. 6 ka B.P. einsetzte und daß äolische Ablagerungen während dem letzten Insolationsmaximum inaktiv waren. Die geomorphologische Reaktion auf den Übergang von feuchtem zu ariden Klima und damit die Abtragung und der Erhalt von äolischen Sedimenten scheint somit ein komplexeres Muster aufzuweisen, als dieses bei umgekehrten Verhältnissen von arid zu humid der Fall ist (vgl. auch STOKES & BRAY 2005).

[...] weißt du irgendeinen Winkel in der Welt, wo nicht wenigstens Kraft wäre? Der Tropfen, den du von deiner nassen Hand abschüttelst, bleibt nicht, wohin er fällt, sondern morgen schon findest du ihn hinweggefegt, schon auf den Schwingen des Nordwinds, wo er sich dem Wendekreis des Krebses naht. Wie kam es, daß er verdunstete und nicht vielmehr reglos ausharrte? Glaubst du vielleicht, es gäbe etwas völlig Bewegungsloses, Kraftloses, gänzlich Totes?

Thomas Carlyle (1834)

7 Heutiger Zustand

Die Anordnung heutiger Dünensysteme läßt sich in zwei Hauptgruppen unterteilen. Einerseits handelt es sich um Dünen, die in ihrer Genese an das Shamal-Windsystem gekoppelt sind und andererseits um Akkumulationsformen, die vom Südwest-Monsun beeinflusst werden. Während der Südwest-Monsun unter heutigen Klimabedingungen primär nur als formgebendes Element für die Dünen der Wahiba-Wüste im Osten Omans angesehen werden kann, wirkt sich der Shamal-Wind aus nordwestlicher Richtung sowohl auf die Nafud im Norden Saudi Arabiens, die Dahna im Arabischen Schichtstufenland und die Rub' al Khali aus, die mit einer Ausdehnung von ca. 560.000 km² (WILSON 1973) einen Großteil der südlichen Arabischen Halbinsel einnimmt.

Die Dünen im nördlichen Einzugsgebiet des Shamal-Systems ordnen sich unter rezenten Bedingungen halbkreisförmig um einen Mittelpunkt südwestlich von Riyadh an, während die südwestliche Rub' al Khali von linearen Megadünen mit NO-SW-Ausrichtung eingenommen wird (GLENNIE 1998).

Die Anordnung dieser Ablagerungssysteme spiegelt sich auch in der Verbreitung einzelner Dünentypen wieder. So läßt sich die Rub' al Khali anhand von Satellitenbildern in drei verschiedene Zonen unterteilen, die jeweils ähnliche oberflächliche Merkmale besitzen: den von Sicheldünen geprägten Nordosten, den östlichen und südlichen Rand der Großen Arabischen Sandwüste mit Sterndünen und ein Areal dominanter linearer Dünenelemente im Westen der Rub' al Khali (BREED et al. 1979).

Abbildung 7.1 weist für den Nordosten im Bereich der Uruq al Mutaridah Sicheldünen mit einer durchschnittlichen Breite von 2,8 Kilometern und einer Länge von 2,1 Kilometern nach. Einzelne Elemente dieser Großformen sind im Mittel ca. 2,6 Kilometer voneinander entfernt und tragen kleinere, sekundäre Barchane auf ihren luvseitigen Dünenflanken. Die überlagernden barchanoiden Akkumulationsformen, deren Größe in Richtung Hauptdünenkamm kontinuierlich abnimmt, zeigen eine Ausrichtung der Slipfaces nach Süden bis Südosten, welches auf Sedimenttransport von Norden hindeutet. Die höchsten Ablagerungen dieser Art finden sich im Bereich der Al Liwa Oase in den Vereinigten Arabischen Emiraten, wo sich Mega-Barchane in rechtwinkliger Anordnung zu vorherrschenden Nordnordwest-Winden bis zu 230 Meter über die sie umgebende Sebkhaoberfläche erheben (Abbildung 7.2).

Obwohl die genaue Entstehung jeglicher Art von Düne bislang nahezu unbekannt oder umstritten ist, scheinen Barchane an unidirektionale Windbedingungen und ein begrenztes Maß an verfügbarem Sediment gekoppelt zu sein. Steigt die Zufuhr an

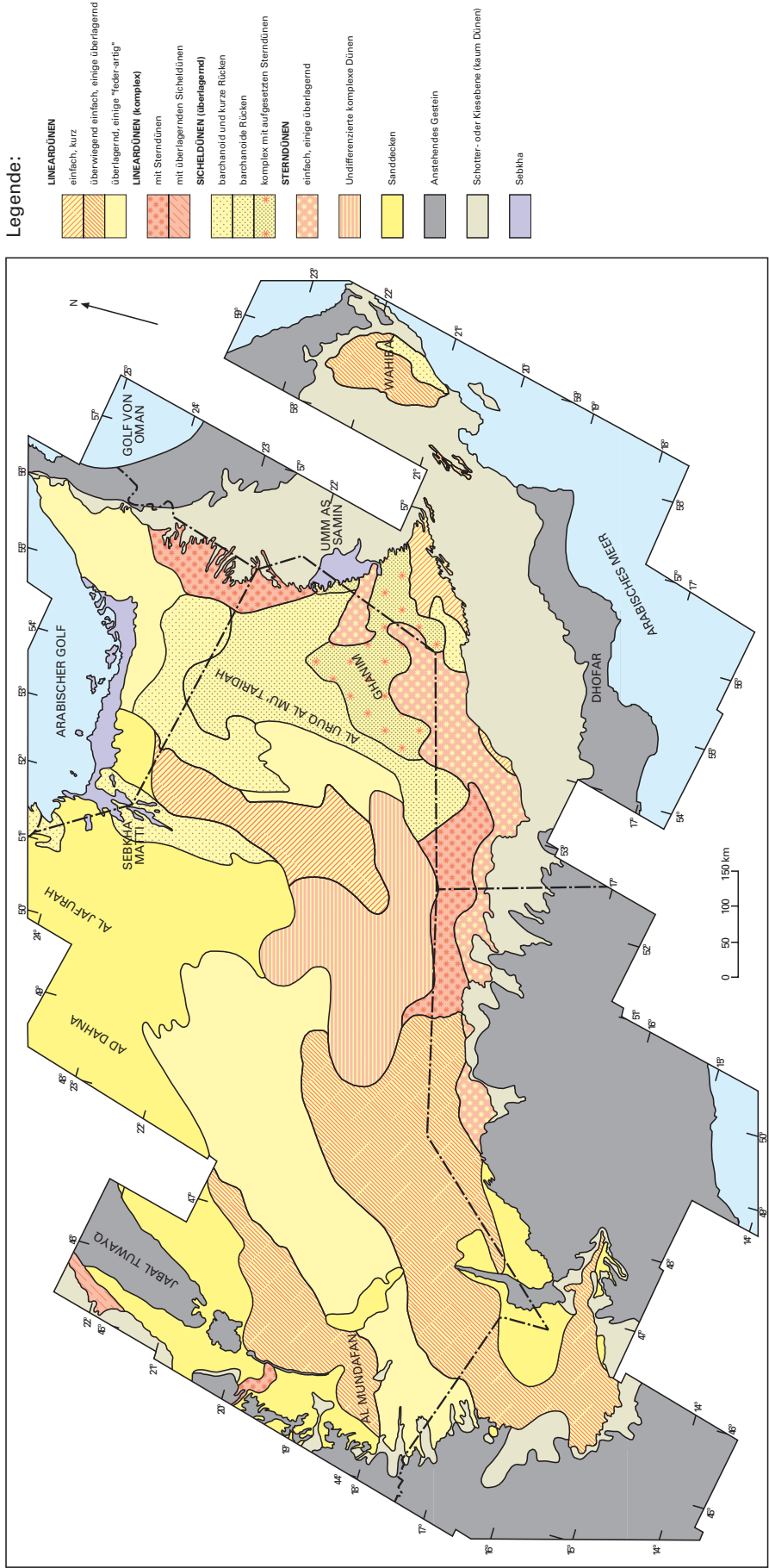


Abbildung 7.1: Dünentypen der südlichen Arabischen Halbinsel (verändert nach BREED et al. 1979:364f.).



Abbildung 7.2: Mega-Barchane in der Liwa Region der Vereinigten Arabischen Emirate. Vorherrschende Windrichtung aus Nordwest. Bildmittelpunkt ca. 22°20'N/54°27'O. (Quelle: Google Earth).

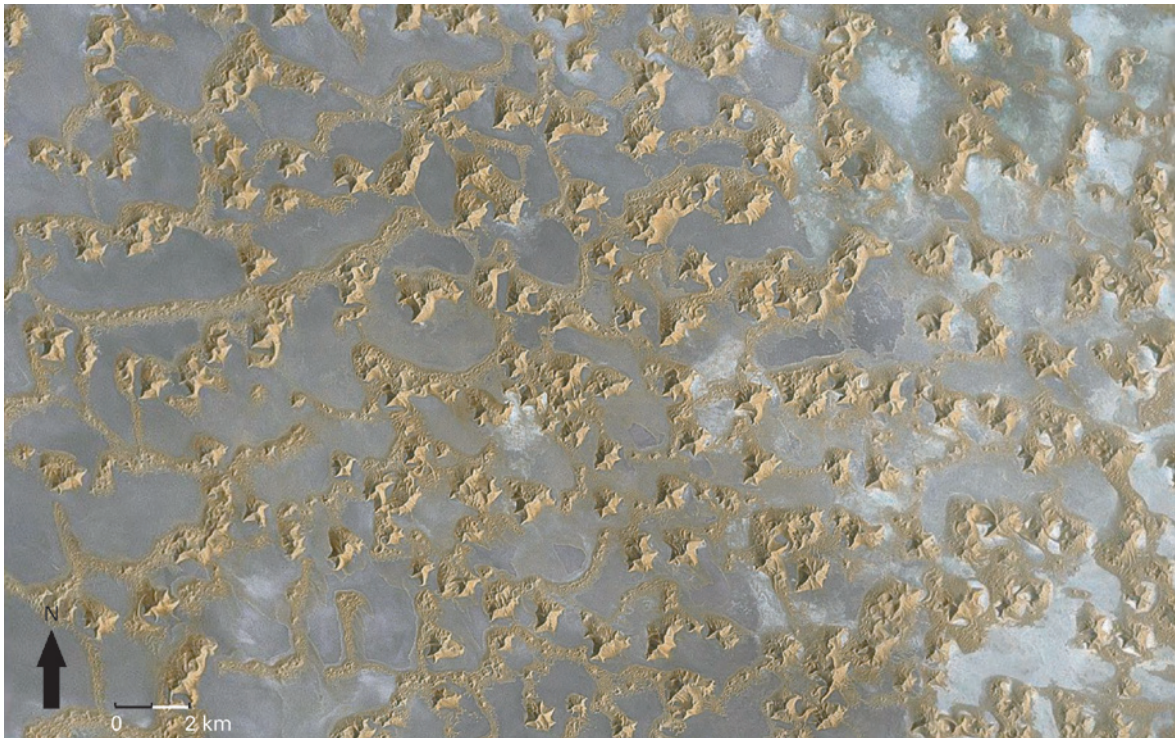


Abbildung 7.3: Sterndünen im Südosten der Rub' al Khali (Saudi Arabien) als Folge eines komplexen Windsystems. Bildmittelpunkt ca. 21°12'N/55°01'O. (Quelle: Google Earth).

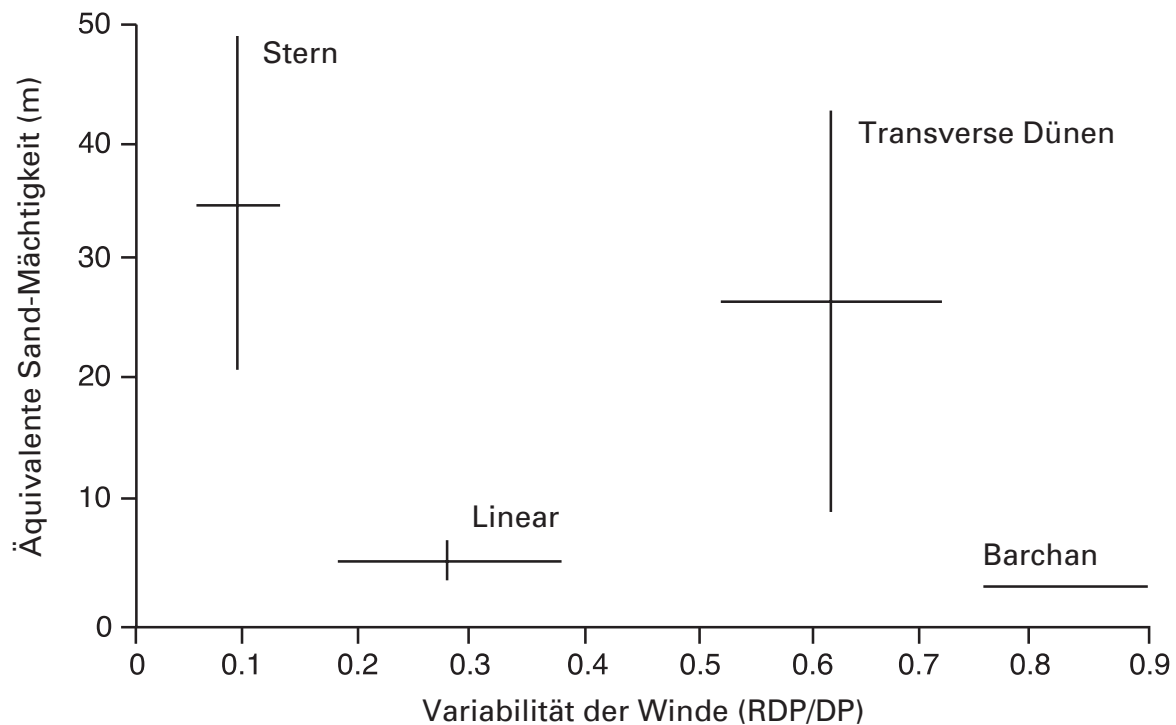


Abbildung 7.4: Einfluß von Sedimentmächtigkeit und Variabilität der Winde (ausgedrückt als Verhältnis von resultierendem Sandfluß (RDP) zum gesamtem Sandfluß (DP) auf die Entstehung verschiedener Dünenformen (verändert nach WIGGS 2001:56).

geeignetem Material oder erhöht sich die Variabilität der formgebenden Winde um einen gewissen Prozentsatz, so bilden sich transverse Dünen aus, die häufig aus den verschmolzenen Dünenarmen mehrerer Barchane entstehen. Die Zone barchanoide Dünen im Nordosten der Rub' al Khali scheint also in ihrer Entstehung mit den Shamal-Winden aus nördlichen Richtungen verbunden zu sein, die in diesem Bereich der Sandwüste noch ihrem ursprünglichen Trend folgen, bevor sie sich weiter südlich in einen Nordost-Passat umwandeln. Sediment steht hier offenbar nur in Gebieten transverser Dünen ausreichend zur Verfügung, während barchanoide Flächen ein Defizit aufweisen.

An den östlichen und südlichen Rändern der Rub' al Khali gehen die Sicheldünen allmählich in einen Bereich über, der von Sterndünen geprägt ist (Abbildung 7.3). Im Gegensatz zu einer Vielzahl anderer Dünenformen treten Sterndünen überwiegend isoliert auf und ordnen sich nur selten innerhalb eines geregelten Musters – z.B. in linearer Abfolge – an. In den nördlichen Gebieten des Omans und des Jemens scheinen sich diese Formen an die fluviatilen Ablagerungen periodischer oder episodischer Wadis aus dem südlichen Hochland anzuschließen und sich von dort aus zu verbreiten. Hier weisen sie einen Durchmesser von 0,5 km bis 2 km auf und besitzen eine Höhe von bis zu 150 Metern. Im Gegensatz zu kleineren Barchanen mit nord-

wärts gerichteten Slipfaces, die die weitaus größeren Sterndünen zum Teil überlagern, zeigen letztere eine Ausrichtung nach Südosten.

Sterndünen sind typisch für Bereiche, in denen mehrere Hauptwindrichtungen existieren und verfügbares Sediment kein limitierender Faktor ist (vgl. Abbildung 7.4). Diese – nahezu stationären – Akkumulationsformen besitzen in den meisten Fällen einen Hauptdünenarm, der quer zur dominanten Windrichtung verläuft und mindestens einen weiteren sekundären Arm, der sich an schwächeren Winden orientiert. Theoretische Modelle (LANCASTER 1989) führen die Ausbildung von Sterndünen auf die Wanderung barchanoider Dünen in Gebiete mit multidirektionalen Windsystemen zurück. An den südlichen Rändern der Rub' al Khali scheint sich diese Vermutung zu bestätigen, da Sicheldünen mit abnehmender Entfernung zum südarabischen Hochland in Sterndünen übergehen. Entlang der Gebirgsfront kommt es einerseits zur Verwirbelung der Winde aus nördlichen Richtungen, andererseits deuten aber auch kleinere transverse Dünenelemente auf den Einfluß südlicher Winde hin. Neben dem Sediment, das durch Dünenwanderung aus dem Norden bis in die Sterndünen-Gebiete transportiert wurde, dürften auch lokale Quellen wie Alluvium einen Beitrag zur Akkumulation geleistet haben.

Westlich der Uruq al Mutaridah gehen die barchanoiden Dünen zunehmend in lineare Elemente über, die primär eine Nordost-Südwest-Anordnung aufweisen. Im Übergangsbereich dieser beiden Zonen befindet sich ein Gebiet komplexer Dünen, die sich aus Mischformen barchanoider und linearer Akkumulationen zusammensetzen. Von diesem Punkt aus folgen die Lineardünen auf einer Länge von mehreren hundert Kilometern einem westwärts ausgerichteten Trend und enden erst an den östlichsten Ausläufern der Tuwaiq-Schichtstufe. An diesem südwestlichen Rand der Rub' al Khali (Al Awark-Region) erreichen die Lineardünen mit einer nahezu parallelen Anordnung ihre größte Ausdehnung und haben eine durchschnittliche Breite von 1,5 Kilometern und einen Abstand von 3,2 Kilometern (vgl. Abbildung 7.5). Auf diesen linearen Megadünen (draa) findet sich eine Vielzahl kleinerer Akkumulationen linearer oder barchanoiden Typs, die in ihrer räumlichen Ausrichtung zum Wind nicht dem Trend der primären Ablagerungen folgen (BREED et al. 1979, EDGELL 1990).

Die Entstehung dieses Dünentyps ist – ähnlich wie bei Sterndünen, transversen Dünen etc. – umstritten. Gemeinsamer Bestandteil bisheriger Erklärungsansätze war die Assoziation von linearen Akkumulationen mit unidirektionalen Windsystemen, in denen sich die Dünen parallel zur dominierenden Windrichtung anordnen. Zu diesen Theorien zählte die Umwandlung eines barchanoiden Dünenarms bei wechselnden Windverhältnissen in eine Lineardüne (BAGNOLD 1941) sowie die langgestreckte



Abbildung 7.5: Mega-Lineardünen in nahezu paralleler Anordnung (Al-Awark Region, Saudi Arabien, südwestliche Rub' al Khali). Bildmittelpunkt ca. $16^{\circ}45'N/45^{\circ}48'O$. Quelle: Google Earth.

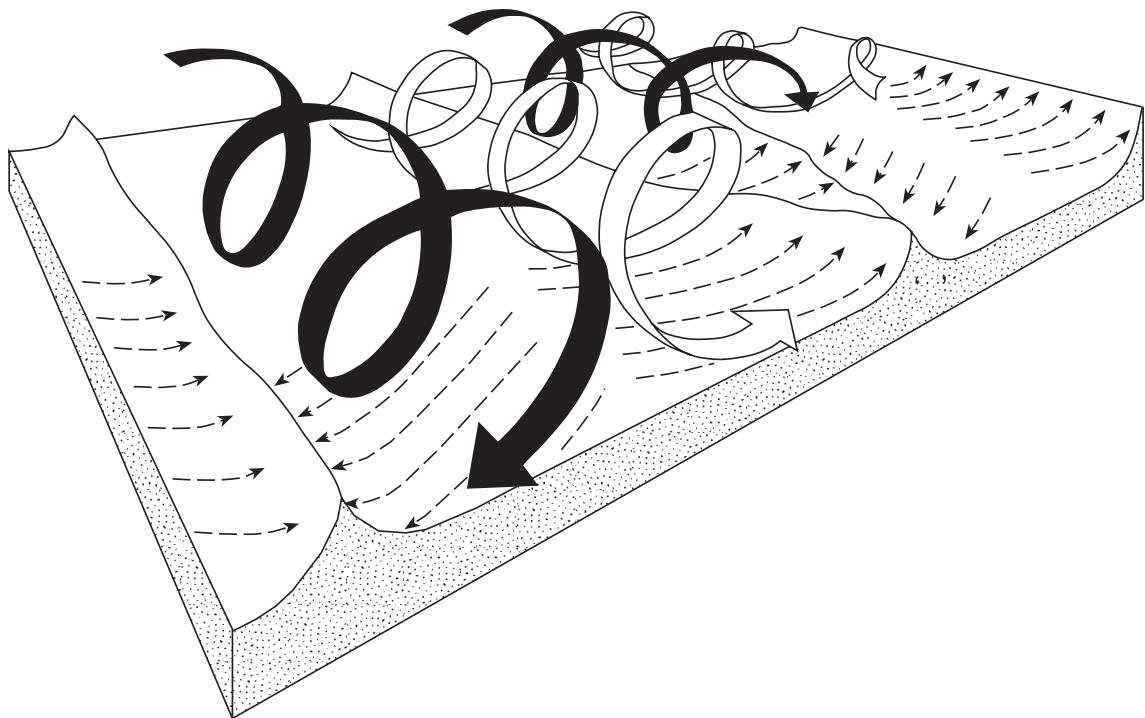


Abbildung 7.6: Möglicher Erklärungsansatz zur Entstehung von Lineardünen durch atmosphärische Wirbel (verändert nach WIGGS 2001:55).

Ansammlung äolischen Materials auf der Rückseite von topographischen Hindernissen. Eine weitere Hypothese, die erst in jüngerer Zeit an Bedeutung verlor, erklärte die nahezu parallele Anordnung dieses Dünentyps mit gegenläufig rotierenden Luftwalzen, die aus der Kombination aufsteigender Luftmassen (durch starke Oberflächenerwärmung) und intensiven Passatwinden entstehen und Sand aus den Zwischendünenbereichen zu linearen Elementen aufschichten (siehe Abbildung 7.6). Da der Abstand der Dünen jedoch nicht mit der Wellenlänge dieser atmosphärischen Strömung (Taylor-Görtler-Wirbel) vereinbar ist, hat sich inzwischen die Überzeugung durchgesetzt, daß Lineardünen in einem bidirektionalen Windsystem entstehen, das durch wechselnde sektorale (z.B. Südost bis Südwest) Winde geprägt ist. Sekundäre Luftströme auf der Leeseite der Düne, die durch die Ablenkung des Windes am Dünenkamm entstehen, begünstigen die Ausbildung kleinerer, aufgesetzter Dünenformen, die – quer zur Ausrichtung der primären Akkumulation – über die jeweiligen Flanken wandern. Diese Prozesse werden auch als Ursache für die laterale Verlagerung bzw. Ausdehnung einer Lineardüne angesehen, während frühere Modelle diesen Dünentyp nur mit der Weiterleitung äolisch transportierten Sandes in Verbindung brachten (BRISTOW et al. 2000).

Einen isolierten Sonderfall stellen die Wahiba im Südosten Omans und die Nafud im Nordwesten Saudi Arabiens dar. Der Nordteil der Wahiba Wüste wird von linearen Dünen mit einer durchschnittlichen Breite von 1,1 Kilometern und einem Abstand von 1,6 Kilometern geprägt. Einzelne Dünen, die auf ihren Flanken weitere Akkumulationen desselben Typs zeigen und damit in einigen Bereichen ein feder-artiges Aussehen besitzen, weisen eine Länge von über 100 Kilometern auf und sind annähernd Nord/Süd angeordnet. Im südlichen, küstennahen Teil der Wahiba treten verbreitet Sicheldünen auf, deren Slipfaces nach Norden ausgerichtet sind. Sowohl Linear- als auch Sicheldünen lassen vermuten, daß Winde aus südlichen Richtungen für die Entstehung dieser Akkumulationen verantwortlich waren. Dieses Gebiet des Omans wird im Sommer von Ausläufern des SW-Monsuns gestreift, der für die N-S-Anordnung der Dünen verantwortlich sein dürfte (siehe auch Kapitel 8.3).

In der An Nafud im Nordwesten Saudi Arabiens sowie in ihren Übergängen zur Ad Dahna im zentralarabischen Schichtstufenland finden sich überwiegend lineare und transverse sowie seltenere Vorkommen von Sterndünen. Die im West- und Südteil der An Nafud auftretenden Barchane, die sich teilweise seitlich zu transversen Dünen zusammengeschlossen haben, sind das Ergebnis fast unidirektionaler Winde aus Südwest und Westsüdwest. Im Gegensatz dazu bildeten sich die den Norden, Nordosten und die Zentral-Nafud beherrschenden linearen Dünen unter bimodalen

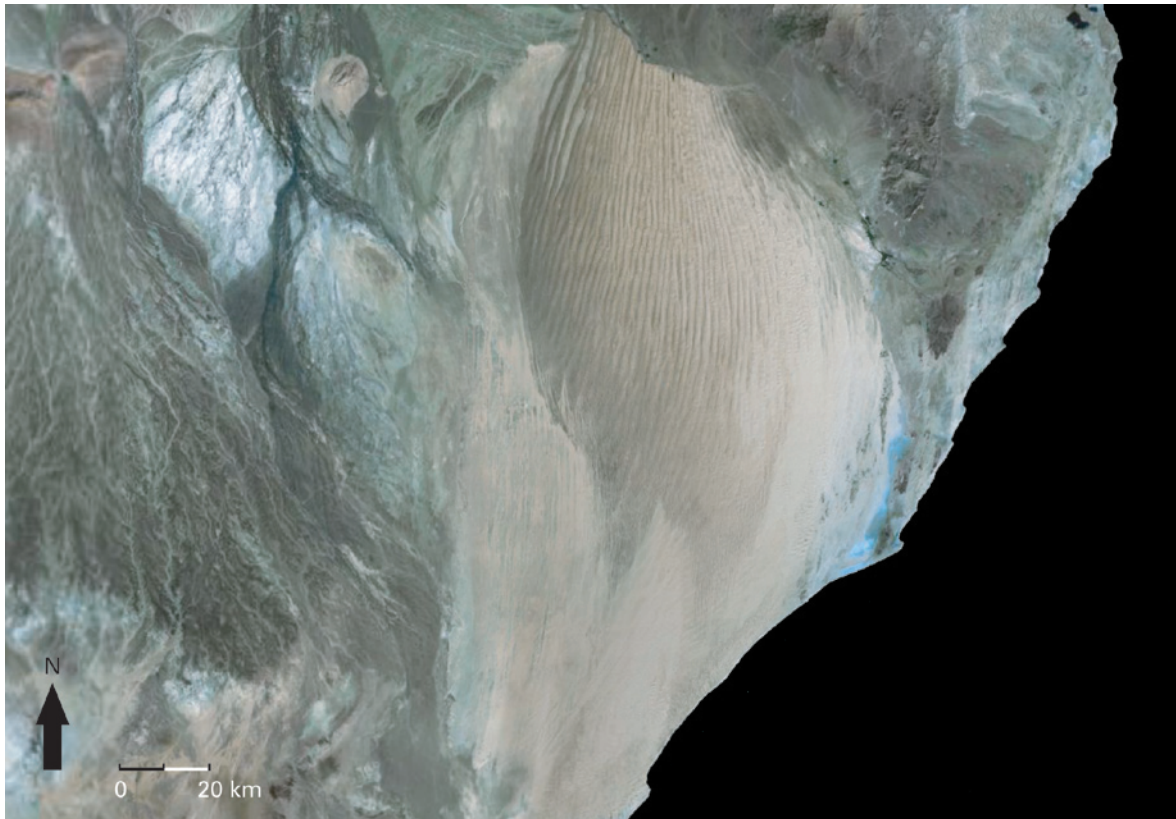


Abbildung 7.7: Die Wahiba-Wüste im Nordosten Omans. Die „Upper“ Wahiba mit „gefederten“ N-S ausgerichteten Lineardünen im Norden läßt sich eindeutig von den niedrigeren Dünenakkumulationen der „Lower“ Wahiba unterscheiden. Bildmittelpunkt ca. 21°42'N/58°39'O. (Quelle: Google Earth).

Winden aus Südwest und Nordwest aus, wobei die südlichen Winde entweder die Entstehung dominierten oder als letztes Element durch Überformung aktiv waren. Die Form dieser Dünen entspricht jedoch nicht der gängigen – im Querschnitt annähernd dreieckigen – Erscheinung einer Lineardüne, wie sie in der Rub' al Khali oder der Sahara vorkommt, sondern zeichnet sich durch flache, breite Rücken aus, die eine Kette von unterbrochenen halbmondförmigen Rutschhängen (slip-faces) auf ihrer Nordseite aufweisen. Die Größe der länglichen Sandakkumulationen nimmt in östliche Richtung hin ab während der Abstand zwischen einzelnen Elementen zunimmt. In dieser Region verlieren die Lineardünen ihr ungewöhnliches Aussehen und beginnen sich im Übergang zur Dahna allmählich bei abnehmenden Westwinden dem nördlichen Shamal mit einem südwärts gerichteten Trend anzugleichen. Im Südosten der An Nafud findet sich weiterhin eine Ansammlung bis zu 200 m hoher Sterndünen, die unter multidirektionalen Winden entstanden sein muß.

Ein Großteil (95 %) der Dünen der An Nafud ist selbst unter rezenten ariden Bedingungen und trotz sehr hohen Transportpotentials des Windes nicht aktiv, sondern wird durch Vegetation oder Deckschichten gröberen oder verfestigten Materials sta-

bilisiert. Lediglich der Dünenkamm oder kleinere – auf den größeren linearen Formen – auflagernde Dünen aus Feinsand sind heute mobil, während die mächtigen älteren Ablagerungen bis auf geringe oberflächliche Modifikationen ihr Erscheinungsbild beibehalten und damit ein Relikt vergangener Klimaverhältnisse darstellen (WHITNEY et al. 1983).

Randbereiche der Großen Arabischen Sandwüste, die nicht allein anhand von Satellitenbildern analysiert werden können, sondern auch der Feldforschung zugänglich sind, können in weitere Untergruppen unterteilt werden. So lassen sich nach GLENNIE (1994) in den Vereinigten Arabischen Emiraten mindestens sechs verschiedene Dünensysteme unterscheiden (siehe Abbildung 7.8).

Pleistozäne Dünensysteme in den heutigen Küstensebkhas der Emirate wurden nach dem postglazialen Meeresspiegelanstieg überflutet und angrenzende Bereiche bis auf den lokalen Grundwasserspiegel abgetragen. Die heutige Sebkhaoberfläche weist nur noch selten Anzeichen ihrer früheren Struktur in Form von kleinen Restbergen auf, die ehemals Lineardünen repräsentierten (KIRKHAM 1998), im Holozän jedoch als Sedimentnachschieb für Akkumulationsformen im Landesinneren dienten (A). Westlich des Omangebirges befinden sich erodierte lineare Megadünen mit einer Ausrichtung, die zwischen SW-NO und NW-SO schwankt (HOWARI et al. 2004). In den Dünengassen, die südlich von Jebel Hafit fluviatile Schotter und Sande aufweisen, existieren kleinere, teils stabilisierte, lineare Dünen aus aufbereitetem Material der Megadünen, die Ost-West ausgerichtet sind (B) (vgl. auch EL-SAYED et al. 1996). Der Zentralteil des Emirats Abu Dhabi wird von ähnlichen Dünen wie in Zone B geprägt, diese sind im Gegensatz zu den nördlicheren Ablagerungen jedoch WNW-OSO angeordnet und werden von kleinen transversen Dünen begleitet, die nach Südsüdosten wandern. Ausgangsmaterial für diese Akkumulationen entstand durch die Kannibalisierung älterer Dünensysteme und Erosion küstennaher Sedimente in Zone A (C). Das Gebiet D, das sich unmittelbar im Süden an die Zone C anschließt, stellt ein komplexes Sandmeer aus kleinen – überwiegend transversen – Dünen dar. Bis zu 30 Meter hohe Sandberge aus karbonatreichem Material, das wahrscheinlich aus den Zonen A und B stammt, lassen keine Rückschlüsse auf eventuell unterlagernde ältere Generationen zu. Die Liwa-Region der UAE zeichnet sich durch barchanoide Megadünen aus, die von flachen Zwischendünenbereichen unterbrochen werden. Die annähernd stationären Dünen erheben sich bis zu 150 m aus der sie umgebenden Ebene und weisen – ebenso wie überlagernde kleinere barchanoide Formen – auf dominanten Sedimenttransport in südsüdöstliche Richtung hin. Ältere Ablagerungen unterhalb der heutigen Sebkhä in den Zwischendünenbereichen und die Flanken exponierter

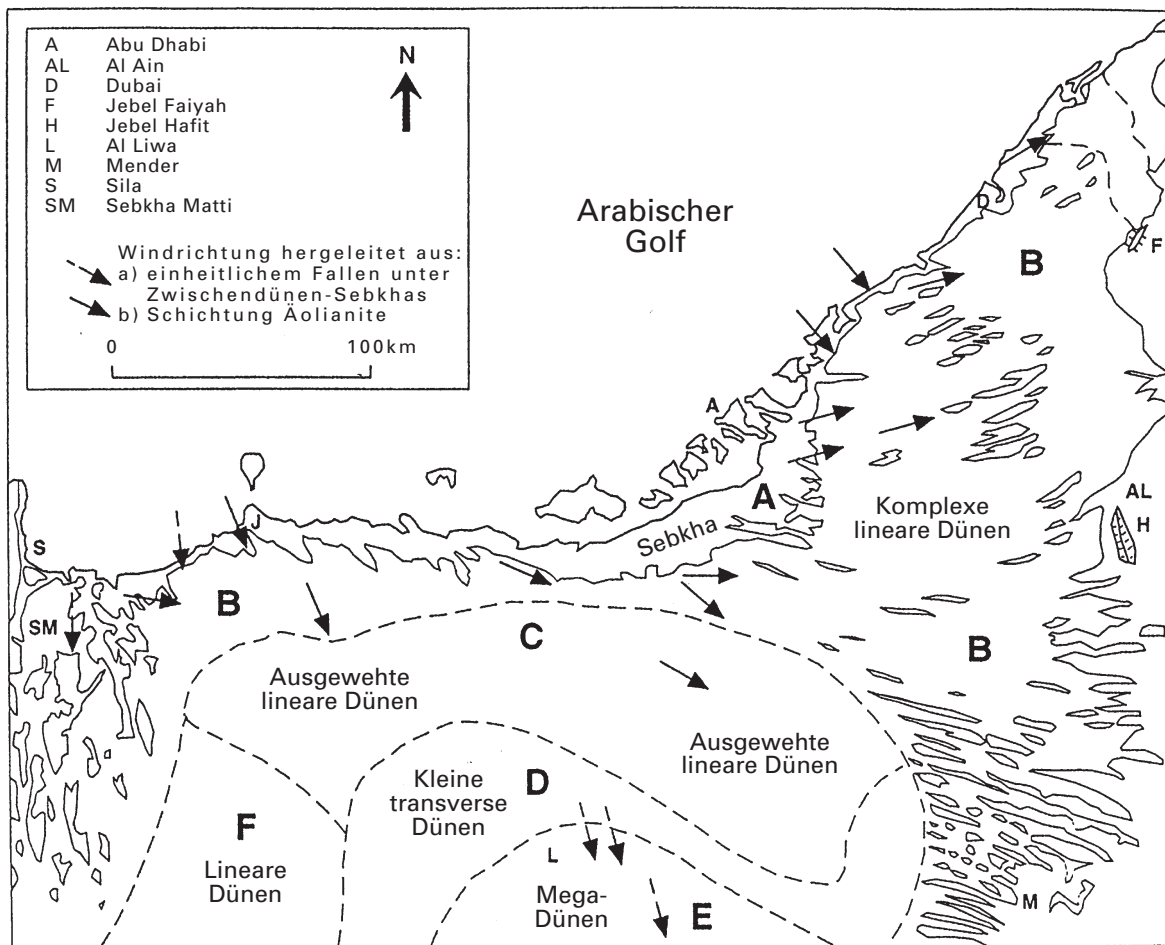


Abbildung 7.8: Dünentypen in verschiedenen Regionen der Vereinigten Arabischen Emirate (verändert nach GLENNIE 1994:1205).

Mesas deuten ebenfalls auf SSO-ausgerichtete Materialbewegung zu früheren Zeiten hin (E) (siehe auch Kapitel 5.1). Im Osten der Sebkha Matti gehen kleine barchanoide Dünen mit südlicher Ausrichtung in kleine lineare – NNO-SSW angeordnete – Dünen über. Diese stellen den nördlichsten Ausläufer einer großen Fläche linearer Mega-Dünen in der Rub' al Khali dar, die sich viele hundert Kilometer nach Südwesten erstreckt (F) (LANCASTER et al. 2004, GLENNIE 1994).

Betrachtet man die Sandwüstengebiete der südlichen Arabischen Halbinsel als Ganzes, so wird deutlich, daß in erster Linie der Shamal bedeutenden Einfluß auf die Entwicklung und Ausrichtung heutiger Dünensysteme hatte. Obwohl sich die Anordnung einiger Dünen in den Randbereichen der Rub' al Khali nicht eindeutig mit einem Windsystem aus nordwestlichen Richtungen in Einklang bringen läßt (dazu zählt insbesondere der östliche Teil im Bereich der Vereinigten Arabischen Emirate), so folgt doch ein Großteil der Dünen – nach heutigem Wissensstand – dem Weg des Shamals über die Arabische Halbinsel. Transverse Megadünen in der Al Liwa Oase mit

SSO-ausgerichteten Slipfaces folgen ebenso diesem Trend wie das Gebiet paralleler Lineardünen im Südwesten der Rub' al Khali, die das Ergebnis nordöstlicher Winde sind, da sich der Shamal über der Arabischen Wüste in einen Passatwind umwandelt. In den Randbereichen beeinflussen lokale Faktoren wie topographische Hindernisse die Entwicklung der Dünen, während der Süden (z.B. die Wahiba) im Einflußbereich monsunaler Winde liegt.

Aufgrund heutiger arider bis hyperarider Klimabedingungen dominiert die äolische Dynamik die Landschaftsentwicklung, so daß fluviatile Prozesse in den Hintergrund treten. Während solche Vorgänge im späten Pleistozän und frühen Holozän einen bedeutenden Einfluß auf die Entstehung von Oberflächenformen hatten, reichen rezente Niederschläge allenfalls noch lokal begrenzt aus, um über episodischen oder periodischen Abfluß das Landschaftsbild dieser Region grundlegend zu verändern.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß zu der heutigen Situation in den Sandwüstengebieten Arabiens während der letzten 35.000 Jahre keine direkte Analogie existierte, da die Bedingungen entweder zu feucht oder zu trocken waren. Es kann zwar nicht ausgeschlossen werden, daß das Klima kurz vor oder nach dem Höhepunkt der letzten Eiszeit einen ähnlichen Zustand annahm, dieser war dann jedoch nur von kurzer Dauer und wurde regional von Klimaschwankungen begleitet.

Der Ablauf der Naturentwicklungsphasen auf diesem unseren Planeten ist uns teilweise bekannt: Wer aber weiß schon, von welch tieferliegenden Abläufen sie abhängen, weiß, um welch unendlich größeren Zyklus (von Ursachen) unser kleiner Epizyklus sich dreht? Einer Elritze mag jeder Schlupfwinkel und Kiesel, jede Eigentümlichkeit und jedes Ereignis ihres kleinen heimatlichen Baches vertraut geworden sein: Versteht die Elritze aber die Meeresgezeiten und periodischen Strömungen, die Passatwinde und Monsune und Mondeklipsen, durch die alle der Zustand ihres Bächleins reguliert wird und von Zeit zu Zeit (auf ziemlich unwunderbare Weise) vollständig aus der Fassung gebracht und umgekehrt werden kann? Solch eine Elritze ist der Mensch; sein Bach dieser Planet Erde; sein Ozean das unermeßliche All; seine Monsune und periodischen Strömungen das geheimnisvolle Walten durch Äonen von Äonen.

Thomas Carlyle (1834)

8. Glaziale/interglaziale Stadien und ihr Einfluß auf das Klima der Arabischen Halbinsel

Während in den vorangegangenen Kapiteln 3-6 nur im jeweiligen regionalen Kontext auf die kausalen Wirkungszusammenhänge zwischen kontinentaler Aridität/Humidität und dem allgemeinen Klimageschehen eingegangen wurde, beschäftigt sich nachfolgender Abschnitt mit externen Faktoren, die Einfluß auf das Klima der Arabischen Halbinsel während der letzten 100.000 Jahre hatten.

8.1 Allgemeine Grundlagen

Das Klimasystem der Erde kann in Hoch- und Tiefdruckgürtel unterschieden werden, deren Lage in erster Linie durch Temperaturdifferenzen zwischen Äquator und Pol sowie durch den Umfang der Erdkugel – am Äquator ca. 40.000 km, an den Polen 0 km – bestimmt wird.

Unter idealen Bedingungen steigt warme Luft über dem Äquator auf und fließt in großen Höhen in Richtung der Pole, während in bodennahen Schichten kältere Luft aus entgegengesetzter Richtung diese Luftmassen ersetzt. Bei ca. 30° Nord bzw. Süd verdichten sich die Luftmassen in großer Höhe zunehmend, da sich der ihnen zur Verfügung stehende Raum aufgrund des abnehmenden Erdumfangs verkleinert. Mit der Konzentration der Luft nimmt auch deren Gewicht zu, so daß sie allmählich absinkt und sich in diesem Prozeß zunehmend erwärmt. Ein Teil dieser absinkenden Luftmassen setzt seinen Weg in Richtung der Pole in tieferen Luftschichten fort und erfährt dadurch eine Abkühlung, die in diesen Breiten (z.B. Nordwest-Europa) für ein niederschlagsreiches Klima sorgt. Der andere Teil der abgesunkenen äquatorialen Luftmassen fließt in Oberflächennähe zu seinem Ursprungsort zurück und absorbiert aufgrund von Erwärmung einen Großteil der regionalen Feuchtigkeit, welches zu Aridität in den betroffenen Gebieten – z.B. der Arabischen Halbinsel oder der Sahara – führt.

Ein weiterer entscheidender Faktor für die Klimaentwicklung und Windrichtung ist die Rotation der Erde von West nach Ost. Die daraus resultierende Coriolis-Ablenkung führt bei Luftmassen, die sich auf den Äquator zubewegen, zur Ausbildung von Passatwinden, die auf der Nordhalbkugel aus nordöstlichen, auf der Südhalbkugel aus südöstlichen Richtungen wehen.

Neben diesem idealtypischen Modell des globalen Windsystems existieren eine Reihe von lokalen Faktoren, die dieses vereinfachte Abbild modifizieren. Unterschiede

in der räumlichen Verteilung von Land- und Wassermassen lassen in den Tropen Monsun-Winde entstehen, da sich Landflächen im Sommer schneller erwärmen als das umgebende Meer. Im Winter drehen sich diese Verhältnisse um, da die Ozeane die gespeicherte Wärme länger konservieren können als die Landmassen und dementsprechend auch die Winde aus entgegengesetzter Richtung wehen.

Für den Untersuchungszeitraum im späten Quartär stellen Vereisungen in hohen Breiten das entscheidende beeinflussende Element dar, weil intensive Hochdruckgebiete über den polaren Eiskappen alle anderen Hoch- und Tiefdruckgürtel in Richtung Äquator verschoben und sie dabei zusammenpreßten. Aufgrund hoher Luftdruckunterschiede innerhalb vergleichsweise geringer räumlicher Entfernungen waren glaziale Perioden wahrscheinlich von intensiveren und beständigeren Winden als heute geprägt, die hohen Einfluß auf die Oberflächenentwicklung und – über den Verdunstungseffekt – auch auf die Aridität der Region hatten. Während der Interglaziale dehnte sich hingegen die äquatoriale Tiefdruckzone nach Norden und Süden aus und beeinflusste damit wiederum die Windgeschwindigkeit, die sich durch geringere Luftdruckunterschiede abschwächte. Die interglazialen Zeiten wirkten sich über die Verlagerung der Luftdruckgürtel ebenfalls auf die Lage und Ausprägung der Monsune aus, die auf der Nordhalbkugel – der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) folgend – nach Norden verschoben wurden (GLENNIE 1999).

8.2 Ursachen eiszeitlicher Klimaschwankungen

8.2.1 Milankovitch-Zyklen

Eine der am weitesten verbreiteten Theorien zur Erklärung eiszeitlicher Klimaschwankungen beruht auf dem serbischen Mathematiker Milutin Milankovitch, der in den zwanziger Jahren des 20. Jahrhunderts erstmals Erdbahnelemente für längerfristige Änderungen des Weltklimas verantwortlich machte. So bewegt sich die Erde auf ihrem Weg um die Sonne nicht kontinuierlich auf einer identischen Bahn, sondern ist externen Effekten (z.B. Einflüssen der anderen Planeten etc.) ausgesetzt. Milankovitch unterschied in diesem Zusammenhang drei verschiedene Zyklen, die sich aufgrund ihrer teilweise erheblichen Zeitdifferenz gegenseitig überlagern. Die Zyklen beruhen auf Änderungen des Erdborbits, der Neigung der Erdachse und der Präzession (siehe Abbildung 8.1) (ROBERTS 1998).

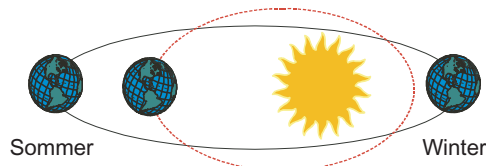
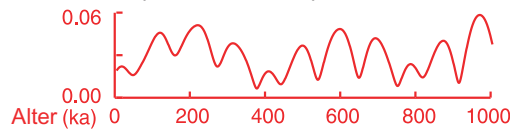
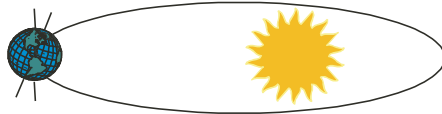
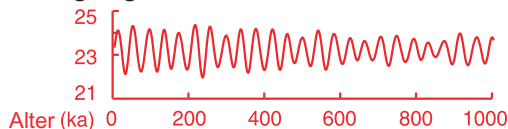
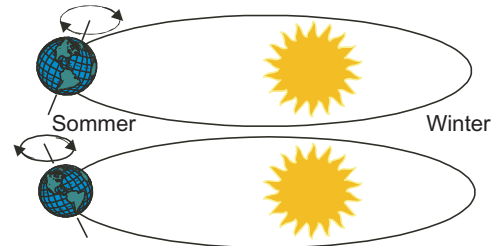
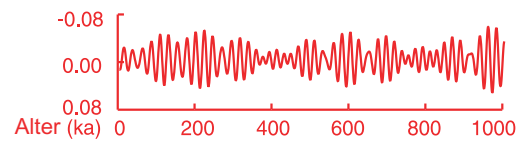
A Erdorbit (Exzentrizität): 100 ka**B Neigung der Erdachse: 41 ka****C Präzession: 23 ka**

Abbildung 8.1: Übersicht der drei Milankovitch-Zyklen: Erdorbit, Neigung der Erdachse und Präzession (verändert nach ZACHOS et al. 2001:687).

8.2.1.1 Erdorbit

Die Erde bewegt sich bei ihrem jährlichen Umlauf um die Sonne zur Zeit auf einer elliptischen Bahn mit einer Exzentrizität e von 0,0017. Dieser Wert variiert über die Jahrtausende jedoch zwischen 0,005 und 0,05 (THOME 1998), so daß die Erdbahn zeitweise eine kreisförmige Form annimmt, die sich wiederum auf den sonnennächsten bzw. sonnenfernsten Punkt eines Jahres auswirkt. Als einziger der drei Effekte betrifft die Veränderung der Erdumlaufbahn die Erde als Ganzes. Inwieweit dieser die empfangene Insolationsmenge und damit den Energiehaushalt unseres Planeten beeinflusst ist unsicher. Man geht davon aus, daß Sonnennähe bzw. -ferne die Insolationsmenge erhöht bzw. verringert und sich damit direkt auf die Temperatur (besonders in niederen Breiten) auswirkt. DAWSON (1992:237) betont hingegen, daß die variable Entfernung zur Sonne die Menge an Sonneneinstrahlung nicht verändert, sondern nur die Saisonalität in beiden Hemisphären unterschiedlich beeinflusst. Unabhängig von den tatsächlichen Auswirkungen wiederholt sich dieser Zyklus, der auf der Anordnung der Planeten zueinander beruht, etwa alle 100.000 und 400.000 Jahre (siehe Abbildung 8.1A).

8.2.1.2 Neigung der Erdachse

Die Neigung der Erdachse, deren Zyklus sich alle 41.000 Jahre wiederholt, beträgt aktuell $23,44^\circ$, schwankt über lange Zeiträume hinweg betrachtet jedoch zwischen

21,39° und 24,36°. Diese Schiefstellung der Erde wirkt sich auf die Lage der Wendekreise und damit auf den Verlauf und die Ausprägung der Jahreszeiten aus. Eine große Neigung der Erdachse verlängert beispielsweise die Dauer des Polarwinters und läßt die Temperatur in dieser Zeit stärker zurückgehen, während die Sommer dort tendenziell wärmer ausfallen. Da sich die Schiefstellung der Erde aufgrund ihres Umlaufs um die Sonne auf beide Halbkugeln gleich auswirkt, haben Veränderungen der ankommenden Solarstrahlung auf beide Hemisphären identische Wirkungen (siehe Abbildung 8.1B).

8.2.1.3 Präzession

Gravitative Kräfte der anderen Planeten unseres Sonnensystems führen dazu, daß sich die Lage der Erdachse in Form einer leichten Kreiselbewegung verändert. Dieser Zyklus wiederholt sich alle 23.000 Jahre und beeinflußt den Zeitpunkt, zu dem die Erde der Sonne am nächsten ist. Heute befindet sich das Perihel (sonnennächster Punkt) im Januar, so daß die Sommer auf der Südhalbkugel tendenziell wärmer sind. Vor 11.000 Jahren lag das Perihel dagegen in Juni, folglich waren die Winter auf der Nordhalbkugel kälter und die Sommer wärmer. Diese Veränderungen haben keine Auswirkungen auf den gesamten Energieinput durch die Sonne, beeinflussen jedoch leicht die Verteilung dieses Energiequantums auf beiden Hemisphären (siehe Abbildung 8.1C) (DAWSON 1992).

Aufgrund der stark abweichenden Länge der Kreisläufe überlagern sich diese drei Milankovitch-Zyklen mit unterschiedlicher Intensität und produzieren damit ein komplexes Muster von Klimaänderungen.

Obwohl dieses Schema den tatsächlichen Klimaänderungen, wie sie anhand von Bohrkernen aus dem Indischen Ozean oder der Antarktis (ROBERTS 1998) ermittelt werden konnten, erstaunlich genau entspricht, besteht kein Zweifel darüber, daß diese Zyklen, die alle auf Erdbahnelementen beruhen, für die (indirekt) nachgewiesenen Wechsel allein nicht verantwortlich sein können. So geht man davon aus, daß die Milankovitch-Theorie allenfalls einen Anstieg oder das Fallen der Temperatur um ca. 2°C erklären kann. Die realen Temperaturveränderungen waren - besonders auf dem Festland - jedoch bedeutet höher. Daher nimmt man an, daß orbitale Variationen nur als Initiator dienten, deren Wirkungen von anderen Faktoren verstärkt wurden und daraufhin Rückkopplungsmechanismen (positiver oder negativer Art) einsetzen konnten (LIOUBIMTSEVA 2004, ROBERTS 1998). So beeinflussen große Eismas-

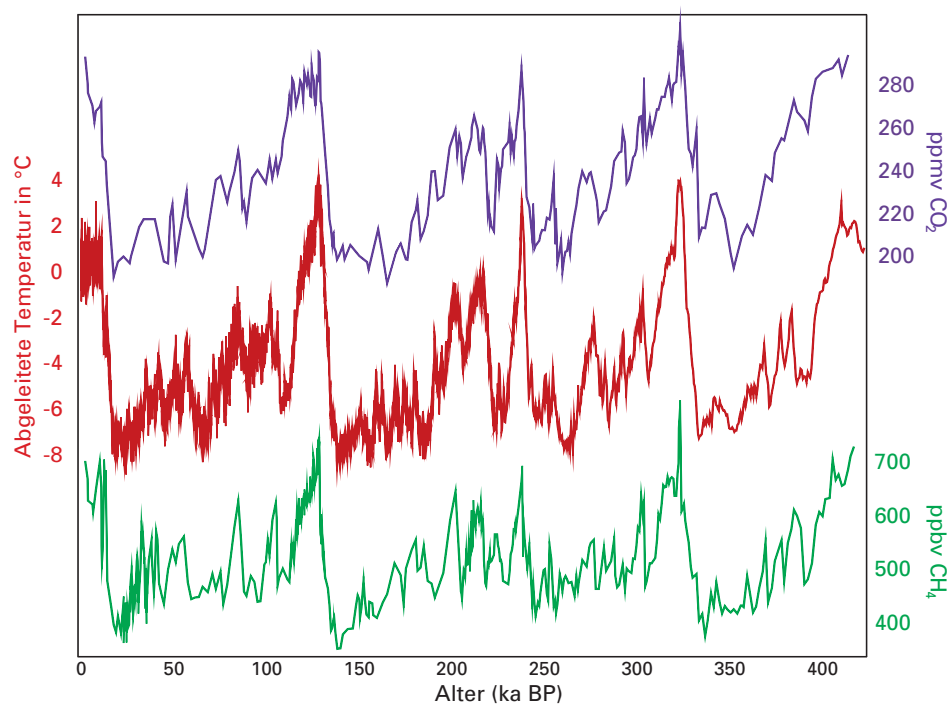


Abbildung 8.2: Veränderungen im atmosphärischen Gehalt von Methan und Kohlendioxid sowie Temperaturschwankungen während der letzten vier glazialen Zyklen (verändert nach PETIT et al. 1999:431).

sen in hohem Maße die planetare Albedo und durch Eisschmelze frei gewordenes Süßwasser hat Folgen für den Verlauf von Meeresströmungen (z.B. im Nordatlantik). Auch die Konzentration von CO_2 in der Atmosphäre scheint über den Treibhauseffekt Einfluß auf Klimaveränderungen gehabt zu haben, da sich in Eisbohrkernen in Warmzeiten mehr CO_2 (260-300 ppm) nachweisen ließ als während der Glaziale (180-240 ppm) (siehe Abbildung 8.2) (ROBERTS 1998). Früher vermutete man, daß das Klima nur langsam und kaum merklich in einen anderen Zustand übergehen würde. Neuere Untersuchungen an Meeressedimenten und Eisbohrkernen deuten jedoch auf einen Umschaltmechanismus hin, der plötzlich einsetzt und katastrophal für die Natur / den Menschen verläuft (THOME 1998).

8.2.2 Weitere Einflußfaktoren

Neben diesen langfristigen Auswirkungen auf das Klimageschehen existieren eine Reihe weiterer Faktoren, die überwiegend nur räumliche oder kurzzeitige Konsequenzen haben.

So schwankt die Solarkonstante, also das Quantum an Sonnenenergie, das die Erde durch Einstrahlung erhält, um ihren Normalwert von 1.373 Watt pro m^2 . Weiterhin weisen Zeiträume mit erhöhter Sonnenfleckenaktivität ein tendenziell wärmeres Klima auf als Abschnitte, wo diese fast völlig ausblieben.

Hebungen und Senkungen des Festlands beeinflussen das Klimageschehen, da sich die Landoberfläche vergrößert. Während der alpidischen Gebirgsbildungsphase zum Ende des Tertiärs setzte beispielsweise eine Abkühlung der Temperatur ein, da die Wärme aufgrund der größeren Oberfläche nicht mehr so effektiv gespeichert werden konnte.

Von Vulkanen in höhere Bereiche der Atmosphäre transportierte Aschepartikel verringern kurzfristig (Zeiträume von Jahren oder Jahrzehnten) die Menge an Sonnenenergie, die die Erdoberfläche erreicht, da die Strahlung bereits in den oberen Schichten der Lufthülle blockiert wird. So führten zahlreiche Ausbrüche während des Pleistozäns (besonders um 74.000 Jahre B.P.) zu einer Reduzierung der Temperaturen auf der Nordhalbkugel um drei bis fünf Grad Celsius (THOME 1998).

8.3 Regionale Einflußgrößen

Die Arabische Halbinsel wird von zwei Klima- und Windsystemen geprägt, deren Einfluß sich während des späten Quartärs in unterschiedlicher Intensität widerspiegeln.

Dabei handelt es sich einerseits um den Nordwest-Shamal, einen Wind, der – aus der Mittelmeerregion kommend – den Norden und Osten der Arabischen Halbinsel nach Südosten hin überquert und im Bereich der Vereinigten Arabischen Emirate langsam nach Süden abdreht, um über der östlichen Rub' al Khali in einen typischen Passatwind aus nordöstlichen Richtungen überzugehen. Der Shamal entsteht im Frühjahr und Sommer, wenn sich der Bereich intensiven Hochdrucks über der Sahara nach Nordwesten bis in die Mittelmeerregion verlagert. Gleichzeitig bildet sich zu Beginn des Sommers über dem asiatischen Kontinent ein ausgeprägtes Tiefdrucksystem aus, das sich wie ein Trog über die Arabische Halbinsel ausdehnt. Die aufsteigende Luft im tibetanischen Hochland wird nachfolgend in Oberflächennähe durch Luftmassen aus dem Mittelmeerraum ersetzt und ein intensiver Nordwest-Wind entsteht (vgl. Abbildung 8.3) (BREED et al. 1979).

Das zweite Element stellt der Monsun über dem Indischen Ozean dar, der unter rezenten Bedingungen nur noch die Südküste des Omans streift, während vergangener Feuchteperioden aber auch nördlicher gelegene Bereiche Arabiens beeinflusst haben muß (vgl. z.B. Kapitel 3.2). Der Südwest-Monsun im Nordsommer entsteht, wenn sich das Tibet-Plateau im Gegensatz zum Indischen Ozean schnell aufwärmt und dort ein intensives Tiefdruckgebiet entsteht, dessen aufsteigende Luftmassen durch oberflächennahen Zustrom aus dem Hochdruckgebiet im Südwesten ersetzt

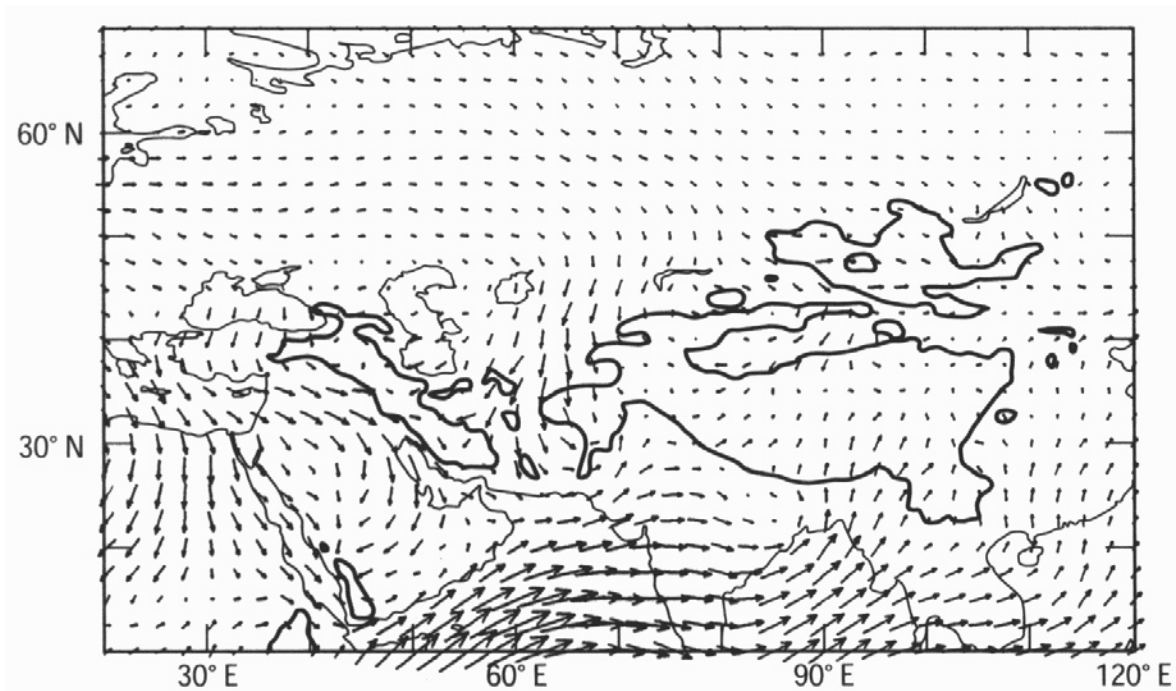


Abbildung 8.3: Oberflächenwinde über der Arabischen Halbinsel und Zentralasien von Juni bis August (verändert nach MAINGUET 1999:20).

werden müssen. Eine geringe Schneedecke im Himalaya begünstigt die Entwicklung eines frühen und starken Sommermonsuns, während größere Eismassen aufgrund hoher Albedo und Isolation des unterlagernden kontinentalen Gesteins einen späten und schwach ausgeprägten Südwest-Monsun bewirken. Im Nordwinter kommt es zu einer Umkehrung des Windsystems, da der Indische Ozean die Energie des Sommers länger speichern kann als das tibetanische Hochplateau, das zu dieser Zeit schnell auskühlt. Dementsprechend bildet sich über dem Indischen Ozean ein Tiefdruckgebiet aus, während das asiatische Hochland von einer Zone intensiven Hochdrucks geprägt wird. In diesem Fall erfolgt der Austausch oberflächennaher Luftmassen vom Kontinent in Richtung Ozean und der Wind weht dementsprechend aus Nordost (OVERPECK et al. 1996).

8.4 Korrelation humider/arider Phasen mit glazialen/interglazialen Veränderungen im Klimasystem und deren Wirkungszusammenhänge

Spät-quartäre Seeablagerungen in der südwestlichen Rub' al Khali deuten darauf hin, daß Humidität innerhalb dieses Zeitraums an die Existenz monsunaler Niederschläge gekoppelt war. Sowohl diese lakustrinen Sedimente als auch Travertin-Ablagerungen in den Gebirgsregionen des Arabischen Schildes zeigen eine schwächere Ausprägung je weiter nördlich sie sich befinden. Die Isotopenverhältnisse von Tropfstei-

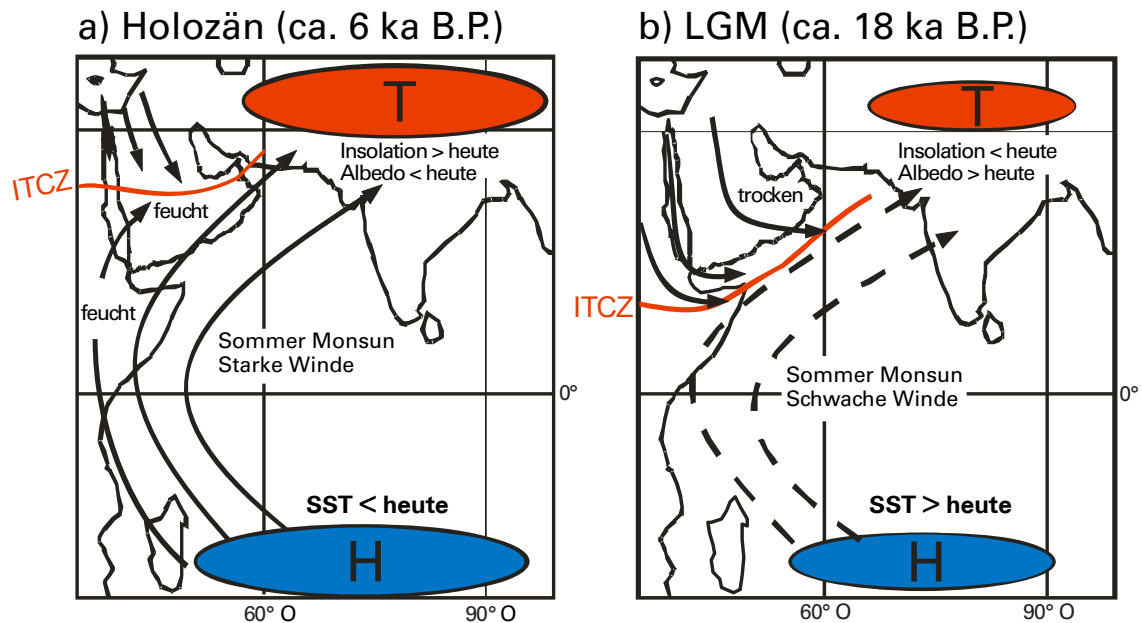


Abbildung 8.4: Hypothetische Lage der innertropischen Konvergenzzone während des (a) Holozäns (Interglazial) und des (b) LGMs (Glazial) und damit verbundene Auswirkungen auf das Klima der Arabischen Halbinsel (verändert nach FLEITMANN et al. 2004a:23).

nen in heute trockenen Höhlen des nördlichen Omans weisen derart niedrige Werte auf, daß sie nur mit monsunalen Starkregen in Verbindung gebracht werden können. Empirische Untersuchungen legen somit die Vermutung nahe, daß der SW-Monsun während der Interglaziale nach Norden verschoben wurde und dort für höhere Humidität sorgte (Abbildung 8.4a), wohingegen er sich in Glazialen weiter nach Süden verlagerte (Abbildung 8.4b). Diese Ergebnisse machen jedoch keine Aussage darüber, warum der Südwestmonsun nur während der Interglaziale von seinem ursprünglichen Kurs nach Norden abweicht.

BURNS et al. (1998) weisen in Tropfsteinen zwei feuchte Hauptperioden nach, die an monsunale Niederschläge gekoppelt waren. Beide Zeiträume zwischen 125 ka und 117 ka B.P. bzw. zwischen 9,07 ka und 6,2 ka B.P. stellen Phasen in der Klimaentwicklung dar, die von einem postglazialen Abschmelzen der Gletscher geprägt waren. Die Autoren vermuten, daß sich zum jeweiligen Zeitpunkt die Innertropische Konvergenzzone nach Norden verlagerte, weil die Ausbildung eines ausgeprägten Tiefdruckgürtels entlang des Äquators alle anderen Zonen auf der Nordhalbkugel nach Norden verschob und damit monsunale Niederschläge in den südlichen Bereichen der Arabischen Halbinsel auftraten. Aufgrund des Zusammenhangs zwischen Entgletscherung und Humidität im östlichen Arabien halten es BURNS et al. (1998) für eher unwahrscheinlich, daß Veränderungen in der Sonneneinstrahlung allein Einfluß auf die Klimaentwicklung hatten, sondern betrachten glaziale Übergangsbedingungen – und

damit eine Verbindung zur Temperaturentwicklung im Nordatlantik – als ebenso bedeutend. In einer späteren Untersuchung derselben Tropfsteinhöhle im Oman erweitern BURNS et al. (2001a) ihre Erfassung auf einen Zeitraum, der bis zu 350.000 Jahre zurückreicht. Wie bereits zwischen 9 ka und 6 ka B.P. und während MIS 5e lassen sich auch weiter zurückliegende humide Phasen im Osten der Arabischen Halbinsel interglazialen Phasen bzw. den marinen Isotop-Stadien 5a, 7a und 9 zuordnen. Weiterhin läßt sich – in Zeiträumen von 10-100 ka – eine Periodizität von 100.000 Jahren nachweisen, die nicht mit der Regelmäßigkeit mariner Indikatoren übereinstimmt (BURNS et al. 2001b). Obwohl weiterhin unklar bleibt, welche genauen Vorgänge nach dem Maximum einer Eiszeit kontinentale Pluviale auslösen können, scheint gesichert, daß die Temperatur der Meeresoberfläche im Indischen Ozean, die Schneebedeckung im Himalaya und ihre Auswirkungen auf die Lage der ITC im Nordsommer neben Insulationsveränderungen Einfluß auf das interglaziale Klima der Arabischen Halbinsel hatten. Die Anordnung der einzelnen Ablagerungsphasen und der Vergleich mit Ablagerungschronologien in Tiefseebohrkernen (z.B. ZONNEVELD et al. 1997 für das frühe Holozän) deuten ferner darauf hin, daß der Wechsel zwischen humiden und ariden Klimabedingungen (bzw. umgekehrt) nicht – wie bislang verbreitet angenommen – langsam und über kaum nachvollziehbare Stufen erfolgte, sondern – wie zu Beginn des Holozäns (vgl. Kapitel 6.2) – innerhalb weniger Jahrzehnte kurzfristig einsetzte (FLEITMANN et al. 2001) und u.a. in den etwas humideren Regionen Westasiens katastrophale Auswirkungen auf das Abflußverhalten der Flüsse hatte (KALE et al. 2003). Eine Ausnahme bildet in diesem Zusammenhang der Übergang des holozänen Klimaoptimums zur rezenten Aridität. Während die humiden Bedingungen nach dem Wechsel von LGM zu frühem Holozän plötzlich einsetzten, zeigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aus Tropfsteinen des südlichen Omans im späten Holozän lediglich eine langsame Abnahme der Monsunniederschläge, die aus einer graduellen Südwärtsverlagerung der ITC resultierte (FLEITMANN et al. 2003b).

Die These von abrupten Klimawechseln wird durch Untersuchungen von BURNS et al. (2003) unterstützt, die in einem Tropfstein von Socotra aus der Zeit von ca. 40 ka bis 53 ka B.P. die Dansgaard/Oeschger-Ereignisse D/O 9 bis 13 eindeutig nachweisen konnten. Anhand einer hochauflösenden ($\Delta t = 8$ Jahre) Verlaufskurve der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ließ sich feststellen, daß sich der Klimawandel während D/O 12 innerhalb von rund 25 Jahren vollzog und damit wesentlich schneller, als für den Einflußbereich des Indischen Monsuns bislang angenommen wurde. Neben dem Nachweis dieser plötzlichen Klimaschwankungen konnten weiterhin Ähnlichkeiten zwischen dem hydrologischen Zyklus im Gebiet des Indischen Ozeans (anhand der isotopischen Zusammensetzung

von Tropfsteinen in China und auf Socotra bzw. Tiefseebohrkernen im Arabischen Meer) und Temperaturveränderungen in hohen nördlichen Breiten (nachgewiesen im GRIP 2001 Bohrkern auf Grönland) auf Jahrtausend-Ebene vermerkt werden (vgl. auch Kapitel 3.2) (BURNS et al. 2003, HIGGINSON et al. 2004a, POURMAND et al. 2004, YUAN et al. 2004). Eine unstrittige Begründung für diese enge Verbindung zwischen dem Klima im Nordatlantik und der Ausprägung des Indischen Monsuns ist bislang unbekannt. BURNS et al. (2003) versuchen den Zusammenhang durch den Einfluß von warmen eurasischen Wintern auf das Monsun-System zu erklären. Der Monsun wird in der Region in erster Linie von dem Temperaturgradienten zwischen Land (Zentralasien) und Meer (Indischer Ozean) gesteuert (s.o.). In dieser Hinsicht existierte während der vergangenen Jahrzehnte eine Korrelation zwischen warmen eurasischen Wintern mit sehr geringer Schneebedeckung und außergewöhnlich hohen Monsunniederschlägen im darauffolgenden Sommer. Dieser Zusammenhang, der während der letzten 1000 Jahre auch zwischen eurasischen Wintern mit hoher Schneebedeckung und einem schwachen Monsun im Folgejahr bestand (ANDERSON et al. 2002), besitzt jedoch offensichtlich keine Gültigkeit für das tibetanische Hochplateau selbst. Offenbar verbreiten daher eurasische Winter mit dünner Schneedecke Wärme vom Winter zum Frühjahr hin nach Osten, welches zu einer Erwärmung der zentralasiatischen Landmasse, einem Anstieg der Land/Meer-Temperaturdifferenz und damit zu erhöhten Monsunniederschlägen führt. Da diese Verbindung bereits für die relativ geringen Schwankungen des heutigen Klimas nachgewiesen werden konnte, sollten sich die weitaus größeren Temperaturveränderungen im nördlichen Eurasien während der Dansgaard/Oeschger-Ereignisse in verstärktem Maße auch auf den damaligen Indischen Monsun ausgewirkt haben. Ob allerdings Erwärmungen bzw. Abkühlungen im Nordatlantikbereich wirklich dort oder alternativ in den Tropen initiiert werden, ist umstritten (WANG et al. 2005a). Das Tropfstein-Archiv und andere tropische Klima-aufzeichnungen deuten lediglich auf die Verstärkung von Klimaschwankungen durch tropische Einflüsse über die Freisetzung großer Mengen Wasserdampf hin (BURNS et al. 2003).

Während sich die Untersuchung von BURNS et al. (2003) auf Tropfsteine aus dem späten Pleistozän beschränkte, konnte diese Verbindung von Nordatlantik zu Indischem Ozean von anderen Autoren (FLEITMANN et al. 2003b, SHAKUN et al. 2005, WANG et al. 2005a,b, YUAN et al. 2004) auch für das Holozän nachgewiesen werden. In einem Stalagmiten aus dem südlichen Oman konnte ein Zusammenhang zwischen der Niederschlagsintensität (Stärke des Monsuns) und Temperaturschwankungen im Nordatlantik aufgezeigt werden, wobei die Niederschläge bei ansteigender Temperatur

offensichtlich ebenfalls zunehmen. FLEITMANN et al. (2003) interpretieren diese Ergebnisse als einen Hinweis darauf, daß die Intensität des Indischen Monsun über den Zeitraum von Jahrzehnten bis Jahrhunderten über „glacial boundary forcings“ – wie die Schneebedeckung im Himalaya und die Oberflächenwassertemperatur des Nordatlantiks – gesteuert wurde. GUPTA et al. (2003) bestätigen anhand von Tiefseesedimenten vor der Küste des südlichen Omans, daß diese Verbindung auch im Holozän (z.B. während des 8,2 ka B.P. Kälte-Ereignisses) existierte. Die Autoren konnten in dem Bohrkern aus dem Arabischen Meer weiterhin spätholozäne Klimaänderungen wie den Übergang von der mittelalterlichen Wärmeperiode zur kleinen Eiszeit - fast analog zu dem Schwankungen im Nordatlantik - nachweisen und führen diese auf Fluktuationen des solaren Outputs zurück. Die Untersuchung verdeutlicht, daß nicht nur die großen glazialen Veränderungen einen signifikanten Einfluß auf die Stärke des Indischen Monsuns hatten, sondern daß bereits kleine interglaziale Schwankungen im Nordatlantik ausreichten, um Klimastörungen im Bereich des Arabischen Meeres auszulösen.

Im Gegensatz zu längerfristigen Abweichungen in der Stärke des Südwest-Monsuns, die an glaziale Übergangsbedingungen gekoppelt sind, scheinen kurzfristige Lageveränderungen dieses Klimafaktors durch Variationen im Strahlungshaushalt der Sonne hervorgerufen zu werden. Hochauflösende Messungen an Tropfsteinen im Oman, deren Ablagerungen über einen niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert eindeutig monsunalen Niederschlägen zugeordnet werden konnten, zeigen eine gute Übereinstimmung mit C^{14} -Werten dendrochronologischer Untersuchungen. Veränderungen in der Ausprägung von Baumringen werden mit unterschiedlichen Insolationen zum Zeitpunkt ihrer Entstehung assoziiert. Wird diese Beziehung zwischen Wachstumsphasen von Bäumen und wechselnder Strahlungsintensität der Sonne als gegeben akzeptiert, so existiert auch eine Verbindung zwischen der Intensität des SW-Monsuns über dem Indischen Ozean und Schwankungen in der Solarkonstante (NEFF et al. 2001). Dieser Zusammenhang wird von neueren Untersuchungen an Tropfsteinen aus dem Oman und China (FLEITMANN et al. 2003b, WANG et al. 2005b, YUAN 2004) bestätigt. Der Mechanismus, der für einen solchen Zusammenhang zwischen Sonnenaktivität und kurzzeitigen Schwankungen des Monsuns verantwortlich sein könnte, ist bislang weitgehend unbekannt. Modellsimulationen deuten an, daß eine höhere Bestrahlungsstärke der Sonne die Aufheizung der relativ wolkenfreien Subtropen verstärkt, welches die Evaporation in diesen Gebieten erheblich steigert. Wird diese zusätzliche Feuchtigkeit nun von Winden in Monsun-Regionen transportiert, kondensiert diese und führt zu einer Verstärkung der Monsunniederschläge und intensiviert das Windsystem, das den

Monsun antreibt. Die Ergebnisse dieser Simulation werden von empirischen Meßreihen der letzten 50 Jahre unterstützt, die zeigen, daß sich die weltweite tropische Zirkulation synchron mit dem 11-jährigen Sonnenzyklus verstärkte und abschwächte. In dieser Zeit waren nahezu alle tropischen Niederschläge dann am höchsten, wenn die Sonne ihre größte Bestrahlungsstärke entwickelte (siehe auch BHATTACHARYYA & NARASIMHA 2005). Aufgrund der hohen Komplexität der Zusammenhänge zwischen Sonne und Klima kann dieses Szenario nur eine vorläufige Theorie darstellen, die kontinuierlich durch weitere Untersuchungen bestätigt werden muß. Ein Problem könnte sich bereits aus der Schätzung der Bestrahlungsstärke ergeben, die in Modellsimulationen verwendet wird, da neuere Untersuchungen darauf hindeuten, das bislang von einer bis zu 4-fach zu hohen Stärke ausgegangen wurde (KERR 2005).

Einen weiteren Lösungsansatz für den Zusammenhang zwischen Sonnenaktivität und Klima liefern HAMEED & LEE (2005). Sie vermuten, daß sich während Phasen hoher Bestrahlungsstärke im nordhemisphärischen Winter stratosphärische Aufwärmungen bis in die Troposphäre ausbreiten und in oberflächennahen Bereichen Zirkulationsanomalien verursachen können, die damit die Ursache für Klimaschwankungen wären. Dieser Mechanismus, der möglicherweise von Schwankungen der ultravioletten Strahlung, die u.a einen Einfluß auf die Ozonkonzentration und die zonale Zirkulation in der tropischen oberen Atmosphäre hat, verursacht wird, setzt nicht bei geringer Bestrahlungsstärke ein und kann daher als Ursache für die verzeichneten synchronen Veränderungen zwischen Klima und Sonnenaktivität angesehen werden.

HIGGINSON et al. (2004b) erweitern den Zusammenhang zwischen der Bestrahlungsstärke der Sonne und monsunalen Schwankungen auch auf die Jahrtausend-Ebene. Während auf Jahrzehnt- und Jahrhundert-Ebene diese Verbindung häufig nachgewiesen wurde, stellen die Untersuchungen der Autoren an Bohrkernen aus dem Arabischen Meer einen neuen Ansatz dar. Ob die Bestrahlungsstärke der Sonne auch als Auslöser für die plötzlichen Klimaschwankungen auf Jahrtausend-Ebene während des letzten Glazials verantwortlich gemacht werden kann, muß noch durch ergänzende Studien nachgewiesen werden und gilt daher noch als Hypothese.

Neben diesen globalen Einflüssen auf die Niederschlagsverhältnisse der Arabischen Halbinsel müssen auch regionale Faktoren berücksichtigt werden, die für – durch Klima-Analyse auf Makro-Ebene nicht erklärable – Phänomene verantwortlich gemacht werden können. Zu diesen Besonderheiten zählen die sehr negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Sintern (HOLZKÄMPER 2004) und Grundwässern (WOOD et al. 2003) in den Arabischen Emiraten, die zu Zeiten abgelagert wurden, als kein signifikanter Monsuneinfluß in der Region vorhanden war. Die Bedeutung von tropischen Zyklonen aus

dem Arabischen Meer für die Sinterbildung bei Jebel al-Buhais (vgl. Kapitel 3.2) oder der Einfluß von bereits zuvor verdunsteten Wasserquellen aus dem Westen der Arabischen Halbinsel auf die Grundwasserneubildung in den Liwa Oasen (vgl. Kapitel 6.2) ist durchaus spekulativer Natur und nur lokal ausgeprägt, zeigt aber, daß verallgemeinerte Klimamodelle zwar einen großen Teil der empirischen Ergebnisse erklären können, Sonderfälle jedoch berücksichtigt werden müssen.

Ein weiteres Problem ist, daß die in Tropfsteinen verzeichnete holozäne Abnahme der Monsun-Niederschläge nach 8 ka B.P. nicht mit dem Versiegen der holozänen Seen auf der Arabischen Halbinsel übereinstimmt, die erst gegen 6 ka bis 5 ka B.P. endgültig austrockneten. FLEITMANN et al. (2003) vermuten, daß sich die Seepegel nicht-linear zu den Niederschlagsveränderungen entwickelten. So könnte eine kürzere Monsun-Saison oder eine starke Schwankung der Monsun-Niederschläge schnell zu einer negativen Niederschlag zu Evaporation-Bilanz führen, was die Austrocknung der Seen und damit ein Ende der Ablagerungschronologie zur Folge hätte. Weiterhin würden die Seen in dem Moment austrocknen, wenn sich der sommerliche monsunale Niederschlagsgürtel südlich ihres Einzugsgebietes zurückverlagern würde. Aufgrund der bereits erwähnten guten Übereinstimmung der Ablagerungschronologie in Tropfsteinen des südlichen Omans mit orbital bedingten Schwankungen der Intensität des Indischen Monsuns nach 8 ka B.P. scheint lakustrines Material zeitlich nicht synchron mit dem Maximum des Monsuns abgelagert worden zu sein, sondern unterlag Wechselwirkungen, die den zeitlichen Rahmen der Sedimentation beeinflussten.

Sowohl die Resultate aus den Tropfsteinhöhlen des Omans als auch ein großer Teil anderer kontinentaler Indikatoren stimmen nur teilweise mit den Ergebnissen überein, die Bohrungen in Sedimentablagerungen auf dem Grund des Arabischen Meeres ergaben. Opal-Fluß, die Aufwirbelung verschiedener Foraminiferen-Arten in küstennahen Gewässern und weitere marine Anhaltspunkte weisen signifikante Unterschiede bezüglich des Zeitpunkts eines verstärkten Südwest-Monsuns auf. Während kontinentale Ablagerungen auf einen verstärkten Monsun zwischen 9 ka und 6 ka B.P. hindeuten, zeigen marine Sedimente in diesem Zeitraum keine Veränderungen innerhalb des Ablagerungssystems an, deuten jedoch auf intensivere Zirkulation zwischen 40 ka und 50 ka B.P. hin.

So untersuchen NAIDU & MALMGREN (1996) das Emporquellen mariner Foraminiferen vor der Küste Omans und interpretieren hohe Aufwallungsraten als Hinweis auf einen starken SW-Monsun. Der Höchstwert ihrer Messungen befindet sich innerhalb des Zeitraums von 19 ka bis 16 ka B.P., das Minimum zwischen 15,8 ka und 12,5 ka B.P. Vergleicht man diese Ergebnisse mit dem allgemeinen Klimageschehen gegen Ende

des Pleistozäns, so fällt der Maximalwert genau in den Bereich des Höhepunkts der letzten Vereisung, eine Zeit, in der der Südwestmonsun in Richtung Äquator verlagert wurde und damit im nördlichen Arabischen Meer an Einfluß verlor. Hohe Werte für das frühe Holozän von 10 ka bis 5 ka B.P. stimmen hingegen gut mit der kontinentalen humiden Phase auf der Arabischen Halbinsel überein, die von einem intensiven Südwest-Monsun geprägt wurde. Messungen von Oberflächentemperatur, Salzgehalt und organischem Kohlenstoff in Tiefseebohrkernen aus dem Übergangsgebiet zwischen Arabischem Meer und dem Golf von Bengalen weisen ebenfalls eine Zunahme der Humidität aufgrund eines starken SW-Monsuns hin (ROSTEK et al. 1994).

Je nach Art des untersuchten Materials in Proben vom Meeresgrund nimmt auch die Übertragbarkeit der Ergebnisse auf kontinentale Verhältnisse zu oder ab. Während die Aufwirbelung planktonischer Foraminiferen als Klimaindikator offensichtlich nur bedingt verwendet werden kann (s.o.), lassen sich über das Verhältnis äolisch zu fluvial transportierten Materials in Tiefseesedimenten des Arabischen Meeres zuverlässige Angaben über das jeweilige kontinentale Klima machen. So korrelieren Zeiten intensiven SW-Monsuns – und damit höherer Anteile fluvial abgelagerten Materials – mit Interglazialen, während Perioden ausgeprägten NO-Monsuns über einen höheren Prozentsatz äolischer Sedimente ariden glazialen Bedingungen zugewiesen werden konnten (PRINS et al. 1999, PRINS & WELTJE 1999). Auf diese Weise konnten auch orbitale und suborbitale Schwankungen des Monsuns in Tiefsee-Proben aus dem nordöstlichen Arabischen Meer anhand der Zufuhr äolischen Materials nachgewiesen werden. Dabei entsprechen während der letzten 110.000 Jahre Phasen maximaler Ablagerung äolischer Sedimente im Bohrkern Dansgaard/Oeschger-Ereignissen sowie MIS 2 und MIS 4 im GISP-Eisbohrkern Grönlands (POURMAND et al. 2004, GUPTA et al. 2003, HIGGINSON et al. 2004a, LEUSCHNER & SIROCKO 2003). POURMAND et al. (2004) deuten diese Anordnung als einen Hinweis auf die Abschwächung des Südwestmonsuns bei gleichzeitiger Verstärkung der Nordwestwinde aus Arabien und Mesopotamien, die Feinmaterial äolisch bis in das Arabische Meer transportierten (vgl. auch Kapitel 5.2) Auf diesem Zusammenhang weist auch die Verteilung von Blattwachsen in Tiefseebohrkernen hin. Wachse mit einer Herkunft von der Arabischen Halbinsel oder aus Mesopotamien (höherer Anteil von C3-Pflanzen im Vergleich zu umliegenden Regionen) konnten im Arabischen Meer nur dann abgelagert werden, als sich der Südwestmonsun abschwächte und Nordwestwinde die Pflanzenbestandteile aus den Quellregionen in den Indischen Ozean transportierten. Das Vorkommen von höheren Anteilen von C3-Wachsen bzw. deren Fettsäuren in Sedimenten des Arabischen Meers kann somit als Hinweis auf die Existenz eines schwachen SW-Monsuns ange-

sehen werden (DAHL et al. 2005). Die warmen D/O-Interstadiale waren hingegen von hohen Produktivitätsraten geprägt und können damit als Hinweis auf eine Verstärkung des Südwest-Monsuns (im Vergleich zu den Nordwestwinden) gewertet werden. Die Ursachen dieser Schwankungen sind weitgehend unbekannt, lediglich eine mögliche Verbindung zur Temperaturverteilung im Nordatlantik ist offensichtlich (vgl. oben) (POURMAND et al. 2004, HIGGINSON et al. 2004a).

Ein Großteil dieser marinen Untersuchungsmethoden variiert mit einer Periodizität von ca. 20.000 Jahren und ähnelt damit dem Präzessionszyklus, der bei einer Regelmäßigkeit von ca. 21.000 Jahren durch Kreiselbewegungen der Erdachse ausgelöst wird. Die einzelnen Indikatoren wie Akkumulationsrate oder Korngrößenverteilung verlaufen jedoch nur in seltenen Fällen synchron zu den Präzessionszyklen, sondern folgen diesen verzögert oder gehen den Einstrahlungsveränderungen voraus, welches auf Wechselwirkungen im System hinweist (CLEMENS & PRELL 1990). Da die Präzession für unterschiedliche Energieinputs in beiden Hemisphären sorgt, werden Schwankungen in der Monsun-Intensität anhand mariner Indikatoren auf Veränderungen der Insolation zurückgeführt, während postglaziale Vorgänge kaum in Erwägung gezogen werden. Eine Ausnahme bilden OVERPECK et al. (1996), die aufgrund von Pollenkonzentration und dem Emporquellen der Foraminiferen *Globigerina bulloides* in Tiefseesedimenten auf eine Wechselwirkung beider Faktoren schließen. Demzufolge paßte sich der Südwest-Monsun nach dem Ende der letzten Eiszeit zunächst nicht-linear dem Insolationsanstieg an, bevor zwischen 10,0 ka und 9,5 ka B.P. nacheiszeitliche interne Konditionen an Einfluß gewinnen konnten. Gegen 5,5 ka B.P. schwächte sich der SW-Monsun infolge geringerer solarer Einstrahlung wieder ab und erreichte seinen heutigen Stand.

Ein möglicher Lösungsansatz dieser Problematik besteht in der Tatsache, daß marine Indikatoren auch auf Parameter reagieren, die – wie z.B. Windgeschwindigkeit – nicht zwangsläufig mit kontinentaler Feuchte assoziiert sind. Daher besteht auch keine notwendige Verbindung zwischen der Lage der Innertropischen Konvergenzzone (Pluvial) und der küstennahen Aufwirbelung von Tiefseesedimenten, da ein verstärkter monsunaler Wind zwar für letzteren Prozeß verantwortlich gemacht werden kann, aber kein ausreichender Hinweis auf humidere kontinentale Bedingungen ist.

Unterschiede zwischen kontinentalen und marinen Indikatoren existieren jedoch nicht nur während der Pluviale, sondern erstrecken sich auch auf Zeiten, die von höherer Aridität oder geringeren Umgebungstemperaturen geprägt waren. WEYHENMEYER et al. (2000) untersuchten fossile Grundwässer eines küstennahen Aquifers im nord-östlichen Oman auf ihren Gehalt an gelösten Edelgasen und deren Temperatur. Im

Gegensatz zu holozänen Wässern, die kaum Abweichungen zu heutigen Temperaturen aufweisen, fallen die Werte für pleistozäne Aquifere um $6,5 \pm 0,6^\circ\text{C}$ niedriger als heute aus. Marine Indikatoren weisen für diesen Zeitabschnitt jedoch nur Temperaturen nach, die allenfalls um $1\text{--}2^\circ\text{C}$ abgesenkt waren. Die Autoren führen diese Unterschiede auf Schwankungen in der Aufwirbelung kalten Tiefenwassers vor der Küste Omans zurück. Dieser Transport kühler Wassermassen an die Meeresoberfläche wird im Arabischen Meer von der Intensität des Südwest-Monsuns beeinflusst. Da dieser während des Maximums der letzten Eiszeit aufgrund der Kompression der Luftdruckgürtel nach Süden verlagert und damit abgeschwächt wurde, konnte sich ein stärkerer Nordost-Monsun ausbilden, der jedoch nur einen geringen Einfluß auf das Aufsteigen kalten Tiefenwassers hatte. Das Ausbleiben dieses Zustroms bewirkte an der Meeresoberfläche vergleichsweise hohe Temperaturen, die nicht mit Bedingungen in kontinentalen Gebieten verglichen werden können (WEYHENMEYER et al. 2000). Der Wirkungszusammenhang zwischen einem schwach ausgeprägten Südwest-Monsun und hohen Temperaturen an der Wasseroberfläche bleibt jedoch zweifelhaft. So korrelieren DOOSE-ROLINSKI et al. (2001) niedrige SSTs im späten Holozän (4,6 ka bis 3,3 ka B.P.) ebenfalls mit einem schwachen Südwest- oder einem verstärkten Nordost-Monsun. Temperaturunterschiede kontinentaler und mariner Bereiche müssen demnach mit Vorsicht betrachtet werden, da grundlegende Reaktionen dieses Klimasystems auf externe Einflüsse bis heute nicht eindeutig geklärt sind und Ergebnisse häufig spekulativen Charakter haben.

Die bereits erwähnten fossilen Grundwässer im Oman deuten weiterhin aufgrund ihres Gehalts an stabilen Isotopen ($\delta^2\text{H}$ und $\delta^{18}\text{O}$) auf eine Wasserdampfquelle für die entstandenen Niederschläge im Bereich des Indischen Ozeans hin. Weil eine Intensivierung des Südwest-Monsuns während der letzten Eiszeit ausgeschlossen werden kann, werden die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Grundwässer nicht mit einer stärkeren Bedeutung des Monsun-Systems assoziiert, sondern auf das Ausbleiben von Niederschlägen aus nördlichen und nordwestlichen Richtungen zurückgeführt, welches sich mit anderen Hinweisen auf kontinentale Aridität während des LGMs deckt (WEYHENMEYER et al. 2000).

Neben der relativ eindeutigen Abgrenzung dreier Hauptklimaphasen (spät-pleistozäne Humidität, arides LGM und holozänes Klimaoptimum) wies das Klima im Einflußbereich des Südwest-Monsuns gegen Ende der letzten Vereisung eine Reihe von Schwankungen auf, die teilweise mit der Dryas-Periode in hohen Breiten assoziiert werden (GASSE & VAN CAMPO 1994). Die Ursachen dieser weltweit nachgewiesenen Kältephase im Übergang von Pleistozän zu Holozän sind bislang unsicher. BUSH (2004)

vermutet, daß glaziales Schmelzwasser vom nordamerikanischen Kontinent zu dieser Zeit die Konvektion im Nord-Atlantik gehemmt haben könnte, welches die Oberflächenwässer ausreichend abgekühlt hätte, um weltweit ein Sinken der Temperaturen zu bewirken. Weiterhin hätten Schmelzwässer aus dem fennoskandischen Eisschild, die in die Nordsee mündeten, einen vergleichbaren Effekt auslösen oder die Wirkung der laurentischen Schmelzwässer verstärken können.

GASSE & VAN CAMPO (1994) weisen drei Hauptfaktoren nach, die sich ab ca. 11,5 ka B.P. auf Intensitäts- und Lageänderungen des Monsuns über dem Indischen Ozean ausgewirkt haben können. Veränderungen in der Menge empfangener Sonneneinstrahlung bilden zwar das Grundgerüst für post-glaziale Variationen des Klimageschehens, können jedoch nicht als hinreichende Erklärung für Ausmaß und Zeitpunkt dieser Vorgänge dienen, da die Insolation sowohl heute als auch zu Zeiten des LGMs vergleichbaren Schwankungen ausgesetzt war. Während der Zustand der Meeresoberfläche für diesen Zeitraum nicht als kritischer bzw. auslösender Faktor betrachtet wird, können Veränderungen an der Landoberfläche einstrahlungsbedingte Schwankungen im Klimasystem über Rückkopplungs- und Synergieeffekte verstärken. So hat das Einsetzen monsunaler Niederschläge aufgrund von Abweichungen im Strahlungshaushalt der Erde Einfluß auf die Entwicklung einer dichten Vegetationsdecke, die Verbreitung von Seen und Feuchtgebieten sowie auf die Bodenfeuchte. Diese Größen haben allesamt eine Abnahme der allgemeinen Oberflächen-Albedo und eine Zunahme des Methan-Gehalts in der Atmosphäre zur Folge, welches sich über einen positiven Rückkopplungseffekt in der Verstärkung der direkten Einwirkungen der Sonneneinstrahlung äußert. Erreichen jedoch die Seen ihre maximale Ausdehnung, so sinkt auch die Neubildung von Methan. Bei hohen Evaporations- und Evapotranspirationsraten erreicht weiterhin die Effektivität der einfallenden Sonneneinstrahlung ein Minimum und die Landoberfläche kühlt sich zunehmend wieder ab, welches wahrscheinlich den Monsunzyklus zum Erliegen bringt. Nachdem die Landmassen oberflächlich erneut ausgetrocknet sind und sich abermals erwärmt haben, steigt der Luftdruckunterschied zwischen kontinentalen Gebieten und dem Ozean wieder und Tiefdruckgebiete sorgen für Niederschläge, die den Kreislauf erneut in Gang setzen. Obwohl dieses Modell nur einen möglichen Zusammenhang zwischen erhöhter Sonneneinstrahlung und daraus resultierenden Prozessen aufzeigt, weist es jedoch auf die Komplexität des Klima- und – in diesem speziellen Fall – Monsunsystems hin, das innerhalb einfacher Ursache/Wirkungsgefüge nicht erklärt werden kann.

Die Schwierigkeit von ganzheitlichen Klimarekonstruktionen für eine bestimmte Region wie der Arabischen Halbinsel zeigt sich allein schon durch die Betrachtung

von Schwankungen, die innerhalb eines vergleichbar kurzen Zeitraums wie dem Holozän in diesem Gebiet auftreten konnten – aber nicht zwangsläufig mußten. Durch die Zusammenfassung und den Vergleich bestehender Untersuchungen zur weltweiten Klimavariabilität im Holozän konnten MAYEWSKI et al. (2004) sechs Phasen plötzlicher Klimaveränderungen nachweisen, die sich entsprechend ihrer Ursachen in drei Gruppen unterteilen. Jede dieser Schwankungen, deren Hauptursache wahrscheinlich in einem Wechselspiel zwischen dem Einfluß von Erdbahnparametern und der Sonnenvariabilität bestand, war in sich zwar schwächer als der glazial/interglaziale Wechsel, aber ausreichend, um Ökosysteme und die Entwicklung der menschlichen Kultur nachhaltig zu beeinflussen.

Das erste dieser Ereignisse zwischen ca. 9-8 cal. ka B.P. war im Holozän einmalig, da zu diesem Zeitpunkt noch Eisdecken in der nördlichen Hemisphäre vorhanden waren. Diese Phase scheint auf der Nordhalbkugel überwiegend von kühlen Temperaturen geprägt worden zu sein (z.B. das 8,2 ka Kälteereignis (vgl. ALLEY et al. 1997)), während sich in tropischen und subtropischen Breiten aufgrund eines schwächeren Monsuns kurzzeitig Trockenheit – in einer generell humiden Periode – durchsetzte.

Vier weitere plötzliche Klimaänderungen von ca. 6,0-5,0 cal. ka B.P., 4,2-3,8 cal. ka B.P., 3,5-2,5 cal. ka B.P. und 1,2-1,0 cal. ka B.P. lassen sich in eine gemeinsame Gruppe einordnen. Diese – für langfristige Klima-Trends im Pleistozän typischen - Ereignisse zeichnen sich durch einen Synchronismus von Abkühlung in hohen und Trockenheit in niederen Breiten aus, wobei die Schwankungen um 6,0-5,0 cal. ka B.P. und 4,2-3,8 cal. ka B.P. ausgeprägter und verbreiteter waren, als die von 3,5-2,5 cal. ka B.P. und 1,2-1,0 cal. ka B.P.

Die letzte Klimaschwankung setzte gegen ca. 600 cal. Jahren B.P. ein und war von kühlen Bedingungen in den Polar-Regionen und humiden Bedingungen in den Tropen geprägt. Die Aussagekraft dieser Phase, die wahrscheinlich die schnellsten und stärksten Klimaänderungen im Holozän aufwies, für die Rekonstruktion natürlicher Klimavariabilität ist umstritten, da ein signifikanter Einfluß des Menschen auf die Zusammensetzung der Atmosphäre nicht ausgeschlossen werden kann (MAYEWSKI et al. 2004).

Die Zusammenfassung holozäner Klimaschwankungen aus einigen Regionen der Erde zeigt, daß Begriffe wie das „holozäne Klimaoptimum“ häufig als Verallgemeinerungen für ein komplexes Klimageschehen dienen, das lediglich von einem Hauptmerkmal (verbreitet höhere Humidität) geprägt wurde. Obwohl bislang – aufgrund seltener hochauflösender Klimaarchive – lediglich einige wenige dieser Schwankungen auch auf der Arabischen Halbinsel nachgewiesen werden konnten (z.B. das 4,2 ka-

Ereignis und die kleine Eiszeit) ist somit zukünftig bei höherer Beprobungsdichte und erweiterten technischen Verfahren mit der Verzeichnung weiterer Klimaschwankungen in der Region zu rechnen.

Kontinentale und marine Indikatoren zeigen eine Reihe von möglichen Wirkungszusammenhängen auf, die für spät-quartäre Klimaveränderungen verantwortlich gemacht werden können. Obwohl eine Vielzahl dieser Ansätze nicht direkt vergleichbar ist und sich – im Fall von kontinentalen und marinen Merkmalsträgern – sogar widersprechen, akzeptieren alle Modelle den Zusammenhang zwischen Glazialen/Interglazialen und ihrem Einfluß auf die Lage der Luftdruckgürtel. Ob ein Monsun in jedem Fall für kontinentale Humidität verantwortlich gemacht werden kann, ist in dieser Beziehung vergleichsweise unerheblich, da es sich nur um Modellvorstellungen handelt, während reale Verhältnisse kaum Berücksichtigung finden.

So läßt sich im späten Pleistozän zwischen ca. 30 ka und 20 ka B.P. anhand unter 4.1 aufgeführter kontinentaler Fundstätten eine humide Phase nachweisen, die verbreitet höhere Niederschläge aufwies als das holozäne Klimaoptimum. Wenngleich auch der Zusammenhang dieser Feuchteperiode mit einem verstärkten SW-Monsun nicht eindeutig in Verbindung gebracht werden kann, da z.B. Tropfsteinablagerungen und damit Werte für $\delta^{18}\text{O}$ fehlen, so ist doch davon auszugehen, daß sich der äquatoriale Tiefdruckgürtel zu dieser Zeit nach Norden verschob und damit auch das Monsun-System beeinflusste. Die abnehmende Größe fossiler Seeablagerungen nach Norden und das seltenere Auftreten von Sinterablagerungen in derselben Richtung unterstützen diese Vermutung, sind jedoch kein Beweis für Niederschläge, die aus Tiefdruckgebieten über dem Indischen Ozean stammen. Für die nördlicheren Bereiche der Arabischen Halbinsel muß weiterhin der Einfluß des NW-Shamals berücksichtigt werden, da lakustrine Sedimente in der An Nafud nachgewiesen werden konnten und auch Nordost-Arabien eine höhere Humidität aufwies. Tiefdruckgebiete aus der Mittelmeerregionen waren somit an der Entstehung feuchterer Verhältnisse im Norden ebenso beteiligt wie der Südwest-Monsun in den südlicheren Bereichen der Arabischen Halbinsel. Eine Ausnahme in diesem System humider Bedingungen im Nahen/Mittleren Osten stellt die Mittelmeerküste Süd-Israels und die Sinai-Halbinsel dar, die bis mindestens 25 ka B.P. aride Verhältnisse aufwiesen und offenbar von keinem der beiden Prozesse betroffen, die auf der übrigen Halbinsel für den Transport feuchter Luftmassen sorgten (SANLAVILLE 1995).

Aus der Zeit des letzten glazialen Maximums scheint ein Großteil der Dünensysteme Arabiens zu stammen. Für den Abschnitt zwischen ca. 20 ka und 15 ka B.P. können nur äolische Ablagerungen nachgewiesen werden, während fluviatile oder

lakustrine Sedimente vollständig fehlen. Diese aride Phase kann eindeutig den veränderten Luftdruckverhältnissen infolge der Ausbreitung polarer Eismassen zugeschrieben werden. Intensive Hochdruckgebiete über den polaren Eiskappen verdrängten alle übrigen Luftdruckgürtel auf der Nordhalbkugel nach Süden und bewirkten über diese Kompression hohe Windgeschwindigkeiten, die die Oberflächenverdunstung zusätzlich erhöhten. Durch diese Verlagerung wurde der Südwest-Monsun weit in den Bereich des Indischen Ozeans verschoben und konnte damit keinen Einfluß auf das kontinentale Klimageschehen nehmen. Wie auch der Monsun muß der Shamal-Wind im nördlichen Arabien von dieser Verschiebung der Luftdruckzonen betroffen worden sein. Die Kerne rezenter Dünen in den Vereinigten Arabischen Emiraten zeigen eine leichte Abweichung, die um wenige Grad von der heutigen NW-SO-Ausrichtung versetzt ist. Dünen in der südwestlichen Rub' al Khali, die in ihrer Entstehung dem glazialen Maximum zugeschrieben werden, weisen überraschenderweise eine Anordnung auf, wie sie für heutige NO-Passatwinde in der Region typisch ist. Ob dies' als Hinweis auf identische Windverhältnisse während des LGMs gewertet werden kann, oder ob Überformungsprozesse für dieses Oberflächenbild verantwortlich sind, bleibt zweifelhaft.

Nach einer Transitionsphase im Anschluß an die letzte Eiszeit, die wahrscheinlich aufgrund einer Kombinationen orbitaler und postglazialer lokaler Faktoren uneinheitlich ausgeprägt war, setzte gegen 9 ka B.P. das holozäne Klimaoptimum ein, das bis ca. 5-6 ka B.P. andauerte. Ein Zusammenhang früh-holozäner Niederschläge mit einer Nordwärts-Verlagerung des SW-Monsuns ist so gut wie gesichert und wird durch eine Reihe von Untersuchungen an kontinentalen und marinen Sedimenten unterstützt. Obwohl der genaue Wirkungszusammenhang zwischen einem verstärkten Südwest-Monsun und kontinentaler Humidität noch nicht ausreichend geklärt ist, scheinen die Niederschläge – und damit der Monsun – während des holozänen Klimaoptimums nicht so ausgeprägt gewesen zu sein wie im späten Pleistozän. Innerhalb dieses Trends zu höheren Niederschlägen im frühen Holozän waren jedoch auch Schwankungen des Klimasystems eingebettet, die regional für eine kurzzeitige Rückkehr zu arideren Bedingungen sorgten.

Die Zusammenfassung der Ergebnisse von der Arabischen Halbinsel zeigt auch, daß Vereisungsperioden in hohen Breiten offenbar mit höherer Aridität in den Tropen und Subtropen verbunden sind, während Interglaziale in dieser Region für höhere Niederschläge sorgten. Dieses Bild deckt sich mit Untersuchungen aus anderen tropischen Wüsten der Erde (z.B. der Sahara), die ein vergleichbares Schema aufweisen.

*Es ist eine mathematische Tatsache, daß jeder Kieselstein,
den meine Hand fortwirft, den Schwerpunkt des
Universums verändert.*

Thomas Carlyle (1834)

9 Sediment-Stadien eines äolischen Ablagerungssystems

Zur vereinfachten und übersichtlichen Darstellung komplizierter naturwissenschaftlicher Zusammenhänge bieten sich Modelle an, die die realen Verhältnisse bzw. Annahmen über frühere Entwicklungen auf wenige Kenngrößen minimieren.

Nachfolgend soll versucht werden, das Modell der Sediment-Stadien eines äolischen Ablagerungssystems von KOCUREK & LANCASTER (1999) auf zwei Bereiche der Rub' al Khali anzuwenden und dabei Vergleiche bezüglich synchroner Entstehungsprozesse zu ziehen. Der erste Teil dieser Untersuchung behandelt die limitierenden Faktoren, die ein solches Kontinuum beeinflussen, und stellt das Modell vor. Der zweite Abschnitt überträgt die Theorie in den regionalen Kontext und verdeutlicht die Ablagerungsgeschichte anhand zweier Abbildungen. Das ursprünglich quantitative Modell wurde zu diesem Zweck auf ein qualitatives reduziert, da die Arabische Halbinsel ein – im Vergleich zur Sahara – nur spärlich geomorphologisch erfaßtes Gebiet darstellt. Dementsprechend weisen die Abbildungen keinen zeitlichen oder volumetrischen Maßstab auf, sondern dienen nur der Veranschaulichung der Zusammenhänge.

9.1 Haupteinflußfaktoren auf die Entwicklung eines äolischen Ablagerungssystems

Der Zustand eines äolischen Ablagerungssystems läßt sich im wesentlichen an drei Kenngrößen festmachen: dem Sediment-Nachschub, der Sediment-Verfügbarkeit und der Transportkapazität lokaler Winde. Variationen dieser Faktoren haben Einfluß auf den jeweiligen Status eines Sedimentkomplexes, sei es nun erosiv oder akkumulativ bis hin zu neutralem Bypass.

Sediment-Nachschub wird in diesem Zusammenhang als Ablagerungsmaterial adäquater Korngröße definiert, das als Ursprungsmaterial für ein äolisches System dienen kann. Dabei unterscheidet man in primäre und sekundäre Deflation dieser Sedimente, wobei primäre Deflation die Abtragung erstmalig abgelagerten Materials (z.B. Gips aus Seeablagerungen oder marine Karbonate) bezeichnet, während sekundäre Deflation die Erosion bereits aufgearbeiteten Materials (z.B. Alluvium als Produkt fluviatiler Prozesse) beschreibt. Sediment-Nachschub kann sowohl autochthon im System selbst durch die Reaktivierung bzw. Kannibalisierung älterer interner Bestandteile generiert werden, als auch durch allochthone Quellen außerhalb des Systems entstehen. Je nach Entwicklungszustand und Alter eines Komplexes äolischer Sedimente kommt es zu gemeinsamen Effekten beider Prozesse, wobei in jüngeren

Systemen externer Nachschub überwiegt, während ältere Komplexe internen Nachschub aus älteren lokalen Ablagerungen generieren.

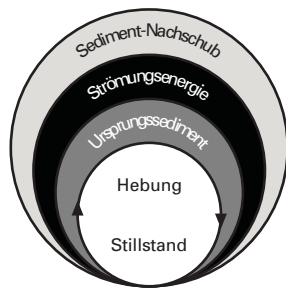
Sediment-Verfügbarkeit bezeichnet die Bereitschaft von Sandkörnern entsprechender Größe, von lokalen Winden in Saltation oder Reptation aufgenommen zu werden. Eine für die Verfügbarkeit ideale – in der Natur selten realisierte – Beschaffenheit weisen sphärische, gut sortierte lockere Sande auf, die in einer trockenen Umgebung abgelagert wurden. Abgesehen von Korngröße, -form und -sortierung behindern in erster Linie solche Prozesse die Aufnahme des Materials durch lokale Windverhältnisse, die den Schwellenwert für äolische Abtragung erhöhen. Neben Feuchtigkeit in oberflächennahen Bodenschichten, die aufgrund von Kapillarkräften Abtragung nur bis auf die, vom Grundwasserspiegel begrenzte, lokale Erosionsbasis zuläßt, sorgen Zementierung – z.B. durch Kalkverkrustungen – und höhere Vegetationsdichte für eine Stabilisierung der Sandablagerung. Letzterer Faktor – ebenso wie regional vorkommende Kies- und Schotterebenen – erhöht weiterhin die Oberflächenrauigkeit und führt somit zu Verwirbelungen, die die lokale Kraft des Windes verringern.

Die dritte Kenngröße für den Zustand eines äolischen Sedimentsystems ist die Transportkapazität des Windes und bezeichnet die Fähigkeit dieses Mediums, Sediment geeigneter Korngröße mit sich zu führen. Obwohl eine Reihe von Theorien und Formeln entwickelt wurden, um Sand-Transportraten zu quantifizieren, steht bislang lediglich fest, daß der Transport als kubische Funktion der Reibungsgeschwindigkeit (friction) variiert. Forschungen jüngerer Datums deuten weiterhin auf einen Zusammenhang zwischen atmosphärischen Turbulenzen und Veränderungen in der Transportfähigkeit des Windes hin.

Abbildung 9.1 faßt die Faktoren, die Einfluß auf Ausprägung und Quantität der drei Kenngrößen Sediment-Nachschub, Sediment-Verfügbarkeit und Transportkapazität haben, in einer schematischen Darstellung zusammen und unterteilt sie in drei Zyklen: tektonischer, klimatischer und relativer Meeresspiegelzyklus. Die Größe der jeweiligen Kreisflächen spiegelt dabei die Bedeutung der entsprechenden Zyklen-elemente für die beschriebenen Kenngrößen wieder. So nimmt beispielsweise der Sediment-Nachschub im tektonischen Zyklus über die zwischengeschalteten Punkte Ursprungssediment und Strömungsenergie bei Hebungs Vorgängen zu, während bei vollständigem Stillstand keine Veränderung erfolgt (KOCUREK 1999).

Im Gegensatz zu qualitativen Angaben über die Beschaffenheit eines Ablagerungskontinuums, die von den oben beschriebenen Wirkungszusammenhängen begrenzt werden, können quantitative Aussagen nur getroffen werden, wenn sich die drei Elemente innerhalb einer Dimension (Einheit) vergleichen lassen. Obwohl in nachfol-

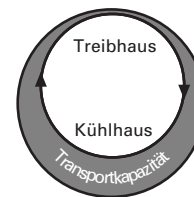
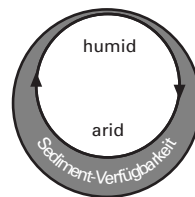
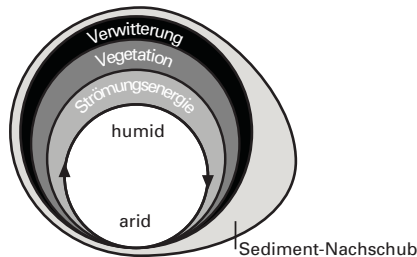
a) Tektonischer Zyklus



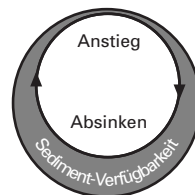
+

- Abgrenzung des Einzugsgebietes
- Räumliche Lage des äolischen Sandnachschubs
- Sediment-Typ

b) Klimatischer Zyklus



c) Relativer Meeresspiegel Zyklus



+

- Räumliche Lage des äolischen Sandnachschubs

Abbildung 9.1: Faktoren, die die Bedeutung von Sediment-Nachschub, Sediment-Verfügbarkeit und Transportkapazität des Windes innerhalb eines Ablagerungssystems beeinflussen (verändert nach KOCUREK 1999:244).

gender Erörterung aufgrund des Fehlens zuverlässiger quantitativer Daten aus dem Bereich der Arabischen Halbinsel auf die direkte Gegenüberstellung von numerischen Kenngrößen verzichtet wird, verdeutlicht diese Vereinheitlichung die Anwendbarkeit des Modells auf rezente Sandwüsten.

Den einfachsten Fall der Quantifizierung stellt der Sediment-Nachschub dar, der sich als volumetrische Rate messen lässt. Die Transportkapazität des Windes entspricht der potentiellen Transportrate q_p und bezeichnet damit die potentielle Sedimentzufuhr in ein äolisches System, die sich ebenfalls als volumetrische Rate abzeichnet. Sediment-Verfügbarkeit kann nicht direkt in einer vergleichbaren numerischen Größe erfaßt werden, sondern repräsentiert den dimensionslosen Prozentsatz einer Oberfläche, die zu einem bestimmten Zeitpunkt von Material adäquater Größenordnung bedeckt ist, um vom Wind aufgenommen zu werden. Selbst unter Berücksichtigung und Erfassung der genannten Faktoren stellt dieser Wert nicht zwangsläufig den aktuellen

Sedimentfluß zum äolischen System dar, da Transportpfade und die aerodynamische Beschaffenheit der Oberfläche nicht berücksichtigt werden. Die Sediment-Verfügbarkeit spiegelt sich jedoch auch in der aktuellen Transportrate q_a wieder, wobei das Verhältnis von q_a/q_p den Sättigungsgrad des Flusses definiert. Dementsprechend dient die aktuelle Transportrate als Annäherung für Sediment-Verfügbarkeit, die für die Differenz zwischen q_a und q_p verantwortlich gemacht wird und damit ebenfalls volumetrisch erfaßt werden kann.

Diese Umrechnung auf eine gemeinsame Einheit ermöglicht den direkten Vergleich der Kenngrößen und macht Veränderungen in der Entwicklung eines äolischen Systems numerisch meß- und nachvollziehbar.

9.2 Stadien eines äolischen Sediment-Systems

Äolische Sedimente, die einem Ablagerungssystem zugeführt werden, können sich auf vier verschiedene Arten auf den Zustand des Kontinuums auswirken. Der Sediment-Nachschub kann im System gespeichert werden (S) und zu einem späteren Zeitpunkt als verzögerte Sedimentzufuhr dienen (LI). Material, das unmittelbar nach der Entstehung und anschließenden Abtragung durch den Wind in das System gelangt, wird als zeitgleiche Zufuhr bezeichnet (CI). Eine Mischung aus zeitgleicher und verzögerter Zufuhr (CLI) entsteht, wenn zu einem Zeitpunkt sowohl remobilisiertes als auch frisches Sediment Einfluß auf die Entwicklung einer Sandfläche haben.

Diese drei Hauptstadien und ihre jeweiligen Untergruppen werden in Abbildung 9.2 mittels drei verschiedener Entwicklungsreihen visualisiert, die nicht nur den Zustand zu einem bestimmten Zeitpunkt wiedergeben, sondern auch Vorbedingungen und Zusammenhänge innerhalb eines Ablagerungssystems verdeutlichen.

Sediment kann an einem Ort gespeichert werden, wenn es nur bedingt zum Transport zur Verfügung steht. Zu diesem Zeitpunkt gilt $q_a < q_p$, da der Wind mehr Material mit sich führen könnte, als es die Oberflächenverhältnisse zulassen. Vegetation, schützende Schotterablagerungen oder ein hoher Grundwasserspiegel stabilisieren die Oberfläche bis zu einem Punkt, an dem lokale Winde keine Ablagerungen mehr in Bewegung setzen können und damit $q_a = 0$ ist (S_{AL}).

Neben begrenzter Verfügbarkeit kann auch begrenzter Transport zur Speicherung äolischen Materials führen. In diesem Moment gilt $q_a = q_p$, weil der Wind mit Sandkörnern und sonstigen leichten Bodenbestandteilen gesättigt ist und kein zusätzliches Material mehr aufnehmen kann. Sediment-Nachschub wird in diesem Fall schneller

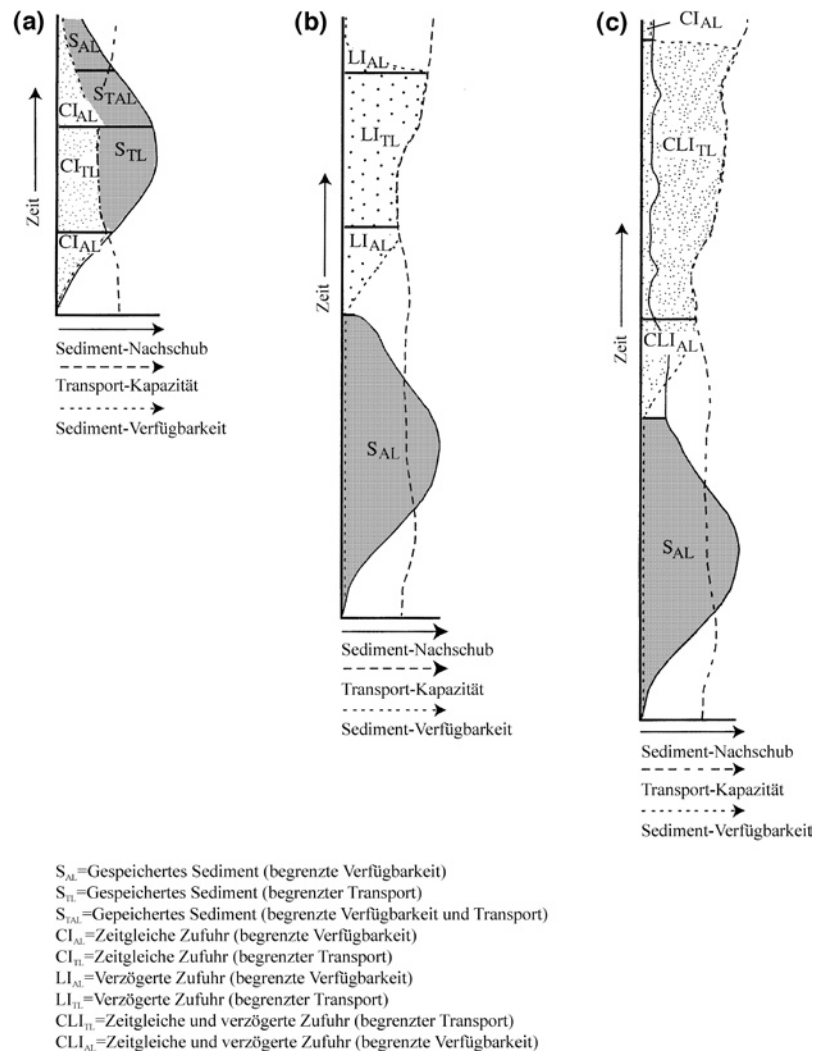


Abbildung 9.2: Schematische Darstellung verschiedener Sediment-Stadien in Abhängigkeit von Sediment-Nachschub, Sediment-Verfügbarkeit und Transportkapazität der Winde (verändert nach: KOCUREK & LANCASTER 1999:508).

generiert, als ihn der Wind transportieren kann und damit die aktuelle Transportrate der potentiellen Transportrate entspricht (S_{TL}).

Wirken beide Faktoren zusammen, so daß das Sediment aufgrund der Oberflächenstruktur nicht in den entsprechenden Mengen vom Wind aufgenommen werden kann, die Winde aber ohnehin zu schwach ausgeprägt sind, um Material zu transportieren, spricht man von gespeichertem Sediment, das aufgrund begrenzter Verfügbarkeit und limitiertem Transport abgelagert wurde (S_{TAL}).

Zeitgleiche Zufuhr (CI) entsteht aus nicht gespeichertem Sediment-Nachschub, der unmittelbar nach seiner Entstehung durch äolische Abtragung in das System gelangt. Die zeitgleiche Zufuhr wird in jedem Fall von der Transportfähigkeit des Windes begrenzt, da bei gesättigtem Fluß $q_a = q_p$ kein zusätzliches Material mehr aufgenommen werden kann (CI_{TL}).

Gilt $q_a < q_p$ – der Wind ist folglich nicht gesättigt – begrenzt die Verfügbarkeit äolisch transportfähigen Sediments die zeitgleiche Zufuhr, da Oberflächenfaktoren großräumige Erosion verhindern (CL_{AL}).

Für den Fall verfügbarkeitsbegrenzter, zeitgleicher Zufuhr, in dem die aktuelle Transportrate durch das Volumen des Sediment-Nachschubs begrenzt ist, entspricht die q_a -Kurve dem Verlauf der Sediment-Nachschub-Kurve.

Verzögerte Zufuhr (LI) bezeichnet die Abtragung von Sedimenten, die zu einem früheren Zeitpunkt aus unterschiedlichen Gründen (siehe S) abgelagert wurden. Wie bei zeitgleicher Zufuhr begrenzen Verfügbarkeit und Transport die verzögerte Zufuhr. Während bei transport-begrenzter Zufuhr der Luftstrom bereits gesättigt ist ($q_a = q_p$) und folglich kein zusätzliches Sediment aufgenommen werden kann (LI_{TL}), bietet das gespeicherte Material bei verfügbarkeits-begrenzter Zufuhr dem ungesättigten Wind ($q_a < q_p$) nicht ausreichend Sediment passender Korngröße an (LI_{AL}).

Für den Fall, daß sich das gespeicherte Sediment zunehmend erschöpft, geht ein gesättigter Partikelfluß in einen ungesättigten Zustand über, weil die aktuelle Transportrate aufgrund einer mangelnden Anzahl transportfähiger Sandkörner begrenzt wird. Im wesentlichen verläuft somit die zeitgleiche und verzögerte Zufuhr synchron, mit dem entscheidenden Unterschied, daß bei zeitlicher Verzögerung das Ursprungsmaterial nicht originär generiert wurde, sondern bereits ein oder mehrere Ablagerungszyklen durchlebte.

Bei Vorgängen, die sowohl Elemente zeitgleicher als auch verzögerter Zufuhr aufweisen (CLI), gelten die begrenzenden Faktoren Verfügbarkeit (CLI_{AL}) und Transport (CLI_{TL}) ebenso wie bei den einzelnen Untergruppen selbst.

Diese möglichen Sedimentstadien begrenzen zwar den Zustand eines äolischen Systems, zwingen ihm jedoch kein eindeutiges Muster auf. Bei Zuständen, in denen die Zufuhr den Abtransport aus dem Kontinuum übersteigt (positives Sediment-Budget) kommt es zur Ausbildung von Akkumulationsformen, die aus dem Differenzbetrag beider Faktoren zusammengesetzt sind. Sediment-Zufuhr bedeutet jedoch nicht zwangsläufig, daß sich auch Material innerhalb des Systems ablagert. Ist das Sediment-Budget ausgeglichen, so wird das äolisch transportierte Material nur durch das System geleitet (Bypass), ohne nennenswerte Veränderungen in Struktur und Ausdehnung hervorzurufen. Ein negatives Sediment-Budget zerstört hingegen zuvor abgelagerte Akkumulationen und entfernt dieses Material aus dem System. Diese Beziehung zwischen Sedimentzufuhr und -abtransport bzw. der daraus resultierenden Zustände läßt sich in einer Gleichung zusammenfassen, die die Konservierung des

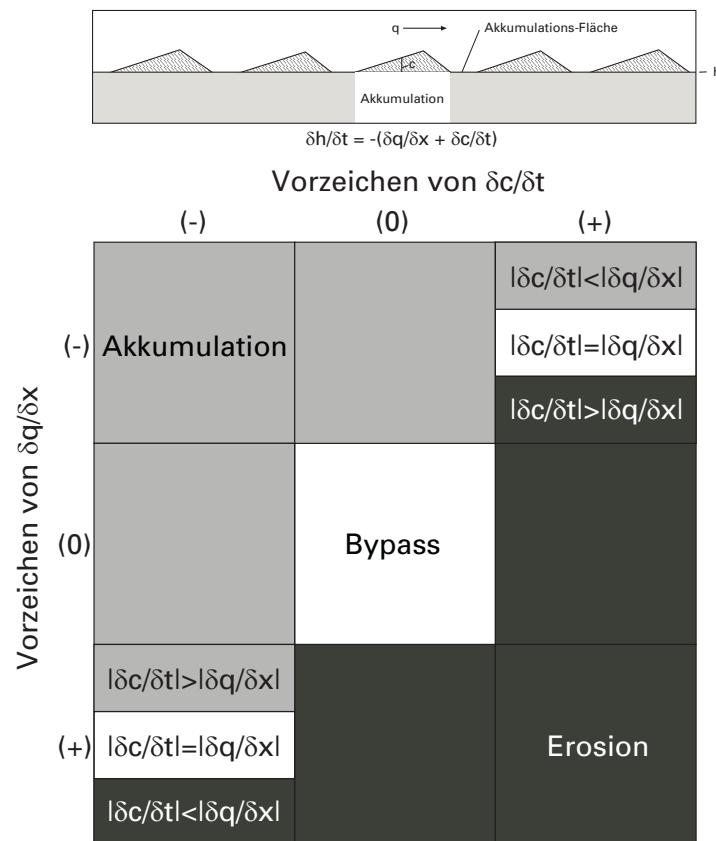


Abbildung 9.3: Schematische Darstellung der Kenngrößen, die Einfluß auf die Konservierung des Sediments haben (oben) und theoretische Lösungen der Gleichung (nach Vorzeichen) (verändert nach KOCUREK 1999:248).

Sediments innerhalb des Ablagerungskontinuums beschreibt. So gilt:

$$\delta h / \delta t = -(\delta q / \delta x + \delta c / \delta t)$$

wobei h die Höhe der Akkumulationsoberfläche beschreibt, t die Zeit ist, q die Transportrate in x -Richtung wiedergibt und c die Konzentration des Sediments im Transport darstellt (siehe Abb. 9.3). Aus dieser Gleichung ergeben sich drei potentielle Ausprägungen für das System, die in Abbildung 9.3 – nur nach dem jeweiligen Vorzeichen von $\delta q / \delta x$ bzw. $\delta c / \delta t$ – unterschieden werden (KOCUREK 1999).

9.3 Übertragung des Modells auf die Rub' al Khali

Die Zusammenfassung empirischer Ergebnisse in einem Schema von Wirkungszusammenhängen und Prozessen bringt naturgemäß eine Reihe von Vereinfachungen mit sich, die – durchaus gewollt – reale Verhältnisse auf ein Minimum an Gemeinsamkeiten reduzieren und damit Vorgänge übersichtlicher und nachvollziehbarer machen. Im Rahmen dieses Modells wird anhand der drei Kenngrößen Sediment-Nachschub, Transport-Kapazität und Sediment-Verfügbarkeit sowie der daraus resultierenden Se-

diment-Stadien die wechselvolle Landschaftsentwicklung in zwei Bereichen der Rub' al Khali beschrieben. Dabei handelt es sich einerseits um den Südwestteil der Arabischen Sandwüste, der im Quartär keinen Kontakt zu marinen Sedimentquellen hatte und dementsprechend kontinentalen Ursprungs ist. Diese Region wurde von McCLURE (1984) ausführlich untersucht und stellt einen der wenigen Bereiche Südarabiens dar, der anhand heute verfügbarer Informationen in ein solches Modell übernommen werden kann. Die nordöstlichsten Ausläufer der Rub' al Khali in den Vereinigten Arabischen Emirate bilden das zweite Untersuchungsgebiet, das sich sowohl in Struktur als auch Alter vom Südwesten der Halbinsel unterscheidet. In den Emiraten von Ras al Khaimah bis Abu Dhabi zeigt sich eindeutig der Einfluß mariner Ablagerungen auf die Entstehung kontinentaler Dünen. Trotz vergleichsweise guter Datenlage in diesen Gebieten – im Gegensatz zu weiten Bereichen Arabiens – muß berücksichtigt werden, daß ein großer Teil der zur Verfügung stehenden Informationen Unsicherheiten aufweist, oder zumindest zeitlich nicht immer eindeutig zugeordnet werden kann. Aus diesem Grund läßt sich auch das ursprüngliche, quantitative Modell aus der Mojave Wüste der Vereinigten Staaten nicht übertragen, da sowohl numerische Werte für die drei Kenngrößen fehlen, als auch das Untersuchungsgebiet in seiner räumlichen Ausdehnung mit entsprechenden Wirkungszusammenhängen nur in Teilbereichen erfaßt werden kann.

9.3.1 Südwestliche Rub' al Khali

Große Teile der heutigen westlichen und zentralen Rub' al Khali entstanden aus den Verwitterungsprodukten fluviatiler Sedimente, die während humider Phasen im Pliozän und frühen Pleistozän in Form von Schwemmfächern in einer topographischen Senke abgelagert wurden. Abbildung 9.4 weist dieses Material, das seinen Ursprung im westlichen Arabischen Schild – und damit eine exogene Quelle – hatte, als gespeichertes Sediment (S) nach. Obwohl die Winde im Übergang von Tertiär zu Quartär wahrscheinlich nicht die Intensität glazialer Systeme besaßen, scheiterte ein zeitgleicher äolischer Abtransport nicht an diesem Faktor, sondern ist in der fehlenden Verfügbarkeit geeigneten Materials zu suchen (S_{AL}). Humide Verhältnisse und eine fortwährende Ablagerung frischen Materials verhinderten die oberflächliche Austrocknung der Schwemmfächer, die zusätzlich von stabilisierender Vegetation bedeckt waren. Diese Umweltbedingungen ließen die Sediment-Verfügbarkeit gegen Null fallen und führten somit in weiten Bereichen der westlichen und zentralen Rub' al Khali zur Speicherung des plio-/pleistozänen Alluviums.

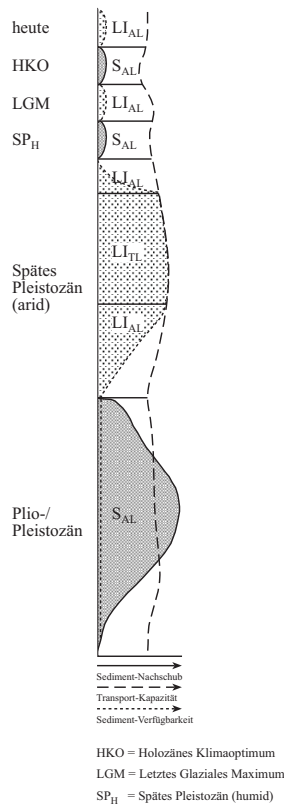


Abbildung 9.4: Schematische Darstellung der Sediment-Stadien in der südwestlichen Rub' al Khali während der Quartärs (nicht maßstäblich) (Eigener Entwurf nach KOCUREK & LANCASTER 1999).

Wenngleich nicht ausgeschlossen werden kann, daß sich bereits ab 700 ka B.P. in diesem Gebiet die ersten Dünen ausbildeten (EDGELL 1990), so ist doch anzunehmen, daß sich ein Großteil der Sandakkumulationen erst während einer ariden Phase im späten Pleistozän entwickelte (McCLURE 1984). Nachdem die Speicherung des alluvialen Materials beendet war und sich aride Klimaverhältnisse auf der Arabischen Halbinsel verbreitet hatten, konnten zunächst nur kleine Mengen an Sediment durch den Wind mobilisiert werden, weil die Oberfläche durch zurückliegende Prozesse stabilisiert worden war und damit eine sofortige Verwitterung sowie die äolische Aufnahme fluviatiler Sande erschwert wurde. Die Sediment-Zufuhr in das Ablagerungssystem Rub' al Khali war zu diesem Zeitpunkt folglich verfügbarkeitsbegrenzt, da aufbereitete alluviale Ablagerungen als verzögerte Zufuhr nicht ausreichten, um vollständig gesättigten Partikelfluß mit $q_a = q_n$ zu ermöglichen (LI_{AI}).

Mit zunehmender Aridisierung und Fortdauer dieser Bedingungen konnte das gespeicherte Material in einer zweiten Phase verzögerter Zufuhr besser abgetragen werden. Schützende Vegetationsbedeckung und der Zusammenhalt des Bodensubstrats durch kapillare Kräfte stellten sich aufgrund der Trockenheit erosiven Prozes-

sen nicht mehr entgegen, die für große Mengen transportfähigen Sediments sorgten. Selbst starke – unter Umständen auch glaziale – Winde waren nun nicht mehr in der Lage, alle zur Verfügung stehenden Bestandteile der Sand- bis Tonfraktion in das Ablagerungskontinuum zu befördern, so daß die Sediment-Zufuhr durch die Transportkapazität des Windes bei $q_a = q_p$ begrenzt wurde (LI_{TL}).

Gegen Ende der ariden Phase im späten Pleistozän bedeckten mächtige Pakete aufgewehten Sandes die pliozänen Schwemmfächerbereiche und schnitten damit die verzögerte Zufuhr aus gespeicherten Quellen vom Sedimentationskomplex ab. Infolgedessen sank auch der Anteil transportfähigen Materials, da auf ältere Ablagerungen kein Zugriff mehr bestand und kein neuer, zeitgleicher Nachschub generiert wurde. Das System wechselte erneut seine Beschaffenheit und kehrte zu einem verfügbarkeitsbegrenzten Zustand zurück (LI_{AL}), an dessen Ende lokale Winde die bestehenden Dünen nur noch überformten und keine Zufuhr mehr existierte.

Zu Beginn der spät-pleistozänen humiden Periode zwischen 35 ka und 20 ka B.P. stellte die Rub' al Khali offenbar eine widerstandsfähige Einheit niedriger Lineardünen dar, die nur noch von schwachen Winden oberflächlich modifiziert wurde. Höhere Niederschläge sorgten – neben der Stabilisierung der Dünen durch Vegetation – für ein geringes Maß an Sediment-Nachschub, das über Wadis mit Ursprung im Arabischen Schild bis in die marginalen Bereiche der großen Arabischen Sandwüste transportiert wurde. Da aufgrund der Klimabedingungen dieses Material dem System nicht zeitgleich zugeführt werden konnte, ging es in gespeichertes Sediment über (S_{AL}).

Während des Höhepunkts der letzten Eiszeit reaktivierten glaziale Winde hoher Geschwindigkeit und hyperaride Umweltbedingungen nicht nur die fossilen Dünensysteme älterer Akkumulationsphasen, sondern auch die fluviatilen Ablagerungen des späten Pleistozäns, die nun als verzögerte Zufuhr dienten (LI_{AL}). Im Gegensatz zu früheren ariden Phasen reichte das gespeicherte Sediment jedoch nicht aus, um die hohe Transportfähigkeit eiszeitlicher Winde auszunutzen, so daß die aktuelle Transportrate (neu zugeführten Materials!) immer unter ihrem potentiellen Wert lag ($q_a < q_p$). Werden hingegen reaktivierte fossile Dünen mit in das Modell aufgenommen (an dieser Stelle nicht praktiziert), ist gesättigter Fluß ($q_a = q_p$) zu dieser Zeit nicht ausgeschlossen bzw. wahrscheinlich (s. u.).

Das anschließende holozäne Klimaoptimum sowie der Übergang zur heutigen ariden Umwelt läßt sich mit den Bedingungen während der spät-pleistozänen humiden Phase bzw. des LGMs vergleichen. Obwohl die Feuchteperiode im frühen Holozän schwächer ausgeprägt war als ihr spät-pleistozäner Vorgänger, reichten die Niederschläge dennoch zur Ausbildung gespeicherten Sediments aus, das in der Transition

zu rezenten Verhältnissen als verzögerte, verfügbarkeitsbegrenzte Zufuhr diene. Seit diesem Zeitpunkt werden die Dünen der südwestlichen Rub' al Khali nur noch von Passatwinden aus nordöstlichen Richtungen überformt, wohingegen Zufuhr frischen Sediments in signifikanten Größen weitgehend nicht mehr existiert.

Dieses schematische Bild der Landschaftsentwicklung in der südwestlichen Rub' al Khali weist einige Unsicherheiten auf, die zum Teil auf das Modell selbst und zum anderen Teil auf die unzureichende Datenlage zurückgeführt werden können.

So ist bislang nicht geklärt, in welchem Maße das plio-/pleistozäne Alluvium, das auch heute noch weite Bereiche dieser Region unterlagert, als ausgeschöpftes Material betrachtet werden kann. Zwar werden diese Ablagerungen unter heutigen Bedingungen durch die überlagernden Sanddünen dem Einfluß des Windes überwiegend entzogen, andererseits läßt sich jedoch auch argumentieren, daß diese Sedimente nur vorübergehend nicht verfügbar sind und damit dem System zu einem späteren Zeitpunkt noch als zeitverzögerte Zufuhr dienen können. Ungeachtet dieser Situation haben solche Abwägungen nur geringen Einfluß auf die anschließenden Sedimentstadien, da sich allenfalls die Menge zeitverzögerter Zufuhr während des LGMs und unter rezenten Bedingungen vergrößert.

Bedeutenden Einfluß auf die Ausprägung der drei Kenngrößen im Zeitverlauf hat jedoch die Definition intern gespeicherten Sediments und seine zeitverzögerte Reaktivierung. In der modellartigen Darstellung der Verhältnisse zu Zeiten des glazialen Maximums wurde nur Material berücksichtigt, das neu in das System gelangte. Reaktivierte bzw. kannibalisierte Dünen und ihr Beitrag zur Sedimenttransport wurden nicht mit in die Untersuchung einbezogen, da sie sich bereits zuvor ablagerten und damit einen abgeschlossenen Zyklus repräsentieren. Diese Einschränkung spiegelt zwar die realen Bedingungen während des LGMs nicht vollständig wieder, ermöglicht aber die Unterscheidung in Phasen, die ansonsten von systembedingten, älteren Prozessen überlagert würden. Solche Vorgänge wären gleichsam kaum zu quantifizieren, weil das Ausmaß systemimmanenter Erosionsprozesse – auf große Flächen angewendet – bislang nicht zuverlässig meßbar ist.

9.3.2 *Nordöstliche Vereinigte Arabische Emirate*

Eine deutlich komplexere Abfolge verschiedener Sedimentstadien als die südwestliche Rub' al Khali weist die küstennahe Zone linearer Dünenelemente in den nordöstlichen Arabischen Emiraten auf. Diese wird in Abbildung 9.5 schematisch dargestellt und erstreckt sich vom späten Pliozän bis zu heutigen Verhältnissen.

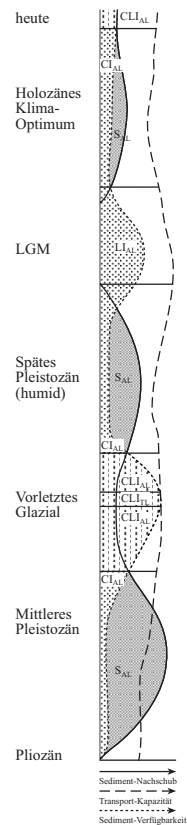


Abbildung 9.5: Schematische Darstellung der Sediment-Stadien in den nordöstlichen Vereinigten Arabischen Emiraten während des Quartärs (nicht maßstäblich) (Eigener Entwurf nach KOCUREK & LANCASTER 1999).

Einen entscheidenden Einfluß auf die Entwicklung dieses Dünengebietes hatte die Entstehung des Arabischen Golfes im späten Tertiär. Als das Meer gegen Ende des Pliozäns in das formgebende Becken von Osten her eindrang, wurden in den Folgezeit große Mengen unterschiedlichen Materials (von Sebkhaschlämmen über biogene Karbonate bis hin zu siliziklastischen Sanden) abgelagert, die – aufgrund der sie überlagernden Wassermassen – als Quelle für äolisch transportierbares Sediment nicht zur Verfügung standen und dementsprechend gespeichert wurden (S_{AL}). Während humider Phasen im frühen Pleistozän wurde dieser Nachschub durch fluviatile Ablagerungen aus dem Oman-Gebirge ergänzt, die wegen Oberflächenstabilisierung jedoch nicht direkt in das System gelangten. Neben angesammelten Substanzen stand jedoch auch ein geringer Teil der in Küstennähe erzeugten biogenen Karbonate unmittelbar nach seiner Entstehung dem Transport zur Verfügung, so daß Abbildung 9.5 im unteren Bereich eine geringfügige Komponente zeitgleicher, verfügbarkeitsbegrenzter Zufuhr aufweist (Cl_{AI}).

Im mittleren Pleistozän hatte der Arabische Golf seine größte Ausdehnung erreicht und zog sich nun langsam wieder nach Osten zurück. Während dieses Zeitraums ver-

ringerte sich naturgemäß auch die Menge abgelagerten Materials und der subaërisch exponierte Meeresboden offenbarte ein Überangebot transportfähigen Sediments, das zunächst jedoch nicht ausreichte, um einen gesättigten Wind zu generieren. Da weiterhin zeitgleiche Zufuhr aus der – nun verlagerten – Küstenzone existierte, läßt sich dieses Sedimentstadium durch zeitgleiche und verzögerte Zufuhr kennzeichnen, die nur durch mangelnde Verfügbarkeit begrenzt wurde.

Auf dem Höhepunkt der vorletzten Eiszeit dominierten wahrscheinlich starke und unidirektionale Winde, die aus der Kompression der Luftdruckgürtel unter glazialen Bedingungen entstanden. Dennoch reichte diese Transport-Kapazität bei ariden bis hyperariden Verhältnissen nicht aus, um sämtliches verfügbares Material vom ehemaligen Grund des Arabischen Golfes und den Schwemmfächern entlang des Omangebirges aufzunehmen, so daß nicht nur die verzögerte, sondern auch die zeitgleiche Zufuhr von diesem Faktor begrenzt wurde (CLI_{TL}).

Gegen Ende des vorletzten Glazials begannen sich die oberflächlich exponierten Sedimente des Meeresbodens langsam durch die Ausbildung von Kalk- und Gipskrusten zu verfestigen und reduzierten damit das zur Verfügung stehende Material. Die Transport-Kapazität war zu diesem Zeitpunkt nicht mehr die kritische Größe für die Sediment-Zufuhr, die erneut von mangelnder Disponibilität abhängig war (CLI_{AL}).

Wie bereits im Übergang von Pliozän zu Pleistozän wurde das Sedimentstadium des Untersuchungsgebietes während der spät-pleistozänen humiden Phase von einer größeren Menge gespeicherten Sediments (S_{AL}) und einem kleinen Anteil zeitgleicher Zufuhr (CI_{AL}) geprägt, die aufgrund höherer Niederschläge und der damit verbundenen relativen Stabilität des Bodensubstrats vom Vorhandensein geeigneter Korngrößen eingeschränkt waren. Obwohl der Arabische Golf in diesem Zeitabschnitt nur noch einen Bruchteil seiner ursprünglichen Größe aufwies und dementsprechend nur noch einen geringen Beitrag zum Sediment-Nachschub liefern konnte, wurde dieser Ausfall zum Teil durch Material kompensiert, das über fluviatile Prozesse (z.B. durch das Euphrat-/Tigris-Delta oder das Omangebirge) in den Einflußbereich des Untersuchungsgebietes gelangte.

Das letzte glaziale Maximum war durch verzögerte Zufuhr äolisch transportierbarer Sedimente gekennzeichnet (LI_{AL}). Zu dieser Zeit existierte weder zeitgleiche Zufuhr, da der Arabische Golf vollständig ausgetrocknet war, noch wurde Alluvium aus den umliegenden montanen Gebieten der Arabischen Halbinsel abgelagert, weil arides bis hyperarides Klima vorherrschte. Dieser Zustand änderte sich erst, als zu Beginn des Holozäns der weltweite Meeresspiegel anstieg und das Wasser wieder in den Golf zurückkehrte. Zeitgleich nahm auch die kontinentale Humidität – nach einigen kurzzeiti-

gen Klimaschwankungen – zu und sorgte in verringertem Ausmaß für die Ablagerung fluviatiler Sedimente entlang der Gebirgsregionen. Das Depositions-System bestand folglich aus den beiden Komponenten CI_{AL} (biogene Karbonate aus der Küstenregion) und S_{AL} (gespeichertes Alluvium und Ablagerungen im Arabischen Golf).

Unter heutigen Bedingungen findet nur noch begrenzte Erosion der früh-holozänen Sedimente statt, wohingegen weiterhin biogenes Material entlang der Küstenlinie entsteht. Der Zustand läßt sich somit als CLI_{AL} beschreiben, da geeignete Korngrößen nie in ausreichender Anzahl vorhanden waren, um einen gesättigten Fluß mit $q_a = q_p$ zu generieren.

Wie bereits das Modell der südwestlichen Rub' al Khali weist auch dieses zweite Schema einige Unsicherheiten auf, die im Rahmen dieser Untersuchung zwar nicht geklärt werden können, nachfolgend aber kurz Erwähnung finden.

So kann beispielsweise nicht ausgeschlossen werden, daß während des LGMs Sediment in größerer Fülle zur Verfügung stand, als dieses das Modell abbildet. Dem entsprechend wäre die Sedimentzufuhr nicht durch unzureichende Verfügbarkeit, sondern durch die Transport-Kapazität des Windes begrenzt worden. Da aber einerseits intensive glaziale Winde für den Abtransport des Materials verantwortlich waren und andererseits der subaërisch exponierte Boden des Arabischen Golfes durch oberflächige Verkrustungen stabilisiert wurde, bestehen Zweifel an einem identischen Wert für aktuelle (q_a) und potentielle Transportrate (q_p). Sollte dieses dennoch der Fall gewesen sein, stimmen in diesem Bereich des Modells die Kurven für Transport-Kapazität und Sediment-Verfügbarkeit überein und müssen demnach zu einer Linie vereinigt werden (siehe auch im Abschnitt des vorletzten Glazials).

Weiterhin ist die Komponente zeitgleicher Zufuhr aus biogenen Karbonaten der Küstenzone wahrscheinlich überrepräsentiert. Da jedoch keine genauen Angaben über den Beitrag dieses Elementes zum Gesamtsystem existieren und es sich nur um ein qualitatives Modell handelt, dient die vergrößerte Darstellung dieses Faktors allein der einfacheren Übersicht.

Die Reaktivierung fossiler Dünensysteme – deren Alter hier nur grob mit „vorletztes Glazial“ angegeben wird – findet hier ebensowenig Berücksichtigung wie in der südwestlichen Rub' al Khali. In den nordöstlichen Emiraten würde dieser Faktor die Übersichtlichkeit des Modells weiter erschweren, da nicht nur während des LGMs, sondern auch im späten Pleistozän und mittleren Holozän ein Teil der Küstendünen erodiert wurde. Zu diesem Zeitpunkt war der Meeresspiegel im Arabischen Golf um 1-3 m höher als heute, so daß litorale Bereiche überschwemmt und umliegende Dünen bis auf den lokalen Grundwasserspiegel erodiert wurden.

9.4 Reaktivierung alter Sedimente und Dünenrecycling

Die Bedeutung reaktivierten Sediments auf die Entstehung heutiger Dünen bzw. auf das Fehlen solcher Ablagerungen aus bestimmten Zeitabschnitten wurde unlängst von STOKES & BRAY (2005) im Südwesten der Vereinigten Arabischen Emirate demonstriert (vgl. Kapitel 3.5). Da sich die Ergebnisse dieser Studie nur bedingt in das Modell von KOCUREK & LANCASTER (1999) einarbeiten lassen, weil mehrere Ablagerungsphasen im System gespeicherter und anschließend recycelter Sedimente die Übersichtlichkeit und Aussagekraft des Diagramms beeinträchtigen würden, wird die Entwicklung und Erhaltung der Dünensysteme in den Liwa-Oasen nachfolgend anhand eines Schemadiagramms erläutert und verdeutlicht (vgl. Abbildung 9.6).

Die ältesten Sedimente der Al Qâfa-Al Liwa Region wurden während des Übergangs vom trockenen MIS 6 (Glazial) zum feuchteren MIS 5 (Interglazial) abgelagert. Da kaum MIS 6-Ablagerungen erhalten blieben, muß dieses Material ständig Umformungen durch Dünenbewegungen unterlegen haben, da offensichtlich keine signifikante Verfestigung stattfand.

Im Übergang zu MIS 5 wurde wie in MIS 6 gespeichertes Sediment aus dem Arabischen Golf, der zu dieser Zeit aufgrund eines niedrigen Meeresspiegels ausgetrocknet war, mittels zeitverzögerter Zufuhr aus nordwestlichen Richtungen in der Region abgelagert und bildete sowohl in Küstennähe als auch etwas später in den Liwa-Oasen mächtige Sandpakete aus. Durch eine Zunahme der Humidität und einen Anstieg des Meeresspiegels auf sein spät-pleistozänes Maximum verfestigte sich dieses Material und blieb bis heute unter rezenten Dünen erhalten.

Da kaum Ablagerungen aus der Zeit von MIS 2 bis MIS 4 in den Emiraten vorhanden sind, kann über die Prozesse dieses Abschnitts nur anhand vergleichbarer Sedimente in der Wahiba (vgl. PREUSSER et al. 2002) spekuliert werden. Das häufigere Vorkommen von MIS 2 und MIS 4 Sedimenten in der Wahiba ist möglicherweise auf das bessere Erhaltungspotential von linearen Dünen gegenüber Barchanen in der Liwa-Region zurückzuführen.

Wahrscheinlich bildeten sich bei fallendem Meeresspiegel und trockenen Bedingungen während MIS 4 Dünen aus, die erneut durch zeitverzögerte Zufuhr aus den gespeicherten Sedimenten im Arabischen Golf gespeist wurden. Obwohl nicht ausgeschlossen werden kann, daß auch ein Teil des konservierten Materials aus dem Beginn von MIS 5 reaktiviert wurde, muß dieser Prozeß von untergeordneter Bedeutung gewesen sein. Diese Ablagerungen wurden während des humideren MIS 3 bei weiterhin niedrigem Meeresspiegel offensichtlich lediglich schwach konserviert, da

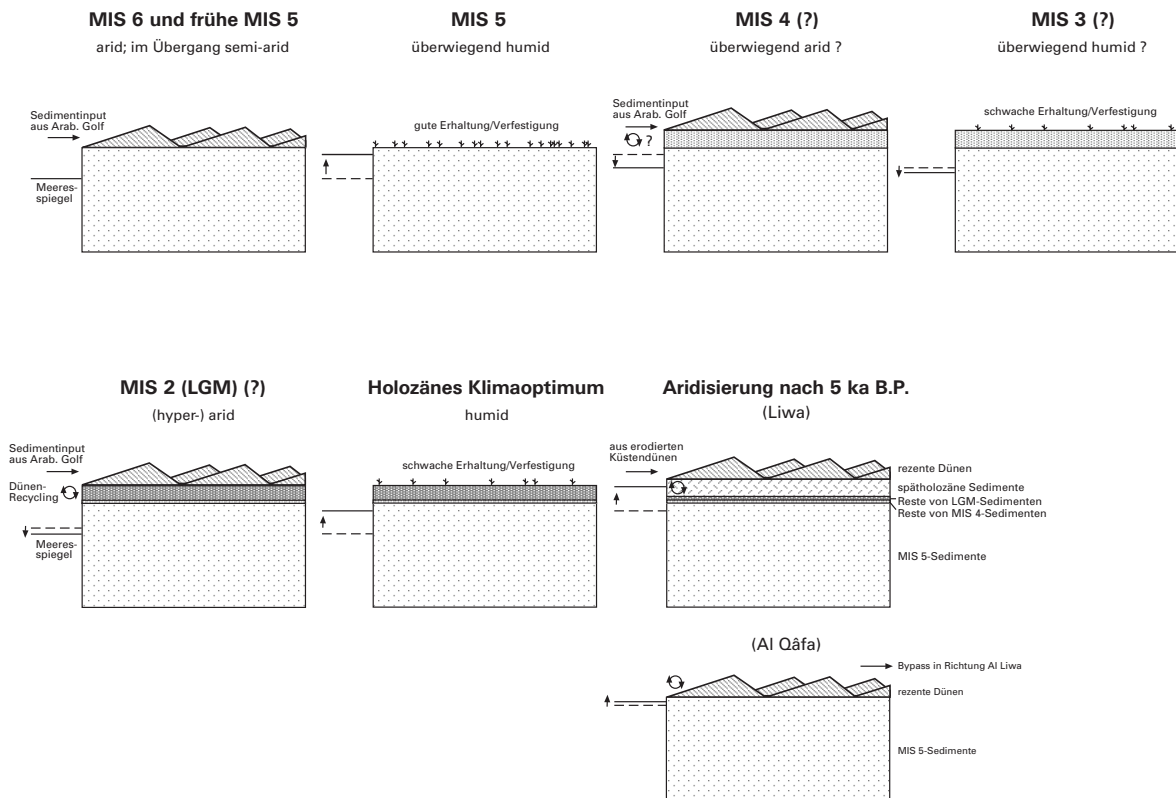


Abbildung 9.6: Schematische Darstellung der Ablagerung und Erosion äolischer Sedimente in der Liwa und Al Qâfa-Region der Vereinigten Arabischen Emirate (Eigener Entwurf nach STOKES & BRAY 2005).

nur sehr selten Sedimente aus diesem Zeitabschnitt nachgewiesen werden konnten. Die wenigen erhaltenen Sedimente aus MIS 4 stammen sämtlich aus den Liwa Oasen, wohingegen in der Al Qâfa Region dieses Material fehlt. Wahrscheinlich reichte die Verfestigung in MIS 3 nicht aus, um den starken glazialen Winden bei extremer Aridität zu widerstehen. Diese Winde aus nordwestlicher Richtung führten zwar bereits abgetragenes Material aus dem trockenen Arabischen Golf mit sich, der Partikelfluß scheint jedoch zu dieser Zeit immer noch ungesättigt gewesen zu sein, so daß die MIS 4-Sedimente erodiert und zu neuen Dünen recycelt wurden. Die vereinzelt MIS 4-Ablagerungen in der Liwa Region erklären sich durch deren Beckenlage, da dort die Transportkapazität des Windes nachließ und die Wahrscheinlichkeit der Erhaltung zunahm. Gleiches gilt für das später abgelagerte und bis heute konservierte Material aus MIS 2.

Ähnlich wie die MIS 4-Sedimente konnten auch die Dünensande des letzten glazialen Maximums, die ihrerseits wahrscheinlich bereits aus recycelten MIS 4-Material bestanden, bei langsam steigendem Meeresspiegel während des holozänen Klimaoptimums nicht ausreichen verfestigt werden. Zu Beginn der holozänen Aridisierung stand dem Wind fast kein gespeichertes Material aus dem Arabischen Golf mehr zum

Transport zur Verfügung, da die Wassermassen beinahe ihren heutigen Stand erreicht hatten. Dementsprechend erodierten Nordwestwinde mit – aufgrund fehlender suspendierter Partikel – hoher Transportkapazität zunächst die küstennahen Dünen aus MIS 2 bis auf den lokalen Grundwasserspiegel und transportierten das Material in Richtung der Liwa Oasen. Dabei wurden die Sedimente der Al Qâfa Region bis auf die Oberfläche der MIS 5-Ablagerungen abgetragen, so daß rezente wandernde Dünen (Bypass) direkt über ca. 150.000 Jahre alten verfestigten Sanden ruhen. In der Liwa-Senke setzte zu dieser Zeit ebenfalls die Kannibalisierung der LGM-Sedimente ein und neue Dünen bildeten sich aus. Aufgrund der tieferen Lage und der damit geringeren Transportkapazität der Winde blieb jedoch ein Teil der holozänen äolischen Akkumulationsformenerhalten und wurde nicht weiter in südöstliche Richtungen weitergeleitet. Die Erhaltung dieser Mega-Barchane, die zwischen 2,7 ka und 5,4 ka B.P. innerhalb relativ kurzer Zeit entstanden, steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit der holozänen marinen Transgression, da sich Meeresspiegelmehrstände positiv auf die Konservierung von äolischen Sedimenten (wie zu Beginn von MIS 5) auszuwirken scheinen.

Das vorliegende Modell verdeutlicht die Bedeutung von reaktiviertem Material für den Nachweis von ariden Bedingungen auf der Arabischen Halbinsel. Einerseits widerspricht es der gängigen Theorie, daß heute nachweisbare Ablagerungsphasen äolischen Sandes immer mit maximaler Aridität assoziiert sind, sondern veranschaulicht die Wichtigkeit nachfolgender Erhaltungsprozesse unter humideren Klimaverhältnissen und höherem Meeresspiegel.

Andererseits zeigt es auf, daß fehlende äolische Sedimente in Ablagerungschronologien aus Wüstengebieten nicht zwangsläufig gegen die Existenz einer Trockenphase sprechen, sondern daß die Konservierung bzw. das Recycling des Materials eine bedeutende Rolle spielen können.

9.5 Schlußfolgerungen

Die Rub' al Khali als landschaftsprägendes Element der südlichen und zentralen Halbinsel erscheint auf den ersten Blick als homogenes Gebilde äolischer Sande, das lediglich über die räumlich differenzierte Anordnung verschiedener Dünentypen in Einzelbereiche unterscheidbar ist. Allein der Vergleich zweier Regionen in den südwestlichen und nordöstlichen Ausläufern der großen Arabischen Sandwüste zeigt jedoch bereits ein abweichendes Muster paläogeographischer Genese. Würde diese Erfassung auf andere Gebiete innerhalb dieses Komplexes erweitert und systemim-

manente Überformungen und Dünenrecycling berücksichtigt – welches zum jetzigen Zeitpunkt aufgrund der unzureichenden Datenlage kaum möglich ist – sind eine Vielzahl unterschiedlicher Entwicklungsgeschichten zu erwarten, die in ihrer Gesamtheit die heutige Rub' al Khali ausmachen. Obwohl solche lokalen Vorbedingungen zweifelsohne innerhalb abgegrenzter Bereiche von großer Bedeutung sind, ordnen sie sich bei längerfristiger Betrachtung hingegen globalen bzw. überregionalen Klimatrends unter. So lassen sich zwischen beiden dargestellten Modellen Gemeinsamkeiten feststellen, die – trotz abweichender Entstehung – auf zeitbedingte Klimaveränderungen zurückzuführen sind. Ein solches Element stellt das späte Plio-/Pleistozän dar, das sowohl im Südwesten als auch Nordosten Arabiens von hoher Humidität und dementsprechenden Ablagerungen geprägt war. Weitere Beispiele sind die spät-pleistozäne Feuchteperiode, das LGM und das holozäne Klimaoptimum. Diese Klimaphasen bilden jedoch nur das Grundgerüst der jeweiligen Landschaftsentwicklung, während regionale Faktoren wie z.B. Küstennähe oder Muldenlage über das konkrete Erscheinungsbild und die Ablagerungssystematik entscheiden. Eine Sandwüste ist folglich nur in seltenen Fällen das Produkt einer kontinuierlichen Genese, sondern das Ergebnis einer Vielzahl untergeordneter Prozesse, die erst in ihrer Gesamtheit ein Ganzes bilden.

10

*Was der Vater gemacht hat, kann auch der Sohn machen
und genießen; aber daneben hat er seine eigene, ihm
allein zugemessene Aufgabe. Dadurch wachsen alle
Dinge und wälzen sich weiter; Künste, Einrichtungen,
Meinungen, nichts ist vollendet, sondern immer nur in der
Vollendung begriffen.*

Thomas Carlyle (1834)

10 Fazit

Betrachtet man die spät-quartären Klimaveränderungen im Bereich der Arabischen Halbinsel und die daraus folgenden Konsequenzen für die Landschaftsentwicklung als geschlossene Einheit, so läßt sich ein eindeutiger Zusammenhang zwischen diesen Schwankungen und dem Wechsel von Glazialen und Interglazialen feststellen. Dabei entsprechen Glaziale den Phasen hoher Aridität und intensiver Winde in Arabien während Interglaziale für humidere Bedingungen in der Region sorgten.

Entsprechend der Zielsetzung der vorliegenden Arbeit wurden diese Klimaschwankungen für die Zeitabschnitte des späten Pleistozäns (> 35 ka B.P.), der spät-pleistozänen Feuchtphase, des Maximums der letzten Eiszeit sowie des holozänen Klimaoptimums intensiver untersucht.

Obwohl die Zahl absoluter Datierungen aus der Zeit vor mehr als 35.000 Jahren vergleichsweise gering ist, konnten Untersuchungen an Tropfsteinen im Oman und Jemen sowie vereinzelt in Saudi Arabien die Bedeutung monsunaler Niederschläge für die Umweltbedingungen während der Interglaziale eindeutig nachweisen. Da diese Ablagerungen nicht nur umgehend auf vergangene Klimaveränderungen reagierten und damit in der Regel ein schlüssiges und hochauflösendes zeitliches Gefüge aufweisen, sondern auch über ihre Zusammensetzung und Gehalt von $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen Hinweise auf die Art der Niederschläge liefern, kann davon ausgegangen werden, daß sich die innertropische Konvergenzzone während der Interglaziale nach Norden verlagerte und größere Teile Arabiens als heute den Einflüssen des Südwest-Monsuns – und damit humideren Bedingungen – unterlagen.

Die Fähigkeit von Stalagmiten und Stalaktiten, auch kurzfristige Klimawechsel aufzuzeichnen, ermöglichte den Nachweis eines Zusammenhangs zwischen den Temperaturen im Nordatlantikbereich und der Intensität des Indischen Monsuns. So sind in einem Tropfstein von Sokotra aus der Zeit von 42-54 ka B.P. nicht nur mehrere Dansgaard/Oeschger-Ereignisse belegbar, sondern auch eine nahezu parallele Entwicklung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Tropfsteinen und Temperaturveränderungen im GRIP-Eisbohrkern auf Grönland zu verzeichnen, wobei höhere Temperaturen den Phasen intensiver Monsunzirkulation entsprechen, während niedrige Temperaturen zeitgleich zu einem schwachen Monsun auftraten. Die Wirkungszusammenhänge zwischen beiden Elementen sind bislang nicht eindeutig geklärt, die synchrone Entwicklung der beiden Werte offenbart somit jedoch einen weiteren Einflußfaktor auf das Klima der Arabischen Halbinsel.

Neue Untersuchungen in der Liwa Region der UAE und der Wahiba im Oman deuten zwar an, daß es während der Glaziale zu einer Ausbreitung der Sandwüstengebiete aufgrund hoher Aridität gekommen sein muß, ob diese Sedimente jedoch verbreitet bis heute erhalten wurden und damit den Kern heutiger Dünen bilden, ist jedoch unsicher. Ein Großteil der konservierten äolischen Akkumulationen stammt aus dem frühen MIS 5 (Interglazial), als die Bedingungen (hoher Meeresspiegel, größere Humidität) ausreichten, um das abgelagerte Material zu verfestigen und vor anschließender Erosion zu schützen. Spätere Sedimente wurden kaum konserviert, sondern in folgenden Generationen recycelt, so daß heute holozäne Dünen direkt über frühen MIS 5-Sanden lagern.

Diese Studien verdeutlichen, daß mächtige Pakete äolischen Sandes in Ablagerungssequenzen nicht unbedingt auf ein Maximum der Aridität zum Entstehungszeitpunkt hindeuten müssen, sondern auch besonders günstige Erhaltungsbedingungen widerspiegeln können. Weiterhin stellt sich die Frage nach dem wahren Alter heutiger Dünensysteme, da wiederholte Aufarbeitungsphasen bzw. selektive Erhaltung nicht ausgeschlossen werden können. Ob diese Sedimente wirklich jünger oder älter sind, als bisher angenommen, können nur weitere Datierungen von Ablagerungssequenzen in den Arabischen Sandwüstengebieten ergeben.

Während sich humide Phasen des mittleren und späten Pleistozäns > 35 ka B.P. im Gebiet der Arabischen Halbinsel gut über Tropfsteinablagerungen nachweisen lassen, fehlen diese Sedimente für den Zeitraum von ca. 35 bis 20 ka B.P. fast vollständig. Die einzigen U/Th-datierten Sinter dieses Abschnitts stammen außerdem von der jemenitischen Insel Socotra, die aufgrund ihrer südlichen Lage von jeher stärker von monsonalen Niederschlägen begünstigt wurde.

Hauptindikatoren für eine spät-pleistozäne Feuchtphase sind dagegen fossile Seeablagerungen, die verbreitet in den Sandwüstengebieten zu verzeichnen sind, sowie fluviale Sedimente, die auf eine Reaktivierung älterer Abflußkanäle – wie des Arabischen Flusses – hindeuten.

Obwohl ein Großteil der spät-pleistozänen Seen in der Rub' al Khali und An Nafud wahrscheinlich nur durch wenige aber intensive monsunale Niederschlagsereignisse entstand und diese anschließend langsam wieder austrockneten, deutet die Mächtigkeit der Ablagerungen und ihre Anordnung am Fuß oder zwischen den Dünen darauf hin, daß die Humidität innerhalb dieses Zeitabschnittes höher gewesen sein muß, als während des holozänen Klimaoptimums. Eine Ausnahmeposition unter den lakustrinen Sedimenten dieser Phase nimmt der Lake Mundafan ein, der aufgrund seines größeren Einzugsgebietes von Abflußwässern aus dem Bereich der Al Arid

Schichtstufe profitieren konnte und damit eine bedeutend längere Ablagerungschronologie ausbildete. In dem lakustrinen Material eingeschlossene Pollen und Pflanzenreste deuten darauf hin, daß zu dieser Zeit Savannen- und Halbwüstenvegetation die Umwelt prägte und – bei nur geringfügig veränderter Artenzusammensetzung aber höherer Dichte – einen Großteil der älteren Dünen stabilisierte, welches in der Nähe der Seen die Ausbreitung höherer Fauna begünstigte.

Für ein vergleichsweise humides spätes Pleistozän spricht auch die Reaktivierung der großen Abflußsysteme der Arabischen Halbinsel. Diese erreichten während dieses Abschnitts zwar nicht die Ausdehnung ihrer pleistozänen und spät-tertiären Vorgänger, Art und Mächtigkeit des abgelagerten Materials deuten aber auf eine Phase mit ausgeprägter Humidität hin.

Trotz dieser eindeutigen Hinweise auf humide Bedingungen während ca. 35-20 ka B.P. ist bislang unklar, warum zu dieser Zeit in den Höhlensystemen des Omans und Jemens keine nachweisbare Tropfsteinaktivität stattfand. Wie in vorhergehenden und nachfolgenden Zeitabschnitten wird davon ausgegangen, daß sich der Einflußbereich des Indischen Monsuns in dieser Periode nach Norden über die Arabische Halbinsel ausbreitete und dementsprechend für höhere Niederschläge – und damit intensivere Sinterbildung – sorgte. Ob das Fehlen dieser Ablagerungen lediglich auf die zufällige Auswahl des beprobten Materials zurückzuführen ist und damit über eine höhere Stichprobe die erwarteten Ergebnisse erzielt werden können, oder ob andere Klimafaktoren bzw. Mechanismen dafür verantwortlich sind, daß lakustrine und fluviale Sedimente – aber keine Tropfsteine – abgelagert wurden, kann zum jetzigen Zeitpunkt nicht eindeutig geklärt werden und stellt damit einen weiteren Ansatzpunkt für künftige Untersuchungen dar.

Als weite Teile des nördlichen Europas während des letzten glazialen Maximums von einer mächtigen Eisschicht bedeckt wurden, setzten sich im Gebiet der Arabischen Halbinsel sehr trockene Umweltbedingungen durch. Aufgrund der Kompression der Luftdruckgürtel infolge der weit südlich vordringenden Eismassen war dieser Zeitabschnitt im Bereich des nördlichen Wendekreises wahrscheinlich nicht nur durch hohe Aridität, sondern auch durch hohe Windgeschwindigkeiten gekennzeichnet, die äolischen Materialtransport begünstigten.

Obwohl bislang nur wenige absolute Datierungen aus dieser Zeit existieren und die temporale Einordnung überwiegend auf dem Fehlen von lakustrinen und fluvialen Sedimenten als Humiditätsindikator beruht, wird allgemein angenommen, daß ein Großteil der heute landschaftsprägenden Dünen der Rub' al Khali in dieser Phase entstanden und im Holozän lediglich überformt wurden. Demnach reichte die Stabi-

lisierung der Sandrücken durch Vegetation während der spät-pleistozänen Feuchtphase nicht aus, um diese vor Erosion zu bewahren, so daß aus recyceltem äolischen Material und in den nördlichen Bereichen durch Nachschub aus dem Arabischen Golf neue ausgedehnte Dünengürtel entstanden.

Die Existenz hoher Dünenaktivität im LGM ist unumstritten, unklar bleibt jedoch, ob die heutige Oberflächengestalt der Rub' al Khali ihren primären Ursprung in dieser Klimaphase hatte. Dagegen sprechen einerseits neuere Untersuchungen an äolischen Sedimenten in der Liwa Region der Vereinigten Arabischen Emirate, wo fast keine MIS 2-Ablagerungen nachweisbar waren, während Sande vom Beginn des MIS 5 und aus dem Holozän gut erhalten wurden (vgl. oben). Andererseits entspricht die Ausrichtung der Dünengürtel, die sich halbkreisförmig um ein Zentrum südlich von Riyadh anordnen, eher den heutigen Shamal- und Passatwinden auf der Arabischen Halbinsel, als den glazial komprimierten und nach Süden verlagerten Luftdrucksystemen, welches ebenfalls Zweifel am geschätzten Alter der Dünen aufkommen läßt.

Tropfsteinablagerungen und lakustrine bzw. fluviale Sedimente konnten für das Maximum der letzten Eiszeit kaum nachgewiesen werden. Lediglich ein Stalagmit aus dem nordöstlichen Saudi Arabien mit einer Entstehung um 16 ka B.P. liefert einen Anhaltspunkt dafür, daß trotz verbreiteter Hyperaridität kurzzeitig und regional begrenzt etwas feuchtere Bedingungen möglich waren.

Anhand vergleichbaren Untersuchungsmaterials konnte festgestellt werden, daß der Übergang von eiszeitlich trockenen zu humideren holozänen Bedingungen nicht – wie bislang häufig angenommen – langsam und kontinuierlich, sondern plötzlich und innerhalb kurzer Zeiträume erfolgte. In einigen Regionen der Arabischen Halbinsel ließen sich während der Übergangsphase starke Klimaschwankungen wie die jüngere Dryaszeit nachweisen, die – bei möglicherweise extrem ariden Verhältnissen – lokal zur Ausbildung neuer Dünen führte.

Während des holozänen Klimaoptimums wurden die Dünensysteme der Arabischen Halbinsel – ähnlich wie im späten Pleistozän – durch die Ausbreitung von Vegetation infolge humiderer Bedingungen erneut stabilisiert. Wenngleich sich auch in dieser Phase kleinere Seen in der Rub' al Khali bildeten, sprechen die geringe Mächtigkeit der Ablagerungen und ihre Lage auf den Dünen selbst für weniger Feuchtigkeit als zwischen ca. 35 ka und 20 ka B.P.

Tropfsteine aus dem Oman und dem Jemen deuten an, daß die Niederschläge ihr Maximum gegen 8 ka B.P. erreichten und dann langsam wieder abnahmen, aber immer noch ausreichten, um humide Bedingungen bis ca. 5,5 ka B.P. zu gewährlei-

sten. Sehr negative $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Tropfsteinen, die während dieser Zeit abgelagert wurden, sind ein eindeutiger Hinweis auf das Vordringen monsunaler Niederschläge in die südlichen und zentralen Bereiche der Arabischen Halbinsel.

Nach ca. 5,5 ka B.P. setzte – mit der kontinuierlichen Verlagerung der ITCZ nach Süden – langsam die Aridisierung und der Übergang zu heutigen Verhältnissen ein. Obwohl im späten Holozän kein plötzlicher Wechsel von humiden zu ariden Bedingungen eintrat, lassen sich für diesen Zeitraum regional – wie auch für das frühe und mittlere Holozän – eine Reihe untergeordneter Klimaschwankungen nachweisen, die – wie z.B. das 4,2 ka-Ereignis in Mesopotamien – tiefgreifende Umweltveränderungen zur Folge hatten. In diesem Zusammenhang müssen auch Akkumulationsraten holozäner Dünen in Al Liwa und Ras' al Khaimah betrachtet werden, die ihr größtes Wachstum innerhalb weniger Jahrhunderte vollzogen und damit Fragen bzgl. des Alters der Megadünen in der Rub' al Khali aufkommen lassen. Daher ist es wahrscheinlich, daß im späten Holozän nicht nur Überformungen der älteren Akkumulationen stattfanden, sondern auch Megadünen in größerem Maßstab neu gebildet wurden.

Betrachtet man die Ursachen der Klimaveränderungen im Bereich der Arabischen Halbinsel seit dem mittleren Pleistozän, so wird deutlich, daß diese – abgesehen von der eindeutigen Assoziation der einzelnen Phasen mit Glazialen bzw. Interglazialen – ein hoch komplexes Muster aufweisen. Neben astronomischen Faktoren, die einen entscheidenden Einfluß auf die Entstehung von Warm- und Kaltzeiten haben, scheinen auch Interaktionen und Rückkopplungen zwischen dem System des Indischen Monsuns und den Umweltbedingungen im Nordatlantik zu bestehen. Obwohl die exakten Wirkungszusammenhänge bislang unklar sind, deuten nahezu synchrone Schwankungen (z.B. Dansgaard/Oeschger-Ereignisse) auf eine enge Verbindung mit hoher Reaktionsgeschwindigkeit hin, deren genaue Ausprägung zukünftig Gegenstand weiterführender Studien sein muß.

Die Zusammenfassung empirischer Ergebnisse aus mehreren Gebieten der Rub' al Khali in ein qualitatives Modell zur Abgrenzung verschiedener Sedimentstadien hat gezeigt, daß Sandwüstengebiete, die heute als geschlossenes System in Erscheinung treten, zwar in ihrer Entstehung weitgehend den ausgeprägtesten Klimaveränderungen nachfolgen, daß regional aber andere Größen – wie z.B. der Meeresspiegel – das Ablagerungsverhalten signifikant beeinflussen und damit das Erscheinungsbild bestimmen können. Ein Faktor, der in solchen Modellen bislang lediglich unzureichend berücksichtigt werden konnte, ist das Recycling von zuvor abgelagerten Sedimenten, das quantitativ nur schlecht zu erfassen ist. Nachweislücken in äolischen Ablage-

rungssequenzen deuten aber darauf hin, daß dieser Prozeß im Quartär auch Einfluß auf die Landschaftsentwicklung der Arabischen Halbinsel hatte und damit – ebenso wie die Frage nach den optimalen Erhaltungsbedingungen für äolisches Material – in künftigen Untersuchungen stärker zu berücksichtigen ist.

Abschließend läßt sich zusammenfassend feststellen, daß im Gebiet der Arabischen Halbinsel zwar mehrere aride und humide Phasen im späten Quartär nachweisbar sind, diese aber – im Vergleich zu anderen Trockengebieten der Erde – nur durch wenige Untersuchungen mit absoluten Altersdatierungen belegt wurden. Weiterhin konnten bislang in erster Linie die humiden Abschnitte des Pleistozäns und Holozäns zeitlich eingeordnet werden, während die dazwischen liegenden Zeiträume aufgrund des Fehlens vergleichbarer Ablagerungen als arid definiert wurden.

Obgleich wegen des instabilen Charakters der äolischen Sedimente und den damit verbundenen Umformungsprozessen Probleme bei der Gewinnung längerer Ablagerungschronologien zu erwarten sind, könnten Datierungen an diesem Dünenmaterial – neben einer Erweiterung und Festigung der Datenlage für Sedimente aus den humiden Phasen – die Erkenntnisse über die quartäre Entwicklung der Arabischen Halbinsel und ihrer Wüstenregionen entscheidend erweitern.

Angesichts dieses Wissensstandes hätte vielleicht auch Thomas Carlyle seine Ansichten über die Geowissenschaften revidiert. Möglicherweise hätte er dann statt dessen formuliert:

„Über Geologie und Geognosie wissen wir noch nicht genug: Trotz der Arbeiten eines Werner und eines Hutton sowie des Forschergeistes ihrer Schüler stellt die Erschaffung der Welt die Wissenschaft immer noch vor neue Rätsel...“

So wie Materie sich lediglich wandelt, niemals aber ab- oder zunimmt, so scheint es auch im Denken keinen wirklichen Zugewinn zu geben. Alles Neue entsteht aus dem blitzartig im Geist produzierten Nebeneinander zweier bereits existierender, aber bislang von niemandem miteinander in Verbindung gebrachter, von Grund auf verschiedenen Welten zugehöriger Dinge.

Anne Weber (2004)

11 Quellenverzeichnis

- ABOU EL-ENIN, H. S. (2003a): Geomorphological Significance of the Present Drainage Pattern and Palaeochannel Evolution of the Pseudo-Delta of Wadi Al-Batin in Kuwait. *Bulletin de la Société de Géographie d'Égypte* **76**, S. 191-211.
- ABOU EL-ENIN, H. S. (2003b): Palaeo-Environmental Evolution and Relative Dating of the River Terraces of Wadi Al-Batin in Kuwait. *Bulletin de la Société de Géographie d'Égypte* **76**, S. 55-73.
- ABOU EL-ENIN, H. S. (2003c): Superficial Deposits of Wadi Al-Batin in Kuwait, with a Special Reference to their Geomorphological Significance. *Bulletin de la Société de Géographie d'Égypte* **76**, S. 15-53.
- ABU-ZEID, M. M., BAGHDADY, A. R. & H. A. EL-ETR (2001): Textural attributes, mineralogy and provenance of sand dune fields in the greater Al Ain area, United Arab Emirates. *Journal of Arid Environments* **48**, S. 475-499.
- AHMED, E. A., ALSHARHAN, A. S., SOLIMAN, M. A. & S. TAMER (1998): Mineralogical characteristics of the Quaternary sand dunes in the eastern province of Abu Dhabi, United Arab Emirates. In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & C. G. ST. C. KENDALL (eds.): Quaternary Deserts and Climatic Change. Rotterdam: Balkema, S. 85-90.
- AL FARRAJ, A. & A. M. HARVEY (2004): Late Quaternary interactions between aeolian and fluvial processes: a case study in the northern UAE. *Journal of Arid Environments* **56**, S. 235-248.
- AL LAMKI, M. S. S. & J. J. M. TERKEN (1996): The Role of Hydrogeology in Petroleum Development Oman. *GeoArabia* **1**, S. 495-510.
- AL-FARRAJ, A. & A. M. HARVEY (2000): Desert pavement characteristics on wadi terrace and alluvial fan surfaces: Wadi Al-Bih, U.A.E. and Oman. *Geomorphology* **35**, S. 279-297.
- AL-FARRAJ, A. (2002): Quaternary Geomorphic Evolution of Wadi Drainage Basins in the Northern UAE. *Bulletin de la Société de Géographie d'Égypte* **75**, S. 189-221.
- AL-HINAI, K. G., DABBAGH, A. E., GARDNER, W. C., KHAN, M. A. & S. SANER (1997): Shuttle Imaging Radar Views of Some Geological Features in the Arabian Peninsula. *GeoArabia* **2**, S. 165-178.
- AL-HINAI, K. G., McMAHON MOORE, J. & P. R. BUSH (1987): LANDSAT image enhancement study of possible submerged sand-dunes in the Arabian Gulf. *International Journal of Remote Sensing* **8**, S. 251-258.
- AL-HURBAN, A. & I. GHARIB (2004): Geomorphological and sedimentological characteristics of coastal and inland sabkhas, Southern Kuwait. *Journal of Arid Environments* **58**, S. 59-85.
- AL-JUAIDI, F., McLAREN, S. & A. MILLINGTON (2003): Response of desert outwash surfaces to environmental changes during the last 55.000 years. XVI INQUA Congress, Reno, July 23-30, 2003. Programs with Abstracts, S. 141.
- ALLEY, R. B., MAYEWSKI, P. A., SOWERS, T., STUIVER, M., TAYLOR, K. C. & P. U. CLARK (1997): Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* **25**, S. 483-486.
- ALLISON, R. J. (1988): Sediment types and sources in the Wahiba Sands, Oman. *Journal of Oman Studies Special Report* **3**, S. 161-168.
- ALSHARHAN, A. S. & A. E. M. NAIRN (1997): Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Amsterdam: Elsevier. 978 S.
- ALSHARHAN, A. S., AHMED, E. A. & S. TAMER (1998): Textural characteristics of Quaternary sand dunes in the Eastern Province of Abu Dhabi, United Arab Emirates. In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & C. G. ST. C. KENDALL (eds.): Quaternary Deserts and Climatic Change. Rotterdam: Balkema. S. 91-108.

- AL-SULAIMI, J., KHALAF, F. J. & A. MUKHOPADHYAY (1997): Geomorphological analysis of paleo drainage systems and their environmental implications in the desert of Kuwait. *Environmental Geology* **29**, S. 94-111.
- ANDERSON, D. M., OVERPECK, J. T. & A. K. GUPTA (2002): Increase in the Asian Southwest Monsoon During the Past Four Centuries. *Science* **297**, S. 596-599.
- ANDERSON, J., OCHES, E. A., MCCORRISTON, J. & M. J. HARROWER (2004): Geomorphic response to middle Holocene climate change in highland southern Yemen. Geological Society of America, *Abstracts with Programs* **36(5)**, S.122.
- ANDERSON, S., OCHES, E. A., SANDER, K. M., MCCORRISTON, J. & M. HARROWER (2005): Fluvial Sediments Record Middle Holocene Climate Change in Southern Yemen. Geological Society of America, *Abstracts with Programs* **37(7)**, S. 426.
- ANTON, D. & F. INCE (1986): A study of sand color and maturity in Saudi Arabia. *Zeitschrift für Geomorphologie* **30**, S. 339-356.
- ANTON, D. (1990): Environmental Changes and Aeolian Dynamics during the Quaternary in the Arabian Peninsula. In: EL-BAZ, F., EL-TAYAB, F. & M. A. HASSAN (eds.): Sand Transport and Desertification in Arid Lands. Teaneck: World Scientific Press. S. 209-234.
- BAGNOLD, R. A. (1941): The physics of blown sand and desert dunes. London: Methuen. 265 S.
- BARTH, H. K. & K. SCHLIEPHAKE (1998): Saudi Arabien (Perthes Länderprofile). Gotha: Perthes. 248 S.
- BARTH, H.-J. & H. STRUNK (2004): Holozäner Klimawandel auf der Arabischen Halbinsel. *Geographische Rundschau* **56(1)**, S. 44-49.
- BARTH, H.-J. (2001): Understanding of coastal fluctuation at the Arabian Gulf leading to the 'lost city of Gerrha'? *Paleoecology of Africa* **27**, S. 291-303.
- BARTH, H.-J. (2003): Late Holocene Sedimentation Processes Along the Arabian Gulf Coast in the Jubail Area, Saudi Arabia. In: ALSHARHAN, A. S., WOOD, W. W., GOUDIE, A. S., FOWLER, A. & E. M. ABDELLATIF (eds.): Desertification in the Third Millennium. Lisse: Swets & Zeitlinger. S. 237-244.
- BARUCH, U. (1994): The Late Quaternary Pollen Record of the Near East. In: BAR-YOSEF, O. & R. S. KRA (eds.): Late Quaternary Chronology and Paleoclimates of the Eastern Mediterranean. Tuscon: University of Arizona. S. 103-119.
- BEYDOUN, Z. R. (1980): Some Holocene geomorphological and sedimentological observations from Oman and their palaeogeological implications. *Journal of Petroleum Geology* **2**, S. 427-437.
- BHATTACHARYYA, S. & R. NARASIMHA (2005): Possible association between Indian monsoon rainfall and solar activity. *Geophysical Research Letters* **32**, L05813, doi:10.1029/2004GL021044.
- BRAY, H. E. & S. STOKES (2003): Chronologies for Late Quaternary barchan dune reactivation in the southeastern Arabian Peninsula. *Quaternary Science Reviews* **22**, S. 1027-1033.
- BRAY, H. E. & S. STOKES (2004): Temporal patterns of arid-humid transitions in the south-eastern Arabian Peninsula based on optical dating. *Geomorphology* **59**, S. 271-280.
- BREED, C. S., FRYBERGER, S. C., ANDREWS, S., MCCAULEY, C., LENNARTZ, F., GEBEL, D. & K. HORSTMAN (1979): Regional studies of sand seas using Landsat (ERTS) imagery. In: MCKEE, E. D. (ed.): A Study of Global Sand Seas (= USGS Professional Paper 1052). Washington: United States Geological Survey. S. 305-397.
- BRISTOW, C. S., BAILEY, S. D. & N. LANCASTER (2000): The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature* **406**, S. 56-59.
- BROOK, G. A. (1999): Arid Zone Palaeoenvironmental Records from Cave Speleothems. In: SINGHVI, A. K. & E. DERBYSHIRE (eds.): Palaeoenvironmental Reconstruction in Arid Lands. Rotterdam: Balkema. S. 217-262.

- BURCKHARDT, G. E. (1916): Gilgamesch: eine Erzählung aus dem alten Orient. Leipzig: Insel-Verlag. 63 S.
- BURNS, S. J. & A. MATTER (1995): Geochemistry of carbonate cements in surficial alluvial conglomerates and their paleoclimatic implications, Sultanate of Oman. *Journal of Sedimentary Research* **A65**, S. 170-177.
- BURNS, S. J., FLEITMANN, D., KRAMERS, J., MATTER, A., MUDELSEE, M. & A. A. AL-SUBBARY (2002a): A speleothem record of changes in tropical convection in the Indian Ocean during the last glacial period (Abstract) American Geophysical Union, Fall Meeting 2002.
- BURNS, S. J., FLEITMANN, D., MATTER, A., KRAMERS, J. & A. A. AL-SUBBARY (2003): Indian Ocean Climate and an Absolute Chronology over Dansgaard/Oeschger Events 9 to 13. *Science* **301**, S. 1365-1637.
- BURNS, S. J., FLEITMANN, D., MATTER, A., NEFF, U. & A. MANGINI (2001a): Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods. *Geology* **29**(7), S. 623-626.
- BURNS, S. J., FLEITMANN, D., MUDELSEE, M., NEFF, U., MATTER, A. & A. MANGINI (2002b): A 780-year annually resolved record of Indian Ocean monsoon precipitation from a speleothem from south Oman. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres* **107** (D20), 4434. doi:10.1029/2001JD001281.
- BURNS, S. J., FLEITMANN, D., NEFF, U., KRAMERS, J., MANGINI, A. & A. MATTER (2001b): Glacial-interglacial changes in monsoon precipitation in Arabia – control by glacial boundary conditions (abstract). Geological Society of America: Earth System Processes – Global Meeting (June 24-28, 2001), Edinburgh.
- BURNS, S. J., MATTER, A., FRANK, N. & A. MANGINI (1998): Speleothem-based paleoclimate record from northern Oman, *Geology* **26**(6). S. 499-502.
- BUSH, A. B. G. (2004): Modelling of late Quaternary climate over Asia: a synthesis. *Boreas* **33**, S. 155-163.
- BUTZER, K. W. (1958): Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. (= Bonner Geographische Abhandlungen 24). Bonn: Eigenverlag. S.1-157.
- CLARK, A. (1989): Lakes of the Rub' al Khali. *Aramco World* **40**, S. 28-33.
- CLARK, I. D. & J.-C. FONTES (1990): Paleoclimatic Reconstruction in Northern Oman Based on Carbonates from Hyperalkaline Groundwaters. *Quaternary Research* **33**, S. 320-336.
- CLEMENS, S. C. & W. L. PRELL (1990): Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: Eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. *Paleoceanography* **5**, S. 109-145.
- CLEUZIOW, S. & M. TOSI (1998): Hommes, climats et environnements de la Péninsule arabique à l'Holocène. *Paléorient* **23**(2), S. 121-135.
- COLE, K. L. & J. MCCORRISTON (2004): Holocene paleoenvironments of Yemen reconstructed from fossil hyrax middens. Geological Society of America, Abstracts with Programs **36**(5), S. 123.
- CREMASCHI, M. & F. NEGRINO (2005): Evidence for an Abrupt Climatic Change at 8700 14C yr B.P. in Rochshelters and Caves of Gebel Qara (Dhofar-Oman): Palaeoenvironmental Implications. *Geoarchaeology* **20**, S. 559-579.
- CULLEN, H. M., DEMENOCAL, P. B., HEMMING, S., HEMMING, G., BROWN, F. H., GUILDERTSON, T. & F. SIROCKO (2000): Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology* **28**, S. 379-382.
- DABBAGH, A. E., AL-HINAI, K. G. & M. A. KHAN (1998): Evaluation of the Shuttle Imaging Radar (SIR-C/X-SAR) data for mapping paleo-drainage systems in the Kingdom of Saudi Arabia. In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & C. G. ST. C. KENDALL (eds.): Quaternary Deserts and Climatic Change. Rotterdam: Balkema. S. 483-493.

- DAHL, K. A., OPPO, D. W., EGLINTON, T. I., HUGHEN, K. A., CURRY, W. B. & F. SIROCKO (2005): Terrestrial plant wax inputs to the Arabian Sea: Implications for the reconstruction of winds associated with the Indian Monsoon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, S. 2547-2558.
- DALONGEVILLE, R., BERNIER, P., DUPUIS, B. & V. DE MEDWECKI (1993): Les variations recentes de la ligne de rivage dans le Golfe Persique : l'exemple de la lagune d'Umm al-Qoqayn (Emirats Arabes Unis). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* **53**, S. 179-192.
- DALONGEVILLE, R., DE MEDWECKI, V. & P. SANLAVILLE (1992): Évolution du piémont occidental de l'Oman depuis le Pléistocène supérieur. In: SIMONIN, A. (ed.): *Déserts: Passé, Présent, Futur* (=Actes du 116e congrès national des sociétés savantes). Paris: Editions du CTHS. S. 97-109.
- DAVIES, C. P. (2003): Paleohydrology and paleoclimates from lacustrine environments of the Dhamar Highlands, Yemen. XVI INQUA Congress, Reno, July 23-30, 2003. Programs with Abstracts, S. 183.
- DAVIES, C., PARKER, A. & T. WILKINSON (2005): The early-mid Holocene moist period in Arabia: some recent evidence from lacustrine sequences in eastern and south-western Arabia (Abstract). Seminar for Arabian Studies, 21-23 July 2005.
- DAWSON, A. G. (1992): Ice age earth: late quaternary geology and climate. London: Routledge. 293 S.
- DE GEEST, P., VERHEYDEN, S., CHENG, H., EDWARDS, L. & E. KEPPENS (2005): High-resolution Speleothem Records from Soqatra Island, Yemen: an approach to reconstruct Indian Ocean Variability? *Geophysical Research Abstracts* **7**, 03783.
- DOORNKAMP, J. C., BRUNSDEN, D. & D. K. C. JONES (1980): Geology, Geomorphology and Pedology of Bahrain. Norwich: Geo Abstracts Ltd.
- DOOSE-ROLINSKI, H., ROGALLA, U., SCHEEDER, G., LÜCKGE, A. & U. VON RAD (2001): High-resolution temperature and evaporation changes during the late Holocene in the northeastern Arabian Sea, *Paleoceanography* **16**. S. 358-367.
- DUTTON, R. W. (ed.) (1988): The Scientific Results of The Royal Geographical Society's Oman Wahiba Sands Project 1985-1987 (= *Journal of Oman Studies Special Report* **3**). Muscat: Diwan of Royal Court.
- EDENS, C. (1988): The Rub al-Khali 'Neolithic' Revisited: the View from Nadqan. In: POTTS, D. T. (ed.): *Araby the Blest* (= The Carsten Niebuhr Institute of Ancient Near Eastern Studies Publication 7). Copenhagen: Museum Tusculanum Press. S. 15-43.
- EDGELL, H. S. (1990): Evolution of the Rub' al Khali Desert. *Journal of King Abdulaziz University: Earth Sciences* **3**, Special Issue: 1st Saudi Symposium on Earth Sciences, S. 109-126.
- EDGELL, H. S. (1997): Aquifers of Saudi Arabia and their geological framework. *Arabian Journal for Science and Engineering* **22/1C**, S. 3-31.
- EL-BAZ, F. & M. AL-SARAWI (1996): Kuwait as an alluvial fan of a paleo-river. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* **103**, S. 49-59.
- EL-BAZ, F. (1998): Origin and evolution of the Arabian desert as revealed by satellite. In: OMAR, S. A. S., MISAK, R. & D. AL-AJMI (eds.): Sustainable development in arid zones. – Proceedings of an international conference on desert development, State of Kuwait, 23-26 March 1996, Volume I. Rotterdam: Balkema. S. 297-307.
- EL-MOSLIMANY, A. P. (1983): History of climate and vegetation in the eastern Mediterranean and the Middle East from the pleniglacial to the mid-Holocene. PhD Thesis, University of Washington.
- EL-MOSLIMANY, A. P. (1994): Evidence of Early Holocene Summer Precipitation in the Continental Middle East. In: BAR-YOSEF, O. & R. S. KRA (eds.): Late Quaternary Chronology and Paleoclimates of the Eastern Mediterranean. Tuscon: University of Arizona. S. 121-130.

- EL-NOZAHY, F. A. (1993): Grain morphology, grain size and mineralogical composition of linear dune sands, Ad Dahna Desert, Saudi Arabia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **188**, S. 265-288.
- EL-SAYED, M. I. (1999): Sedimentological characteristics and morphology of the aeolian sand dunes in the eastern part of the UAE: a case study from Ar Rub' Al Khali. *Sedimentary Geology* **123**, S. 219-238.
- EL-SAYED, M. I. (2000): The nature and possible origin of mega-dunes in Liwa, Ar Rub' Al Khali, UAE. *Sedimentary Geology* **134**, S. 305-330.
- EL-SAYED, M. I. (2001): The nature and possible origin of dolomite in Ar Rub' Al Khali, the UAE. *Carbonates and Evaporites* **16**, S. 210-223.
- EL-SAYED, M. I., NASR, A. & M. EL-GHAWABY (1996): Classification of Quaternary Surface Deposits in the Northeastern Part of Ar Rub' Al Khali, UAE. In: SHARKAWI, M. (ed.): *Geology of the Arab World III. Proceedings of the Third International Conference on Geology of the Arab World*. Cairo: University of Cairo. S. 287-308.
- EMBABI, N. S. & M. M. ASHOUR (1993): Barchan dunes in Qatar. *Journal of Arid Environments* **25**, S. 49-69.
- EMBABI, N. S. & F. M. EL-SHARKAWY (1990): Landform systems of the United Arab Emirates from space images. *Bulletin de la Société de Géographie d'Egypte* **63**, S. 47-72.
- EVANS, G., KIRKHAM, A. & R. A. CARTER (2002): Quaternary Development of the United Arab Emirates Coast: New Evidence from Marawah Island, Abu Dhabi. *GeoArabia* **7**, S. 441-458.
- EVANS, G., SCHMIDT, V., BUSH, P. & H. NELSON (1969): Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. *Sedimentology* **12**, S. 145-159.
- FIELD, H. (1960): Carbon-14 date for a 'neolithic' site in the Rub' al-Khali. *Man* **60**, S. 172.
- FLEITMANN, D., BURNS, S. J., AL-SUBBARY, A. A., AL-AOWAH, M. A., KRAMERS, J. & A. MATTER (2002): Uranium-series dating of stalagmites from Socotra, Yemen (Poster). Yemen Science Conference, Taiz, 11-13 October 2002.
- FLEITMANN, D., BURNS, S. J., MANGINI, A., MUDELSEE, M., NEFF, U., KRAMERS, J. & A. MATTER (2005b): Holocene ITCZ and Indian Monsoon Dynamics Recorded in Stalagmites From Oman and Yemen (Socotra). *Eos Trans. AGU* **86**(52), Fall Meet. Suppl., Abstract PP41C-05.
- FLEITMANN, D., BURNS, S. J., MUDELSEE, M., NEFF, U., KRAMERS, J., MANGINI, A. & A. MATTER (2003b): Holocene Forcing of the Indian Monsoon Recorded in a Stalagmite from Southern Oman. *Science* **300**, S. 1737-1739.
- FLEITMANN, D., BURNS, S. J., NEFF, U., MANGINI, A. & A. MATTER (2003a): Changing moisture sources over the last 330,000 years in Northern Oman from fluid-inclusion evidence in speleothems. *Quaternary Research* **60**, S. 223-232.
- FLEITMANN, D., BURNS, S. J., NEFF, U., MUDELSEE, M., MANGINI, A. & A. MATTER (2004c): Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman. *Quaternary Science Reviews* **23**, S. 935-945.
- FLEITMANN, D., BURNS, S. J., NEFF, U., MUDELSEE, M., MANGINI, A., KRAMERS, J. & A. MATTER (2005a): Holocene records of rainfall variation and associated ITCZ migration from stalagmites from northern and southern Oman. In: DIAZ, H. F. & R. S. BRADLEY (eds.): *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. S. 259-287.
- FLEITMANN, D., BURNS, S., NEFF, U., MATTER, A. & A. MANGINI (2001): 350.000 years of climate variability recorded in speleothems from Oman (abstract). International Conference: Geology of Oman, January 12-16, 2001, Muscat.
- FLEITMANN, D., BURNS, S. J., AL-SUBBARY, A. A., AL-AOWAH, M. A., NEFF, U., MATTER, A. & A. MANGINI (2001b): Climate change in Southern Arabia: Speleothems from Yemen and Oman as archives for monsoonal rainfall (Poster). Yemen Science Conference, Sana'a, 11-13 October 2001

- FLEITMANN, D., MATTER, A., BURNS, S. J., AL-SUBBARY, A. & M. A. AL-AOWAH (2004b): Geology and Quaternary climate history of Socotra. *Fauna of Arabia* **20**, S. 27-44.
- FLEITMANN, D., MATTER, A., PINT, J. J. & M. A. AL-SHANTI (2004a): The Speleothem Record of Climate Change in Saudi Arabia. (= Saudi Geological Survey Open-File-Report SGS-OF-2004-8). Jeddah: SGS. 40 S.
- GARDNER, R. & K. PYE (1981): Nature, origin and palaeoenvironmental significance of red coastal and desert dune sands. *Progress in Physical Geography* **5**, S. 514-534.
- GARDNER, R. (1988): Aeolianites and Marine Deposits of the Wahiba Sands: Character and Palaeoenvironments. *Journal of Oman Studies Special Report* **3**, S. 75-94.
- GARRARD, A. N., HARVEY, C. P. D. & V. R. SWITSUR (1981): Environment and settlement during the Upper Pleistocene and Holocene at Jubbah in the Great Nafud, northern Arabia. *Atlat* **5**, S. 137-148.
- GASSE, F. & E. VAN CAMPO (1994): Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters* **126**, S. 435-456.
- GEBEL, H. G., HANNSS, C., LIEBAU, A. & W. RAEHLE (1989): The Late Quaternary Environments of 'Ain al-Faidha/Al-'Ain, Abu Dhabi Emirate. *Archaeology in the United Arab Emirates* **5**, S. 9-48.
- GEHIN, P. (1988): Hypothèses relatives à l'évolution géomorphologique et au bilan géopédologique du quaternaire récent de la péninsule de Qatar. In: INIZAN, M.-L. (ed.): *Préhistoire à Qatar (mission archéologique française à Qatar)*, Tome 2. Paris: CNRS. S. 167-184.
- GERSON, R. (1982): The Middle East: Landforms of a Planetary Desert through Environmental Changes. In: SMILEY, T. L. (ed.): *The Geological Story of the World's deserts (= Striae 17)*. Uppsala: University of Uppsala Press. S. 52-78.
- GLENNIE, K. W. & A. SINGHVI (2002): Event stratigraphy, paleoenvironment and chronology of SE Arabian deserts. *Quaternary Science Reviews* **21**, S. 853-869.
- GLENNIE, K. W. & H. GÖKDAG (1998): Cemented Quaternary dune sands, Ras Al Hamra housing area, Sultanate of Oman. In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & C. G. ST. C. KENDALL (eds.): *Quaternary Deserts and Climatic Change*. Rotterdam: Balkema. S. 109-116.
- GLENNIE, K. W. (1970): *Desert Sedimentary Environments (= Developments in Sedimentology 14)*. Amsterdam: Elsevier. 222 S.
- GLENNIE, K. W. (1994): Quaternary dunes of SE Arabia and Permian (Rotliegend) dunes of NW Europe: Some comparisons. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I* **11/12**, S. 1199-1215.
- GLENNIE, K. W. (1996): Geology of Abu Dhabi. In: OSBORNE, P. (ed.): *Desert Ecology of Abu Dhabi*. Newbury: Pisces Publications. S. 16-35.
- GLENNIE, K. W. (1997): Evolution of The Emirates' Land Surface: an Introduction. In: GHAREEB, E. & I. AL ABED (eds.): *Perspectives on the United Arab Emirates*. London: Trident Press. S. 17-35.
- GLENNIE, K. W. (1998): The desert of southeast Arabia: A product of Quaternary climatic change. In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & C. G. ST. C. KENDALL (eds.): *Quaternary Deserts and Climatic Change*. Rotterdam: Balkema. S. 279-291.
- GLENNIE, K. W. (1999): Dunes as Indicators of Climatic Change. In: SINGHVI, A. K. & E. DERBYSHIRE (eds.): *Paleoenvironmental Reconstruction in Arid Lands*. Rotterdam: Balkema. S. 153-174.
- GLOVER, E. (1998): Mangroves, molluscs and man. Archaeological evidence for biogeographical changes in mangrove around the Arabian Peninsula. In: PHILLIPS, C. S., POTTS, D. T. & S. SEARIGHT (eds.): *Arabia and its Neighbours: Essays on prehistorical and historical developments presented in honour of Beatrice de Cardi*. Turnhout: Brepols. S. 62-78.

- GOODALL, T. M. (1995): The geology and geomorphology of the Sabkhat Matti region (United Arab Emirates): a modern analogue for ancient desert sediments from north-west Europe. PhD Thesis, University of Aberdeen.
- GOODALL, T. M., NORTH, C. P. & K. W. GLENNIE (2000): Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. *Sedimentology* **47**, S. 99-118.
- GOUDIE, A. S., COLLS, A., STOKES, S., PARKER, A., WHITE, K. & A. AL-FARRAJ (2000): Latest Pleistocene and Holocene dune construction at the north-eastern edge of the Rub Al Khali, United Arab Emirates. *Sedimentology* **47**, S. 1011-1021.
- GOUDIE, A. S., WARREN, A., JONES, D. K. C. & R. U. COOKE (1987): The character and possible origins of the aeolian sediments of the Wahiba Sand Sea, Oman. *The Geographical Journal* **153**, S. 231-256.
- GUNATILAKA, A. & S. MWANGO (1987): Continental sabkha pans and associated nebkhas in southern Kuwait, Arabian Gulf. In: FROSTICK, L. & I. REID (eds.): Desert Sediments: Ancient and Modern (= Geological Society Special Publication No. 35). London: The Geological Society. S. 187-203.
- GUPTA, A. K., ANDERSON, D. M. & J. T. OVERPECK (2003): Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature* **421**, S. 354-357.
- HADLEY, D. G., BROUWERS, E. M. & T. M. BOWN (1998): Quaternary paleodunes, Arabian Gulf Coast, Abu Dhabi Emirate: Age and paleoenvironmental evolution. In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & C. G. ST. C. KENDALL (eds.): Quaternary Deserts and Climatic Change. Rotterdam: Balkema. S. 123-139.
- HAMEED, S. & J. N. LEE (2005): A mechanism for sun-climate connection. *Geophysical Research Letters* **32**, L23817, doi:10.1029/2005GL024393.
- HASSAN, F. A. (2000): Holocene Environmental Change and the Origins and Spread of Food Production in the Middle East. *Adumatu* **1**, S. 7-28.
- HEATHCOTE, J. A. & S. KING (1998): Umm as Samin, Oman: A sabkha with evidence for climate change. In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & C. G. ST. C. KENDALL (eds.): Quaternary Deserts and Climatic Change. Rotterdam: Balkema. S. 141-153.
- HIGGINSON, M. J., ALTABET, M. A., MURRAY, D. W., MURRAY, R. W. & T. D. HERBERT (2004a): Geochemical evidence for abrupt changes in relative strength of the Arabian monsoons during a stadial/interstadial climate transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68**, S. 3807-3826.
- HIGGINSON, M. J., ALTABET, M. A., WINCZE, L., HERBERT, T. D. & D. W. MURRAY (2004b): A solar (irradiance) trigger for millennial-scale abrupt changes in the southwest monsoon? *Paleoceanography* **19**, PA3015, doi:10.1029/2004PA001031.
- HOELZMANN, P., GASSE, F., DUPONT, L. M., SALZMANN, U., STAUBWASSER, M., LEUSCHNER, D. C. & F. SIROCKO (2004): Palaeoenvironmental changes in the arid and sub arid belt (Sahara-Sahel-Arabian Peninsula) from 150 kyr to present. In: BATTARBEE, R. W., GASSE, F. & C. E. STICKLEY (eds.): Past Climate Variability through Europe and Africa (= Developments in Paleoenvironmental Research 6). Dordrecht: Kluwer. S. 219-256.
- HOELZMANN, P., JOLLY, D., HARRISON, S. P., LAARIF, F., BONNEFILLE, R. & H.-J. PACHUR (1998): Mid-Holocene land-surface conditions in northern Africa and the Arabian peninsula: A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system. *Global Biogeochemical Cycles* **12**, S. 35-51.
- HOLM, D. A. (1960): Desert Geomorphology in the Arabian Peninsula. *Science* **132**, S. 1369-1379.
- HOLZKÄMPER, S. (2004): Dating and Interpretation of Secondary Carbonate Deposits from the Last Interglacial. Dissertation, Universität Heidelberg.

- HOORN, C. & M. CREMASCHI (2004): Late Holocene palaeoenvironmental history of Khawr Rawri and Khawr Al Balid (Dhofar, Sultanate of Oman). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **213**, S. 1-36.
- HÖTZL, H. & J. G. ZÖTL (1978): Climatic Changes During the Quaternary Period. In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia I: Sedimentological, Hydrogeological, Hydrochemical, Geomorphological, and Climatological Investigations in Central and Eastern Saudi Arabia. Wien & New York: Springer. S. 301-311.
- HOWARI, F. M., GHREFAT, H. A. & P. C. GOODELL (2004): Geomorphological and mineralogical characterization of sand dunes using multispectral LANDSAT ETM+, and SPOT, eastern part of Abu Dhabi, United Arab Emirates. Geological Society of America, *Abstracts with Programs* **36(5)**, S. 492.
- INIZAN, M.-L., LÉZINE, A.-M., MARCOLONGO, B., SALIÈGE, J.-F., ROBERT, C. & F. WERTH (1998): Paléolacs et peuplements holocènes du Yémen : le Ramlat As-Sabat'ayn. *Paléorient* **23(2)**, S. 137-149.
- JOHNSON, P. R. (1998): Tectonic map of Saudi Arabia and adjacent areas (= Technical Report USGS-TR-98-3 (IR-948)). Jeddah: Deputy Ministry for Mineral Resources.
- JORGENSEN, D. G. & W. Y. AL-TIKRITI (2002): A hydrologic and archaeologic study of climate change in Al Ain, United Arab Emirates. *Global and Planetary Change* **35**, S. 37-49.
- JUYAL, N., GLENNIE, K. W. & A. K. SINGHVI (1998): Chronology and paleoenvironmental significance of Quaternary desert sediment in southeastern Arabia. In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & C. G. ST. C. KENDALL (eds.): Quaternary Deserts and Climatic Change. Rotterdam: Balkema. S. 315-325.
- KALE, V. S., GUPTA, A. & A. K. SINGHVI (2003): Late Pleistocene-Holocene Palaeohydrology of Monsoon Asia. In: GREGORY, K. J. & G. BENITO (eds.): Palaeohydrology: Understanding Global Change. Chichester: Wiley. S. 213-231.
- KASSLER, P. (1973): The Structural and Geomorphic Evolution of the Persian Gulf. In: PURSER, B. H. (ed.): The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea. New York: Springer. 11-32.
- KERR, R. A. (2005): Changes in the Sun May Sway The Tropical Monsoon. *Science* **308**, S. 787.
- KHALIFA, M. A. (2003): Quaternary calcareous duricrust in Al Qassim Province, Saudi Arabia. XVI INQUA Congress, Reno, July 23-30, 2003. Programs with Abstracts, S. 126.
- KINGSTON, J. D. & A. HILL (1999): Late Miocene Palaeoenvironments in Arabia: A Synthesis. In: WHYBROW, P. J. & A. HILL (eds.): Fossil vertebrates of Arabia: Late Miocene faunas, geology, and palaeoenvironments of the Emirate of Abu Dhabi, United Arab Emirates. New Haven & London: Yale University Press. S. 389-407.
- KIRKHAM, A. (1998): Pleistocene Carbonate Seif Dunes and their Role in the Development of Complex Past and Present Coastlines of the U.A.E. *GeoArabia* **3**, S. 19-32.
- KOCUREK, G. & N. LANCASTER (1999): Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* **46**, S. 505-515.
- KOCUREK, G. (1999): The Aeolian Rock Record (Yes, Virginia, it Exists, But it Really is Rather Special to Create One). In: GOUDIE, A. S., LIVINGSTONE, I. & S. STOKES (eds.): Aeolian environments, sediments, and landforms. Chichester: Wiley. S. 239-259.
- KOCUREK, G., ROBINSON, N. I. & J. M. SHARP JR. (2001): The response of the water table in coastal aeolian systems to changes in sea level. *Sedimentary Geology* **139**, S. 1-13.
- KUTZBACH, J. E. & F. A. STREET-PERROTT (1985): Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature* **317**, S. 130-134.
- LAMBECK, K. (1996): Shoreline reconstructions for the Persian Gulf since the last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters* **142**, S. 43-57.

- LANCASTER, N. (1989): Star dunes. *Progress in Physical Geography* **13**, S. 67-92.
- LANCASTER, N., SINGHVI, A., TELLER, J. T., GLENNIE, K. & V. P. PANDEY (2003): Eolian Chronology and Paleowind Vectors in the Northern Rub' al Khali, United Arab Emirates. XVI INQUA Congress, Reno, July 23-30, 2003. Programs with Abstracts, S. 141.
- LANCASTER, N., SINGHVI, A., TELLER, J. T., GLENNIE, K. & V.P. PANDEY (2004): Age and Paleowind Regime of Linear Dunes in the Northern Rub' al Khali. Geological Society of America, *Abstracts with Programs* **36(5)**, S. 122.
- LEUSCHNER, D. C. & F. SIROCKO (2003): Orbital insolation forcing of the Indian Monsoon – a motor for global climate changes? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **197**, S. 83-95.
- LÉZINE, A.-M., SALIÈGE, J.-F., MATHIEU, R., TAGLIATELA, T.-L., MERY, S., CHARPENTIER, V. & S. CLEUZIQU (2002): Mangroves of Oman during the late Holocene: climatic implications and impact on human settlements. *Vegetation History and Archaeobotany* **11**, S. 221-232.
- LÉZINE, A.-M., SALIÈGE, J.-F., ROBERT, C., WERTZ, F. & M.-L. INIZAN (1998): Holocene Lakes from Ramlat as-Sab'atayn (Yemen) Illustrate the Impact of Monsoon Activity in Southern Arabia. *Quaternary Research* **50**, S. 290-299.
- LIIOUBIMTSEVA, E. (2004): Climate change in arid environments: revisiting the past to understand the future. *Progress in Physical Geography* **28**, S. 502-530.
- LIIOUBIMTSEVA, E. U. (1995): Landscape changes in the Saharo-Arabian area during the last glacial cycle. *Journal of Arid Environments* **30**, S. 1-17.
- MACUMBER, P. G., AL ABRI, R. & S. AL AKHZAMI (1998): Hydrochemical facies in the groundwater of central and southern Oman. In: ALSHARHAN, A. S., GLENNIE, K. W., WHITTLE, G. L. & C. G. ST. C. KENDALL (eds.): Quaternary Deserts and Climatic Change. Rotterdam: Balkema. S. 511-520.
- MAIZELS, J. K. (1988): Palaeochannels: Plio-Pleistocene Raised Channel Systems of the Western Sharqiyah. *Journal of Oman Studies Special Report* **3**, S. 95-112.
- MAIZELS, J. K. (1990): Raised channel systems as indicators of palaeohydrologic change: a case study from Oman. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **76**, S. 241-277.
- MANGINI, A., FLEITMANN, D., NEFF, U., BURNS, S. J., MUDELSEE, M., KRAMERS, J. & A. MATTER (2004): Holocene Sun-Monsoon Linkage Recorded in Stalagmites From Oman. Eos Trans. AGU **85(47)**, Fall Meet. Suppl., Abstract U42A-07.
- MAYEWSKI, P. A., ROHLING, E. E., STAGER, J. C., KARLÉN, W., MAASCH, K. A., MEEKER, L. D., MEYERSON, E. A., GASSE, F., VAN KREVELD, S., HOLMGREN, K., LEE-THORP, J., ROSQVIST, G., RACK, F., STAUBWASSER, M., SCHNEIDER, R. R. & E. J. STEIG (2004): Holocene climate variability. *Quaternary Research* **62**, S. 243-255.
- MAZZINI, I. & R. SARDELLA (2004): Notes on the freshwater ostracods (Arthropoda: Crustacea) and on the Quaternary deposits of Socotra. *Fauna of Arabia* **20**, S. 181-191.
- MCCLURE, H. A. & N. Y. AL-SHAIKH (1993): Palaeogeography of an 'Ubaid archaeological site, Saudi Arabia. *Arabian Archaeology and Epigraphy* **4**, S. 107-125.
- MCCLURE, H. A. (1976): Radiocarbon chronology of late Quaternary lakes in the Arabian Desert. *Nature* **263**, S. 755-756.
- MCCLURE, H. A. (1978): Ar Rub' al Khali. In: AL-SAYARI, S. S. & J. G. ZÖTL (eds.): Quaternary Period in Saudi Arabia I: Sedimentological, Hydrogeological, Hydrochemical, Geomorphological, and Climatological Investigations in Central and Eastern Saudi Arabia. Wien & New York: Springer. S. 252-263.
- MCCLURE, H. A. (1984): Late Quaternary Palaeoenvironments of the Rub' al Khali. PhD Thesis, University of London.
- MCCORRISTON, J., OCHES, E. A., WALTER, D. E. & K. L. COLE (2002): Holocene Paleoecology and Prehistory in Highland Southern Arabia. *Paléorient* **28(1)**, S. 61-88.

- MORRILL, C., OVERPECK, J. T. & J. E. COLE (2003): A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *The Holocene* **13**, S. 465-476.
- MUNYIKWA, K. (2005): The role of dune morphogenetic history in the interpretation of linear dune luminescence chronologies: a review of linear dune dynamics. *Progress in Physical Geography* **29**, S. 317-336.
- NAIDU, P. D. & B. A. MALMGREN (1996): A high-resolution record of late Quaternary upwelling along the Oman Margin, Arabian Sea based on planktonic foraminifera. *Paleoceanography* **11**, S. 129-140.
- NATIONAL ATLAS OF THE UNITED ARAB EMIRATES (1993) Al Ain: United Arab Emirates University & GEOprojects (UK) Ltd.
- NEFF, U., BURNS, S. J., MANGINI, A., MUDELSEE, M., FLEITMANN, D. & A. MATTER (2001): Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature* **411**, S. 290-293.
- OCHES, E. A., MCCORRISTON, J. HARROWER, M. & S. DeVogel (2001): Middle Holocene human - environment interactions in southern Arabia. Geological Society of America, Abstracts with Programs **34**, A295.
- OVERPECK, J., ANDERSON, D., TRUMBORE, S. & W. PRELL (1996): The southwest Indian Monsoon over the last 18 000 years. *Climate Dynamics* **12**, S. 213-225.
- PARKER, A. G., ECKERSLEY, L., SMITH, M. M., GOUDIE, A. S., STOKES, S., WARD, S., WHITE, K. & M. J. HODGSON (2004): Holocene vegetation dynamics in the northeastern Rub' al-Khali desert, Arabian Peninsula: a phytolith, pollen and carbon isotope study. *Journal of Quaternary Science* **19**, S. 665-676.
- PARKER, A. G., GOUDIE, A. S., STOKES, S., WHITE, K. & M. SMITH (2003): Late Quaternary climate changes from Arabia: variations in the forcing of the Indian Ocean Summer Monsoon. XVI INQUA Congress, Reno, July 23-30, 2003. Programs with Abstracts, S. 202.
- PEASE, P. P. & V. P. TCHAKERIAN (2002): Composition and Sources of Sand in the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Annals of the Association of American Geographers* **92**, S. 416-434.
- PEASE, P. P., BIERLY, G. D., TCHAKERIAN, V. P. & N. W. TINDALE (1999): Mineralogical characterization and transport pathways of dune sand using Landsat TM data, Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Geomorphology* **29**, S. 235-249.
- PETIT, J. R. et al. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* **399**, S. 429 - 436
- PETIT-MAIRE, N. (1994): Natural variability of the Asian, Indian and African monsoons over the last 130 ka. In: DESBOIS, M. & F. DÉSALMAND (eds.): Global Precipitations and Climate Change (= NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. 26). Berlin Heidelberg: Springer. S. 3-25.
- PETIT-MAIRE, N., SANLAVILLE, P. & Z. YAN (1995): Oscillations de la limite nord du domaine des moussons africaine, indienne, et asiatique, au cours du dernier cycle climatique. *Mémoires de la Société géologique de France* **167**, S. 95-102.
- PETIT-MAIRE, N., SANLAVILLE, P., ABED, A., YASIN, S., BOURROUILH, R., CARBONEL, P., FONTUGNE, M. & J. L. REYSS (2002): New data for an Eemian lacustrine phase in southern Jordan. *Episodes* **25**, S. 279-280.
- POLLASTRO, R. M., KARSHBAUM, A. S. & R. J. VIGER (1998): Maps showing geology, oil and gas fields and geologic provinces of the Arabian Peninsula (= USGS Open-File Report 97-470B). Denver: United States Geological Survey.
- POTTS, D. (2001): AMS Dating of Wild Camel Footprints from Urq bani Ma'Arid, Saudi Arabia. Australian Institute of Nuclear Science and Engineering (AINSE) Progress Report for 01/186S.

- POURMAND, A., MARCANTONIO, F. & H. SCHULZ (2004): Variations in productivity and eolian fluxes in the northeastern Arabian Sea during the past 110 ka. *Earth and Planetary Science Letters* **221**, S. 39-54.
- PRASAD, S. & J. F. W. NEGENDANK (2004): Holocene Palaeoclimate in the Saharo-Arabian Desert. In: FISCHER, H., KUMKE, T., LOHMANN, G., FLÖSER, G., MILLER, H., VON STORCH, H. & J.F.W. NEGENDANK (eds.): *The Climate in Historical Times. Towards a Synthesis of Holocene Proxy Data and Climate Models*. Berlin u.a.: Springer. S. 209-227.
- PREUSSER, F., RADIES, D. & A. MATTER (2001): The geological record of the Ramlat-Al-Wahiba, Oman, and implications for Quaternary climate change in southern Arabia (abstract). *Dryland Change 2001 International Conference*, Cape Town. S. 35.
- PREUSSER, F., RADIES, D. & A. MATTER (2002): A 160,000-Year Record of Dune Development and Atmospheric Circulation in Southern Arabia. *Science* **296**, S. 2018-2020.
- PREUSSER, F., RADIES, D., DRIEHORST, F. & A. MATTER (2005): Late Quaternary history of the coastal Wahiba Sands, Sultanate of Oman. *Journal of Quaternary Science* **20**, S. 395-405.
- PRINS, M. A. & G. J. WELTJE (1999): Late Quaternary eolian and fluvial sediment supply to the Arabian Sea and its paleoclimatic significance: an application of end-member modelling of siliciclastic grain-size distributions. In: PRINS, M. A. (ed.): *Pelagic, hemipelagic and turbidite deposition in the Arabian Sea during the Late Quaternary (= Geologica Ultraiectina No. 168)*. Utrecht: University of Utrecht. S. 69-96.
- PRINS, M. A., REICHART, G. J., STUUT, J.-B. W., WELTJE, G. J. & G. POSTMA (1999): Teleconnections between the Asian monsoons and the North Atlantic climate during the Late Quaternary. In: PRINS, M. A. (ed.): *Pelagic, hemipelagic and turbidite deposition in the Arabian Sea during the Late Quaternary (= Geologica Ultraiectina No. 168)*. Utrecht: University of Utrecht. S. 97-120.
- PUGH, J. M. (1997): *The Quaternary desert sediments of the Al Liwa area, Abu Dhabi*. PhD Thesis, University of Aberdeen.
- RADIES, D. & A. MATTER (2000): Development and dynamics of Quaternary dune systems in the Wahiba Sands, Sultanate of Oman (abstract). *IGCP 413 Conference: Linkages between fluvial, lacustrine, and aeolian systems*, October 23-27, 2000, Zzyzx.
- RADIES, D., HASIOTIS, S. T., PREUSSER, F., NEUBERT, E. & A. MATTER (2005): Paleoclimatic significance of Early Holocene faunal assemblages in wet interdune deposits of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Journal of Arid Environments* **62**, S. 109-125.
- RADIES, D., PREUSSER, F. & A. MATTER (2000): Early Holocene climate variability in the Wahiba Sands, Sultanate of Oman (abstract). *IGCP 413 Conference: Linkages between fluvial, lacustrine, and aeolian systems*, October 23-27, 2000, Zzyzx.
- RADIES, D., PREUSSER, F. & A. MATTER (2001): Early Holocene paleolakes of the Wahiba Sands (abstract). *International Conference: Geology of Oman*, January 12-16, 2001, Muscat.
- RADIES, D., PREUSSER, F., MATTER, A. & M. MANGE (2004): Eustatic and climatic controls on the development of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Sedimentology* **51**, S. 1359-1385.
- REALE, A., BURNS, S. J., FLEITMANN, D., MATTER, A., KRAMERS, J. & A. A. AL-SUBBARY (2003): A high-resolution, speleothem record of the Indian monsoon during the glacial/interglacial transition from Socotra Island, Yemen. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* **35**(6), S. 415.
- REICHART, G. J., DEN DULK, M., VISSER, H. J., VAN DER WEIJDEN, C. H. & W. J. ZACHARIASSE (1997): A 225 kyr record of dust supply, paleoproductivity and the oxygen minimum zone from the Murray Ridge (northern Arabian Sea). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **134**, S. 149-169.
- ROBERTS, N. & H. E. WRIGHT, JR. (1993): Vegetational, Lake-Level, and Climatic History of the Near East and Southwest Asia. In: WRIGHT, H. E. et al. (eds.): *Global climates since the last glacial maximum*. Minneapolis: University of Minnesota Press. S. 194-220.

- ROBERTS, N. (1982): Lake levels as an indicator of Near Eastern palaeo-climates: a preliminary appraisal. In: BINTLIFF, J. L. & W. VAN ZEIST (eds.): *Palaeoclimates, Palaeoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory* (= BAR International Series 133). Oxford: Blackwell. S. 235-267.
- ROBERTS, N. (1998): *The Holocene. An Environmental History* (Second Edition). Oxford: Blackwell. 316 S.
- RODGERS, D. W. & A. GUNATILAKA (2002): Bajada formation by monsoonal erosion of a subaerial forebulge, Sultanate of Oman. *Sedimentary Geology* **154**, S. 127-146.
- ROSSIGNOL-STRICK, M. (1998): Paléoclimat de la Méditerranée orientale et de l'Asie du Sud-Ouest de 15.000 à 6.000 BP. *Paléorient* **23(2)**, S. 175-186.
- ROSTEK, F., RUHLAND, G., BASSINOT, F. C., BEAUFORT, L., MÜLLER, P. J. & E. BARD (1994): Fluctuations of the Indian Monsoon regime during the last 170,000 years: evidence from sea surface temperature, salinity and organic carbon records. In: DESBOIS, M. & F. DÉSALMAND (eds.): *Global Precipitations and Climate Change* (= NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. 26). Berlin Heidelberg: Springer. S. 27-51.
- SANDER, K. M., OCHES, E. A., ANDERSON, S., MCCORRISTON, J. & M. HARROWER (2005): Tufa Records of Holocene Climate Change in Highland Southern Yemen. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* **37(7)**, S. 426.
- SANLAVILLE, P. (1992): Changements climatiques dans la péninsule arabique durant le Pléistocène supérieur et l'Holocène. *Paléorient* **18**, S. 5-16.
- SANLAVILLE, P. (1994): L'évolution de la péninsule Arabique depuis le Pléistocène supérieur. *Annales de Géographie Beyrouth* **15**, S. 49-60.
- SANLAVILLE, P. (1995): Marge septentrionale du désert arabique : la zone sud-levantine au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. *Mémoires de la Société géologique de France* **167**, S. 57-66.
- SANLAVILLE, P. (1998): Les changements dans l'environnement au Moyen-Orient de 20.000 BP à 6.000 BP. *Paléorient* **23(2)**, S. 249-262.
- SARNTHEIN, M. (1972): Sediments and history of the postglacial transgression in the Persian Gulf and northwest Gulf of Oman. *Marine Geology* **12**, S. 245-266.
- SARNTHEIN, M. (1978): Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature* **272**, S. 43-46.
- SCHULZ, E. & J. W. WHITNEY (1986): Upper Pleistocene and Holocene lakes in the An Nafud, Saudi Arabia. *Hydrobiologia* **143**, S. 175-190.
- SHAKUN, J. D., BURNS, S. J., FLEITMANN, D., KRAMERS, J., MATTER, A. & A. AL-SUBBARY (2005): A Record of Changes in the Indian Monsoon From ~29 ka to 11 ka Based on a Stalagmite from Socotra Island, Yemen. *Eos Trans. AGU* **86(52)**, Fall Meet. Suppl., Abstract PP31B-1536.
- SINGHVI, A. K., GLENNIE, K. W., LANCASTER, N., TELLER, J. T., PANDEY, V. P. & N. JUYAL (2001): Climatic changes in southern Arabia during the Quaternary (abstract). *Dryland Change 2001 International Conference, Cape Town*. S. 40.
- SIROCKO, F., GARBE-SCHÖNBERG, D. & C. DEVEY (2000): Processes controlling trace element geochemistry of Arabian Sea sediments during the last 25,000 years. *Global and Planetary Change* **26**, S. 217-303.
- STAUBWASSER, M., SIROCKO, F., GROOTES, P. M. & M. SEGL (2003): Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. *Geophysical Research Letters* **30(8)**, 1425, doi:10.1029/2002GL016822
- STOKES, S. & H. BRAY (2004): Reconciling lateral and vertical dune migration rates and drift potential estimates: some examples from the Rub' al Khali. *Geophysical Research Abstracts* **6**, 04012.

- STOKES, S. & H. E. BRAY (2005): Late Pleistocene eolian history of the Liwa region, Arabian Peninsula. *Geological Society of America Bulletin* **177**, S. 1466-1480.
- STOKES, S., BRAY, H. & W. WOOD (2002): Sources of Ancient Water: A Reconsideration of Palaeorecharge Events from a Palaeomonsoon Perspective. Dubai International Conference on Water Resources and Integrated Management in the Third Millennium (Abstracts). S. 25.
- STOKES, S., BRAY, H., GOUDIE, A. S. & W. W. WOOD (2003a): Later Quaternary Paleorecharge Events in the Arabian Peninsula. In: ALSHARHAN A. S. & W. W. WOOD (eds.): *Water Resources Perspectives: Evaluation, Management and Policy* (= *Developments in Water Science* 50). Amsterdam: Elsevier. S. 371-378.
- STOKES, S., GOUDIE, A. S., COLLS, A. & A. AL-FARRAJ (2003b): Optical Dating as a Tool for Studying Dune Reactivation, Accretion Rates and Desertification Over Decadal, Centennial and Millennial Time-Scales. In: ALSHARHAN, A. S., WOOD, W. W., GOUDIE, A. S., FOWLER, A. & E. M. ABDELLATIF (eds.): *Desertification in the Third Millennium*. Lisse: Swets & Zeitlinger. S. 53-60.
- STREET-PERROTT, F. A., ROBERTS, N. & S. METCALFE (1985): Geomorphic implications of late Quaternary hydrological and climatic changes in the Northern Hemisphere tropics. In: DOUGLAS, I. & T. SPENCER (eds.): *Environmental Change and Tropical Geomorphology*. London: Allen & Unwin. S. 165-183.
- TANG, C., MACHIDA, I., SHINDO, S., KONDOH, A. & Y. SAKURA (2001): Chemical and isotopic methods for confirming the roles of wadis in regional groundwater recharge in a regional arid environment: A case study in Al Ain, UAE. *Hydrological Processes* **15**, S. 2195-2202.
- TELLER, J. T., GLENNIE, K. W., LANCASTER, N. & A. K. SINGHVI (2000): Calcareous dunes of the United Arab Emirates and Noah's Flood: the postglacial reflooding of the Persian (Arabian) Gulf. *Quaternary International* **68-71**, S. 297-308.
- THATCHER, L., RUBIN, M. & G. F. BROWN (1961): Dating Desert Ground Water. *Science* **134**, S. 105-106.
- THOMAS, H., GERAADS, D., JANJOU, D., VASLET, D., MEMESH, A., BILLIOU, D., BOCHERENS, H., DOBIGNY, G., EISENMANN, V., GAYET, M., DE LAPPARENT DE BROIN, F., PETTER, G. & M. HALAWANI (1998): First Pleistocene faunas from the Arabian Peninsula: An Nafud desert, Saudi Arabia. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris, Sciences de la terre et des planètes* **326**, S. 145-152.
- THOME, K. N. (1998): Einführung in das Quartär: das Zeitalter der Gletscher. Berlin Heidelberg: Springer. 287 S.
- UCHUPI, E., SWIFT, S. A. & D. A. ROSS (1999): Late Quaternary stratigraphy, Paleoclimate and neotectonism of the Persian (Arabian) Gulf region. *Marine Geology* **160**, S. 1-23.
- WALKDEN, G. & A. WILLIAMS (1998): Carbonate ramps and the Pleistocene-Recent depositional systems of the Arabian Gulf. In: WRIGHT, V. P. & T. P. BURCHETTE (eds.): *Carbonate Ramps* (= Geological Society Special Publication No. 149). London: The Geological Society. S. 43-53.
- WANG, P., CLEMENS, S., BEAUFORT, L., BRACONNOT, P., GANSEN, G., JIAN, Z., KERSHAW, P. & M. SARNTHEIN (2005a): Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Reviews* **24**, S. 595-629.
- WANG, Y., CHENG, H., EDWARDS, R. L., HE, Y., KONG, X., AN, Z., WU, J., KELLY, M. J., DYKOSKI, C. A. & X. LI (2005b): The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate. *Science* **308**, S. 854-857.
- WARREN, A. & D. ALLISON (1998): The palaeoenvironmental significance of dune size hierarchies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **137**, S. 289-303.
- WARREN, A. & S. KAY (1987): Dune networks. In: FROSTICK, L. & I. REID (eds.): *Desert Sediments: Ancient and Modern* (= Geological Society Special Publication No. 35). London: The Geological Society. S. 205-212.

- WARREN, A. (1988a): The Dunes of the Wahiba Sands. *Journal of Oman Studies Special Report* **3**, S. 131-160.
- WARREN, A. (1988b): The dynamics of dune networks in the Wahiba sands: a progress report. *Journal of Oman Studies Special Report* **3**, S. 169-180.
- WEIJERMARS, R. (1999): Quaternary Evolution of Dawhat Zulum (Half Moon Bay) Region, Eastern Province, Saudi Arabia. *GeoArabia* **4**, S. 71-90.
- WEYHENMEYER, C. E., BURNS, S. J., WABER, H. N., AESCHBACH-HERTIG, W., KIPFER, R., LOOSLI, H. H. & A. MATTER (2000): Cool Glacial Temperatures and Changes in Moisture Source Recorded in Oman Groundwaters. *Science* **287**, S. 842-845.
- WHITE, K., GOUDIE, A., PARKER, A. & A. AL-FARRAJ (2001): Mapping the geochemistry of the northern Rub' al Khali using multispectral remote sensing techniques. *Earth Surface Processes and Landforms* **26**, S. 735-748.
- WHITNEY, J. W. (1982): Geologic evidence of Late Quaternary climate change in western Saudi Arabia (abstract). In: BINTLIFF, J. L. & W. VAN ZEIST (eds.): *Palaeoclimates, Palaeoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory* (= BAR International Series 133). Oxford: Blackwell. S. 231-233.
- WHITNEY, J. W. (1983): Erosional history and surficial geology of western Saudi Arabia. United States Geological Survey: Technical record: USGS-TR-04-1. S. 1-90.
- WHITNEY, J. W., FAULKENDER, D. J. & M. RUBIN (1983): The environmental history and present condition of Saudi Arabia's northern sand seas (= USGS Open-File Report 83-749). Jeddah: United States Geological Survey. S. 1-39.
- WIGGS, G. F. S. (2001): Desert dune processes and dynamics. *Progress in Physical Geography* **25**, S. 53-79.
- WILKINSON, T. J. (1997): Holocene Environments of the High Plateau, Yemen. Recent Geoarchaeological Investigations. *Geoarchaeology* **12**, S. 833-864.
- WILKINSON, T. J. (2005): Soil Erosion and Valley Fills in the Yemen Highlands and Southern Turkey: Integrating Settlement, Geoarchaeology, and Climate Change. *Geoarchaeology* **20**, S. 169-192.
- WILLIAMS, A. H. & G. M. WALKDEN (2001): Carbonate Eolianites from a Eustatically Influenced Ramp-Like Setting: The Quaternary of the Southern Arabian Gulf. In: ABEGG, F. E., HARRIS, P. M. & D. B. LOOPE (eds.): *Modern and Ancient Carbonate Eolianites: Sedimentology, Sequence Stratigraphy, and Diagenesis* (= SEPM Special Publication No. 71). Tulsa: Society for Sedimentary Geology. S. 77-92.
- WILLIAMS, A. H. & G. M. WALKDEN (2002): Late Quaternary highstand deposits of the southern Arabian Gulf: a record of sea-level and climate change. In: CLIFT, P. D., KROON, D., GAEDICKE, C. & J. CRAIG (eds.): *The Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region* (= Geological Society Special Publication No. 195). London: The Geological Society. S. 371-386.
- WILSON, I. G. (1971): Desert sandflow basins and a model for the development of ergs. *The Geographical Journal* **137**, S. 180-199.
- WILSON, I. G. (1973): Ergs. *Sedimentary Geology* **10**, S. 77-106.
- WOOD, W. W. & J. L. IMES (1995): How wet is wet? Precipitation constraints on late Quaternary climate in the southern Arabian Peninsula. *Journal of Hydrology* **164**, S. 263-268.
- WOOD, W. W. & J. L. IMES (2003): Dating of Holocene Ground-Water Recharge in Western Part of Abu Dhabi (United Arab Emirates): Constraints on Global Climate-Change Models. In: ALSHARHAN A. S. & W. W. WOOD (eds.): *Water Resources Perspectives: Evaluation, Management and Policy* (= Developments in Water Science 50). Amsterdam: Elsevier. S. 379-385.
- WOOD, W. W., RIZK, Z. S. & A. S. ALSHARHAN (2003): Timing of recharge, and the origin, evolution, and distribution of solutes in a hyperarid aquifer system. In: ALSHARHAN A. S. & W. W. WOOD (eds.): *Water Resources Perspectives: Evaluation, Management and Policy* (= Developments in Water Science 50). Amsterdam: Elsevier. S. 295-312.

- YAN, Z. & N. PETIT-MAIRE (1994): The last 140 ka in the Afro-Asian arid/semi-arid transitional zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **110**, S. 217-233.
- YUAN, D., CHENG, H., EDWARDS, R. L., DYKOSKI, C. A., KELLY, M. J., ZHANG, M., QING, J., LIN, Y., WANG, Y., WU, J., DORALE, J. A., AN, Z. & Y. CAI (2004): Timing, Duration, and Transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science* **304**, S. 575-578.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & K. BILLUPS (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* **292**, S. 686-693.
- ZONNEVELD, K. A. F., GANSEN, G., TROELSTRA, S., VERSTEEGH, G. J. M. & H. VISSCHER (1997): Mechanism forcing abrupt fluctuations of the Indian Ocean summer monsoon during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* **16**, S. 187-201.

Übersetzung der englischen Fachbegriffe nach:

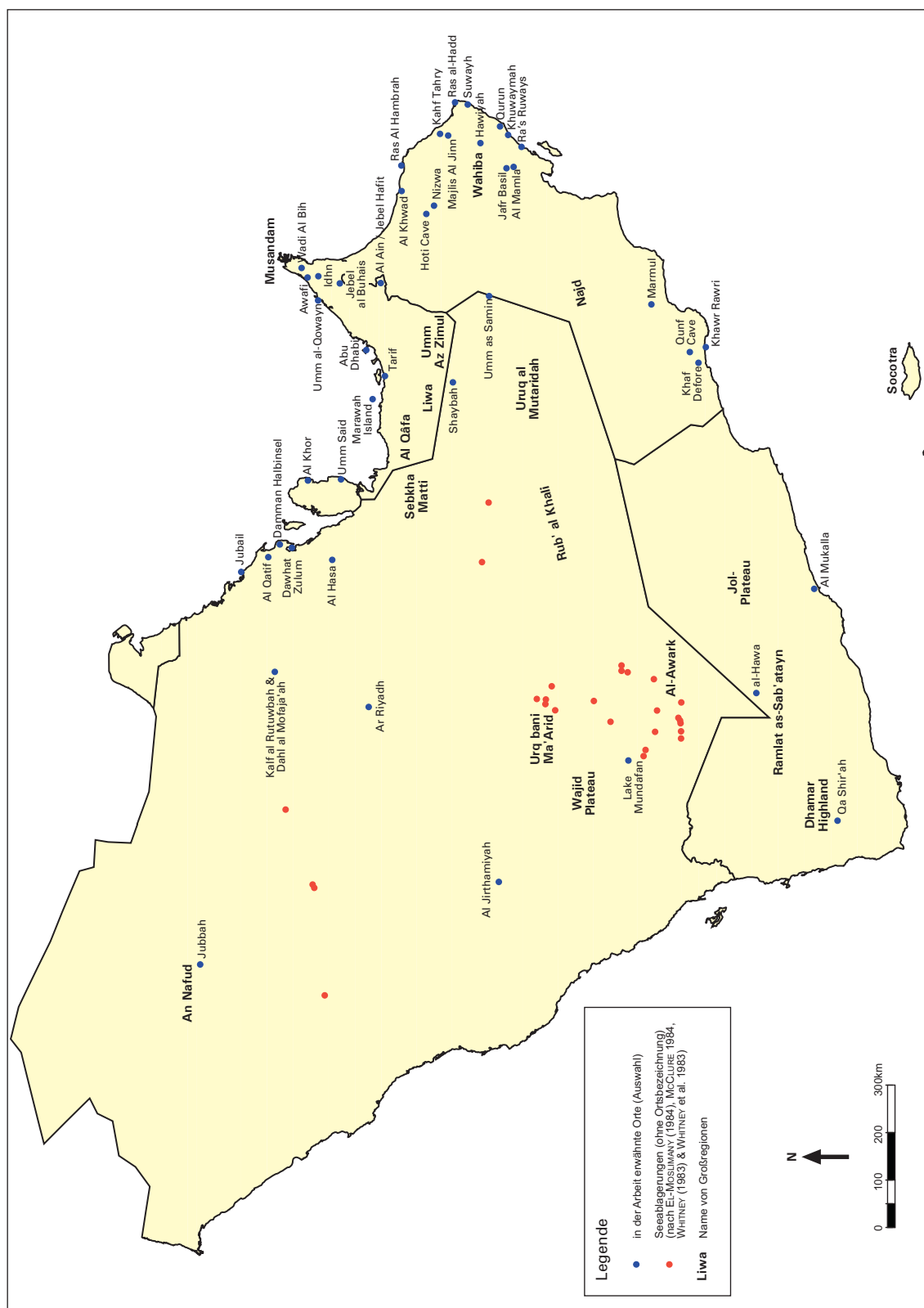
- WATZNAUER, A. (ed.) (1982): Wörterbuch Geowissenschaften (Band 2: Englisch-Deutsch). Thun/Frankfurt: Harri Deutsch. 400 S.

Aphorismen zitiert nach:

- THOMAS CARLYLE: Sartor Resartus. Leben und Meinungen des Herrn Teufelsdröckh.
- THOMAS MORUS: Utopia.
- ALEXANDER POPE: Versuch vom Menschen.
- HENRY THOREAU: Walden oder Hüttenleben im Walde.
- ANNE WEBER: Besuch bei Zerberus.

Titelbild:

- Arabiae Felicis Petrææ et Desertæ von JAN JANSSON (um 1650). Verändert nach PARRY, J. V. (2004): Mapping Arabia. *Saudi Aramco World* **JF/2004**, S. 20-37.



Anhang 1: Übersichtskarte der im Text erwähnten Orte und Regionen