

**Korngrößen und mineralogische Zusammensetzung
von Sinkstoffen und Oberflächensedimenten
aus dem Arabischen Meer-
Hinweise auf Quellen und Transport
des lithogenen Materials**

Dissertation

**zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
im Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg**

vorgelegt von

Jörg Tiemann

aus Kellinghusen

Hamburg

2001

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Venugopalan Ittekkot
und Dr. Birgit Gaye-Haake

Hamburg, den 14. Mai 2001

Prof. Dr. U. Bismayer
Dekan

1	Einleitung	1
2	Zielsetzung	4
3	Arbeitsgebiet.....	5
3.1	Morphologie und Geologie	5
3.2	Klima	6
3.3	Ozeanische Zirkulation	8
3.4	Einträge terrigenen Materials	9
4	Methodik	12
4.1	Probennahme	12
4.1.1	Sinkstoffe.....	12
4.1.2	Sedimente.....	15
4.2	Bestimmung des Partikelflusses	16
4.3	Untersuchungen am lithogenen Material	16
4.3.1	Probenvorbereitung	16
4.3.2	Korngrößenanalytik.....	16
4.3.2.1	Beschreibung von Gerät und Messprinzip	16
4.3.2.2	Kalibrierung.....	22
4.3.2.3	Messung der Sedimente.....	23
4.3.2.4	Messung der Sinkstoffe	24
4.3.3	Mineralogische Untersuchungen.....	27
5	Ergebnisse	28
5.1	Sinkstoffe im westlichen Arabischen Meer (WAST)	28
5.1.1	Flussraten	28
5.1.2	Mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials.....	31
5.1.3	Korngrößen des lithogenen Materials.....	31
5.2	Sinkstoffe im zentralen Arabischen Meer (CAST).....	35
5.2.1	Flussraten.....	35
5.2.2	Mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials.....	38
5.2.3	Korngrößen des lithogenen Materials.....	38
5.3	Sinkstoffe am pakistanischen Kontinentalhang (EPT)	41
5.3.1	Flussraten	41
5.3.2	Mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials.....	44
5.3.3	Korngrößen des lithogenen Materials.....	44
5.4	Oberflächensedimente.....	47
5.4.1	Mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials.....	47
5.4.2	Korngrößen des lithogenen Materials.....	48
6	Diskussion der Ergebnisse.....	50
6.1	Lithogener Partikelfluss	50
6.2	Bilanzierung von Lithogenflüssen und -einträgen.....	58
6.3	Quellen und Transport des lithogenen Materials	62
6.3.1	Fluviatile Zone	62
6.3.2	Äolische Zone	65
6.4	Regionale Verbreitung des lithogenen Materials.....	84
6.4.1	Lithogenakkumulationsraten.....	84
6.4.2	Mineralogische Zusammensetzung	86
6.4.3	Korngrößenverteilungen	91
6.5	Implikationen für paläoklimatische Anwendungen	99
6.5.1	Vergleich zwischen Sinkstoffen und Oberflächensedimenten.....	99
6.5.2	Hinweise auf glazial/holozäne Klimaveränderungen	103
7	Zusammenfassung.....	106
8	Literatur:.....	110
	Verzeichnis der Abbildungen	
	Verzeichnis der Tabellen	
	Anhang	

1 Einleitung

Die Sedimente der Tiefsee setzen sich aus biogenen und lithogenen Komponenten zusammen. Während das biogene Material überwiegend im Oberflächenwasser der Ozeane, d.h. in situ produziert wird, stammt das lithogene Material aus terrestrischen Quellen und wird über Flüsse oder über die Atmosphäre in die Ozeane eingetragen. Die Art des Transports steht in starker Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen der umliegenden Landmassen. In den humiden und gemäßigten Klimazonen wird das lithogene Material überwiegend über Flüsse zugeführt (MILLIMAN & MEADE, 1983; SUBRAMANIAN, 1985; MILLIMAN & SYVITSKI, 1992). In den ariden Klimazonen wird der Eintrag lithogenen Materials in den Ozean durch den äolischen Transport dominiert (PROSPERO, 1981a, MIDDLETON, 1986; PYE, 1989). Der globale fluviatile Schwebstoffeintrag beträgt Abschätzungen zufolge zwischen $13,5 \cdot 10^{15} \text{ g a}^{-1}$ (MILLIMAN & MEADE, 1983) und $16 \cdot 10^{15} \text{ g a}^{-1}$ (DEGENS et al., 1991); der globale Eintrag mineralischer Aerosole in den Ozean ist dagegen mit $0,9 \cdot 10^{15} \text{ g a}^{-1}$ (DUCE et al., 1991) vergleichsweise gering.

Für die Zusammensetzung der Sedimente im offenen Ozean ist der äolische Eintrag dennoch der wichtigere Prozess, da fluviatiles Material in der Regel bereits im küstennahen Bereich abgelagert wird (SIROCKO & SARNTHEIN, 1989; MILLIMAN, 1990; RAMASWAMY et al., 1991). Nur in wenigen Fällen, z.B. vor den Mündungen des Ganges/Brahmaputra und des Indus, konnten durch den fluviatilen Eintrag große Tiefseefächer entstehen (CURRAY & MOORE, 1974; EMMEL & CURRAY, 1983/1984; COUMES & KOLLA, 1984; KOLLA & COUMES, 1984). Äolisches Material wird dagegen wesentlich weiträumiger verteilt und leistet daher einen wichtigen Beitrag zur Sedimentation nicht-biogenen Materials im offenen Ozean (WINDOM, 1975; DUCE et al., 1980, CHESTER et al., 1972; CHESTER, 1986; PROSPERO, 1996). Vom Staubeintrag aus angrenzenden Trockengebieten sind alle großen Ozeane betroffen (PROSPERO, 1996; HERMAN et al., 1997; HUSAR et al., 1997) (Abb. 1). Das in dieser Hinsicht am intensivsten untersuchte Meeresgebiet ist der Atlantische Ozean, dessen Sedimente unter dem Einfluss der Staubeinträge aus der Sahara und der Sahel-Zone stehen (BISCAYE, 1965; CHESTER et al., 1972; WINDOM & CHAMBERLAIN, 1978; CHESTER et al., 1979; JICKELLS et al., 1998; JICKELLS 1999; BORY & NEWTON, 2000). Der Einfluss des äolischen Transports aus Nordafrika reicht bis zu den karibischen Inseln (DELANY et al., 1967; PROSPERO et al., 1981) und konnte sogar in den Gletschergebieten Mittelamerikas noch nachgewiesen werden (WINDOM, 1969).

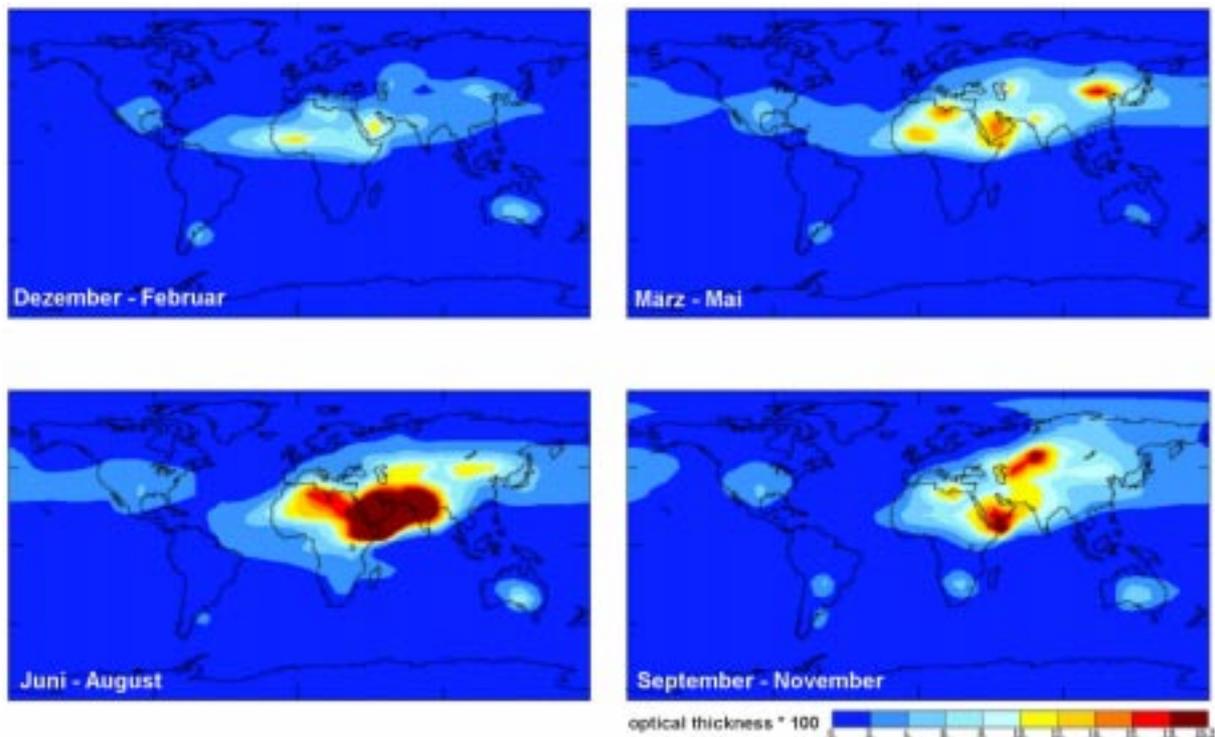


Abb. 1: Relative globale Verbreitung mineralischen Staubes in der Troposphäre, dargestellt als „aerosol optical thickness“. Quelle: <http://www.giss.nasa.gov./data/dust/>.

Auch im Pazifik spielt der äolische Lithogeneintrag eine wichtige Rolle, als dessen Quelle in erster Linie die ausgedehnten Lössgebiete auf dem asiatischen Festland ausgemacht wurden (FERGUSON et al., 1970; DUCE et al., 1980; PARRINGTON, 1983; UEMATSU et al., 1983; UEMATSU et al., 1985; BLANK et al., 1985; SCHNEIDER et al., 1990; NAKAI et al., 1993; ARIMOTO et al., 1996; EVE et al., 1998). Ein weiteres Meeresgebiet mit hohen Staubeinträgen ist der nördliche Indische Ozean (ASTON et al., 1973; CHESTER et al., 1985; SAVOIE et al., 1987; CHESTER et al., 1991; SIROCKO & SARNTHEIN, 1989). Nach DUCE et al. (1991) finden dort etwa 11 % des globalen Staubeintrages statt. Modernen Satellitendaten sowie Modellrechnungen zufolge gehören die sommerlichen Staubkonzentrationen über dem Arabischen Meer zu den höchsten in der Welt (TEGEN & FUNG, 1994; PROSPERO, 1996; HERMAN et al., 1997; HUSAR et al., 1997).

Im Gegensatz zu den biogenen Komponenten sind die lithogenen Komponenten im marinen Milieu relativ resistent gegen Umwandlungen und werden weitgehend unverändert in die Sedimente der Tiefsee eingebettet. Untersuchungen am lithogenen Material in Tiefseesedimenten wurden daher im Rahmen zahlreicher Untersuchungen für

paläoklimatische Interpretationen herangezogen, wobei sich im wesentlichen drei wichtige Zusammenhänge ergaben:

- Die mineralogische Zusammensetzung von marinen Sedimenten liefert Informationen über die Herkunftsgebiete des lithogenen Materials (BISCAYE, 1965; GRIFFIN et al., 1968; GOLDBERG & GRIFFIN, 1970; KOLLA et al., 1976; KOLLA & BISCAYE, 1977; PROSPERO, 1981a).
- Die Menge des äolischen Eintrages bzw. die Staubakkumulation im Sediment ist abhängig von den Niederschlagsbedingungen in den Quellgebieten des lithogenen Materials, (PYE, 1989; CLEMENS & PRELL, 1990; CLEMENS & PRELL, 1991; REA, 1994).
- Die lithogenen Korngrößen ermöglichen Rückschlüsse auf die Transportprozesse (fluviatil/äolisch/hemipelagisch) des lithogenen Materials (JANACEK & REA, 1985; REA et al., 1986; REA & HOVAN, 1995) sowie auf die Energie des äolischen Transports (PROSPERO et al., 1983, REA et al., 1985; SIROCKO, 1989; CLEMENS & PRELL 1990; CLEMENS & PRELL 1991; CLEMENS et al., 1991; REA, 1994; CLEMENS et al., 1996; CLEMENS, 1998).

Während die Untersuchung der mineralogischen Zusammensetzung von Sedimenten direkte Hinweise auf Quellgebiete liefert, ist der Zusammenhang zwischen Lithogenakkumulationsraten und kontinentaler Aridität sowie zwischen Korngrößen und Windgeschwindigkeit bisher meist über Proxyparameter ($\delta^{18}\text{O}$ als Anzeiger des globalen Eisvolumens, Akkumulation von planktischen Foraminiferen als Indikator für Windgeschwindigkeiten) hergestellt worden (PRELL & KUTZBACH, 1987; CLEMENS & PRELL, 1990). Über die rezenten Zusammenhänge zwischen Windgeschwindigkeiten und der Sedimentation lithogenen Materials in der Tiefsee ist bisher nur wenig bekannt. Korngrößenuntersuchungen der lithogenen Komponente von Sinkstoffen der Tiefsee können diese Lücke schließen, sind aber bislang nur in wenigen Meeresgebieten und nur über kurze Zeiträume durchgeführt worden (CLEMENS, 1998; RATMEYER et al., 1999).

Das Institut für Biogeochemie und Meereschemie der Universität Hamburg führt seit 1986 im Arabischen Meer im Rahmen eines vom BMBF geförderten Indisch-Deutschen Verbundprojektes und später des deutschen JGOFS – Projektes (**J**oint **G**lobal **O**cean **F**lux **S**tudies) Sedimentfallenuntersuchungen durch (NAIR et al., 1989; HAAKE et al., 1992; ITTEKOT et al., 1992; HAAKE et al., 1993; HAAKE et al., 1996, RIXEN et al., 1996; RIXEN et al., 2000a; RIXEN et al, 2000b). Im Vordergrund stand dabei stets die Fragestellung nach der Effizienz des Kohlenstoffentzugs aus dem Oberflächenwasser, die für den globalen CO_2 – Haushalt eine wichtige Rolle spielt. Die Untersuchungen konnten zeigen, dass der

Partikelfluss im Arabischen Meer saisonal sehr variabel ist und durch die an den Monsunzyklus geknüpften meteorologischen und ozeanographischen Bedingungen gesteuert wird. Insbesondere im westlichen Arabischen Meer spielen dabei die durch die hohen Windgeschwindigkeiten während des SW-Monsuns induzierten Auftriebsprozesse eine entscheidende Rolle. Weiterhin konnte gezeigt werden, dass die Zufuhr und der anschließende Einbau lithogener Partikel in organo-mineralische Aggregate die Abfuhr von Kohlenstoff in die Tiefsee erheblich steigert und dass im Gegenzug der Transport feinkörnigen lithogenen Materials in die Tiefsee erst nach einer Aggregatbildung mit biogenem Material möglich ist. Detaillierte Untersuchungen am lithogenen Material im Rahmen dieser Langzeitstudie beschränken sich jedoch auf die Arbeit von RAMASWAMY et al. (1991), die anhand der tonmineralogischen Zusammensetzung der Sinkstoffe nachweisen konnten, dass der größte Teil des lithogenen Materials über den äolischen Transport in das Arabische Meer eingetragen wird.

2 Zielsetzung

Im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit wurden erstmals detaillierte Untersuchungen der Mineralogie und der Korngrößen von Sinkstoffen aus dem Arabischen Meer, die einen Zeitraum von mehreren Jahren abdecken, vorgenommen. Ziel der Arbeit war es, auf Grundlage dieser Daten unter Einbeziehung meteorologischer Begleitparameter (Wind, Regen) Informationen über die Quellen und die Transportprozesse des lithogenen Materials zu gewinnen. Insbesondere sollte geprüft werden, ob und, wenn ja, wie die Saisonalität des Monsunklimas die Eigenschaften des lithogenen Materials in den Sinkstoffen beeinflusst. Darüber hinaus ist es für paläoklimatische Interpretationen von besonderer Bedeutung, inwieweit die Prozesse, die den Eintrag des lithogenen Materials in das Oberflächenwasser steuern, in den Oberflächensedimenten widerspiegelt werden.

Zur Klärung dieser Fragestellungen wurden Sinkstoffe von 3 Fallenstationen aus unterschiedlichen Regionen des Arabischen Meeres untersucht. Um den verschiedenen möglichen Lithogenquellen Rechnung zu tragen, wurde eine Station im westlichen Arabischen Meer, nahe der ariden Arabischen Halbinsel, sowie eine Station am pakistanischen Kontinentalhang, nahe der Indusmündung gewählt. Die dritte Station befindet sich in größerer Distanz zu den kontinentalen Quellen im zentralen Arabischen Meer. Die Untersuchungsergebnisse der Sinkstoffe wurden denen von Oberflächensedimenten aus dem gesamten Arabischen Meer gegenübergestellt, um Hinweise über die regionale Verbreitung

des lithogenen Materials aus den verschiedenen Quellen zu finden. Darüber hinaus liefert der Vergleich zwischen Sinkstoff- und Sedimentdaten Hinweise bezüglich der Anwendungsmöglichkeit lithogener Korngrößen als Paläowindgeschwindigkeitsanzeiger.

Den granulometrischen Untersuchungen ging die Entwicklung einer repräsentativen und reproduzierbaren Methode zur Untersuchung der Sinkstoffe mit einem Laserkorngrößenanalysator voraus, da klassische granulometrische Verfahren aufgrund der extrem geringen Probenmengen für diese Analytik nicht geeignet waren.

3 Arbeitsgebiet

3.1 Morphologie und Geologie

Das Arabische Meer bildet den nordwestlichen Teil des Indischen Ozeans. Es weist eine Gesamtfläche von etwa $6,2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ auf (SEN GUPTA & NAQVI, 1984) und wird im Westen durch die Arabische Halbinsel, im Norden durch Iran und Pakistan sowie im Osten durch den indischen Subkontinent begrenzt (Abb. 2). Als südliche Grenze des Arabischen Meeres gilt der Äquator (SEN GUPTA & NAQVI, 1984).

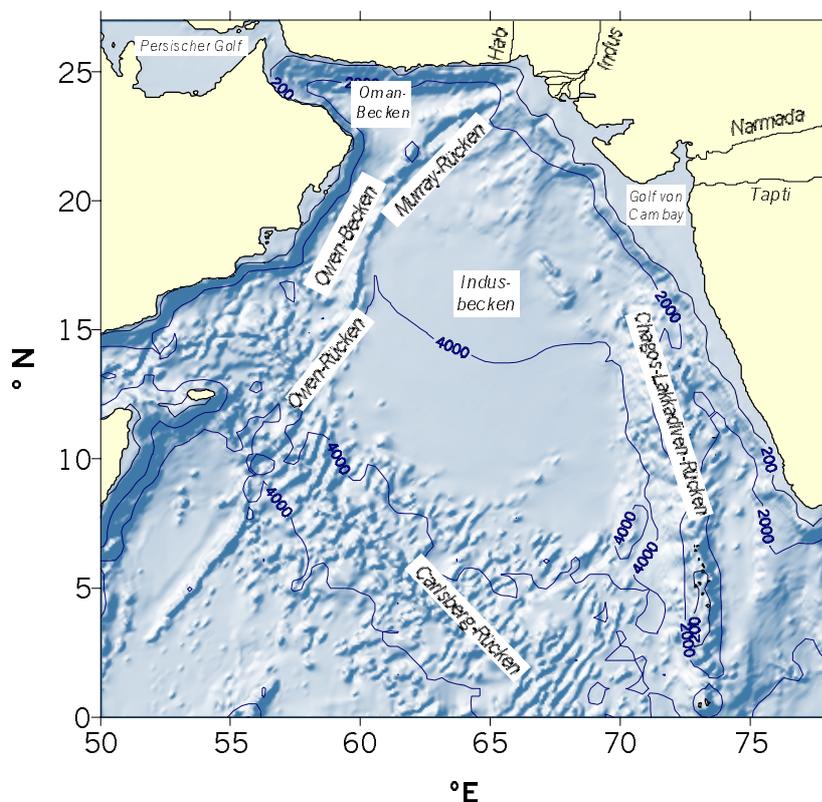


Abb. 2: Morphologische Gliederung des Arabischen Meeres. Quelle für die bathymetrischen Daten: <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/.WORLDWIDE/.WORLDWIDE/.bath/>.

Vor der Küste Arabiens sowie vor dem aktiven Kontinentalrand der pakistanischen Küste erstrecken sich relativ schmale Schelfgebiete von etwa 60–100 km Breite. Entlang der indischen Küste nimmt die Schelfbreite allmählich zu und erreicht im Golf von Cambay infolge der hohen fluviatilen Einträge aus dem Narmada und dem Tapti etwa 350 km. Vor der Indusmündung ist der Schelf durch einen tiefen Canyon eingeschnitten, über den fluviatile Sedimente in die Tiefsee transportiert werden (COUMES & KOLLA, 1984). Darüber hinaus ist dieses Gebiet von gelegentlichen Hangrutschungen beeinflusst (v. RAD & TAHIR, 1997).

Das Arabische Meer lässt sich in drei Becken gliedern, die durch morphologische Erhebungen voneinander getrennt sind (Abb. 2). Der größte Teil der Fläche des Arabischen Meeres wird vom Indus-Becken eingenommen. Es wird durch die vom Indus gelieferten Sedimente dominiert. Seit der Auffaltung des Himalaya, die zwischen oberem Eozän und mittlerem Miozän erfolgte (KRISHNAN, 1982), wurde vom Indus einer der größten Tiefseefächer der Erde aufgeschüttet. Er erstreckt sich über eine Fläche von $1,1 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (COUMES & KOLLA, 1984). Der Fächer wird im Westen vom Owen- und dem Murray-Rücken begrenzt und nach Süden durch den Carlsberg-Rücken abgeschlossen. Unmittelbar nördlich des Carlsberg-Rückens erreicht das Arabische Meer mit etwa 4600 m seine größten Tiefen (COUMES & KOLLA, 1984) (Abb. 2).

Im äußeren nordwestlichen Teil des Arabischen Meeres befindet sich das Oman-Becken, das über die Straße von Hormuz mit dem Persischen Golf in Verbindung steht. Südlich daran schließt sich, zwischen der arabischen Küste und dem Owen-Rücken, das schmale Owen-Becken an (Abb. 2).

3.2 Klima

Das Arabische Meer steht unter dem Einfluss des Monsunklimas, das durch die unterschiedliche Aufheizung bzw. Abkühlung der Meeresoberfläche und der umgebenden Landmassen gesteuert wird (WEBSTER, 1987; HASTENRATH, 1991) und sich durch halbjährlich wechselnde Windrichtungen auszeichnet (CURRIE et al., 1973). Während der Wintermonate (Dezember – Februar) kühlt die Luft über dem asiatischen Kontinent stark ab, was zur Ausbildung eines oberflächennahen Hochdruckgebietes über dem Festland führt. Über dem Indischen Ozean entsteht im gleichen Zeitraum ein Tiefdruckgebiet. Infolge des Druckgradienten etablieren sich nordöstliche Winde mit relativ geringen Geschwindigkeiten von durchschnittlich 2 m s^{-1} bei maximal 6 m s^{-1} , die als Nordostmonsun (im Folgenden: NE-Monsun) bezeichnet werden (RAMAGE et al., 1972), (Abb. 3).

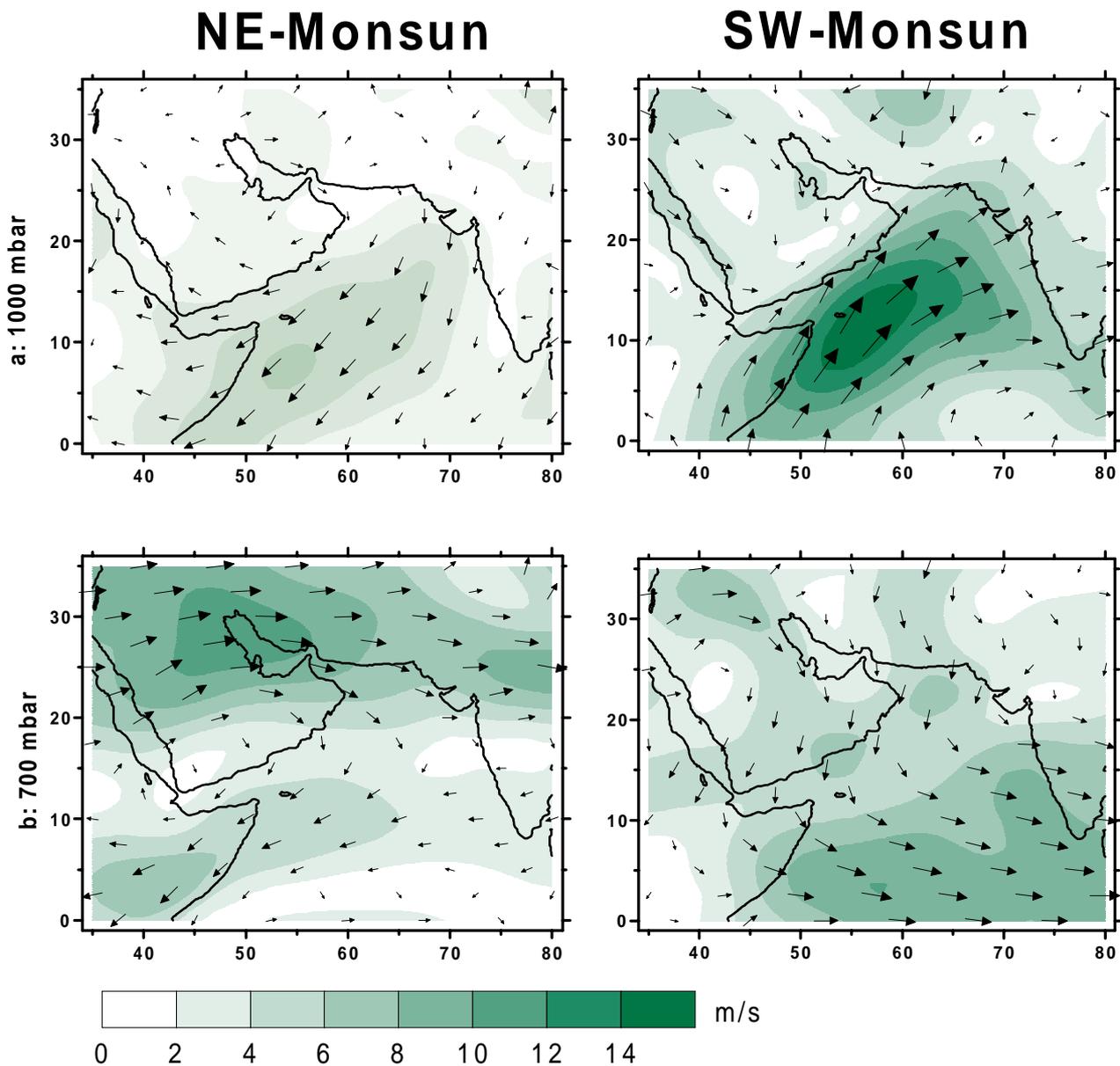


Abb. 3: Windfelder über dem Arabischen Meer in den Höhenstockwerken 1000 mbar (A) sowie 700 mbar (B) während des NE- und des SW-Monsuns. Die barometrischen Höhenangaben entsprechen in einer durchschnittlichen tropischen Atmosphäre Höhen von 100 bzw. 3100 m (MCGREGOR & NIEUWOLDT, 1998). Quelle für die Winddaten: <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-.NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Intrinsic/.PressureLevel/>.

In den Folgemonaten kehren sich die meteorologischen Verhältnisse um. Infolge der starken Erwärmung im Juni – September kommt es über dem asiatischen Festland zur Entwicklung eines kräftigen Tiefdruckgebietes, während sich über dem relativ kühlen Ozean ein Hochdruckgebiet etabliert. Infolge dieses Druckgefälles werden die Südostpassate der Südhalbkugel über den Äquator gezogen und durch die Corioliskraft nach Nordosten umgelenkt (TCHERNIA, 1980). Die daraus resultierenden kräftigen südwestlichen Winde mit Geschwindigkeiten von maximal 30 m s^{-1} (Durchschnitt: 15 m s^{-1}) werden als Südwestmonsun (im Folgenden: SW-Monsun) bezeichnet (RAMAGE et al., 1972) (Abb. 3).

Die höchsten Windgeschwindigkeiten werden im Bereich einer schmalen Zone parallel zur Arabischen Küste erreicht, dem sogenannten Findlater-Jet (FINDLATER, 1969). Eine weitere Erscheinung des beschriebenen Druckgefälles sind die nordwestlichen Winde über der Arabischen Halbinsel, die in Höhen von bis zu 5000 m heiße und trockene Luftmassen etwa entlang der Achse des Persischen Golfs zum Indischen Ozean transportieren (ACKERMANN & COX, 1989) (Abb. 3). Diese als Shamal bezeichneten Winde treten in den Monaten Mai und Juli in Erscheinung und erreichen Geschwindigkeiten zwischen 15 und 20 m s⁻¹ (MEMBERY, 1983; MIDDLETON, 1986). Über dem Arabischen Meer überlagern sie die oberflächennahe, kühl-feuchte SW-Monsunströmung (NARAYANAN & RAO, 1981). Diese Monsuninversion steigt in Richtung Süd-Südost an und verhindert das weitere Vordringen der kontinentalen Luftmassen in Richtung Süden. Sie werden daher im Bereich des Findlater-Jets abgelenkt und folgen der oberflächennahen SW-Monsunströmung in Richtung der indischen Landmasse (RAMAGE et al., 1972).

Während des SW-Monsuns kommt es im Bereich der indischen Küste zur Bildung von hohen Kumulonimbuswolken, welche die starken sommerlichen Niederschläge über dem indischen Subkontinent hervorbringen. Entsprechend der Verlagerung des Findlater-Jets mit dem Zenitstand der Sonne beginnen die Monsunregen in Südindien etwa Anfang Juni und schieben sich bis Juli auch in die Trockengebiete Nordindiens und Pakistans vor (FRATER, 1994).

3.3 Ozeanische Zirkulation

Die in Kapitel 3.2 beschriebene Saisonalität des Windsystems bestimmt auch die Oberflächenströmungen im Arabischen Meer (WYRTKI, 1973). Während des NE-Monsuns fließt ein Teil des Nordäquatorialstroms parallel zur indischen Küste nach Norden. Dies führt im Arabischen Meer zu einer gegen den Uhrzeigersinn gerichteten Oberflächenzirkulation (TCHERNIA, 1980) (Abb. 4). Im SW-Monsun verlagert sich das großräumige Strömungssystem, den Windfeldern folgend, nach Norden. Infolge dessen wird ein Teil des Südäquatorialstromes an der somalischen Küste nach Norden umgelenkt. Er überquert den Äquator, gelangt in das Arabische Meer und verursacht dort eine Oberflächenzirkulationsmuster im Uhrzeigersinn (TCHERNIA, 1980) (Abb. 4). Entlang der Küste Somalias und Omans führen die starken, küstenparallelen Strömungen zum Auftrieb nährstoffreichen Tiefenwassers (z. B. CURRIE et al., 1973; TSAI et al., 1992). Schwächere Auftriebserscheinungen sind unterhalb des Findlater-Jets im offenen Arabischen Meer (LUTHER et al., 1990) sowie vor der südindischen Küste (SHETYE et al., 1990) zu verzeichnen.

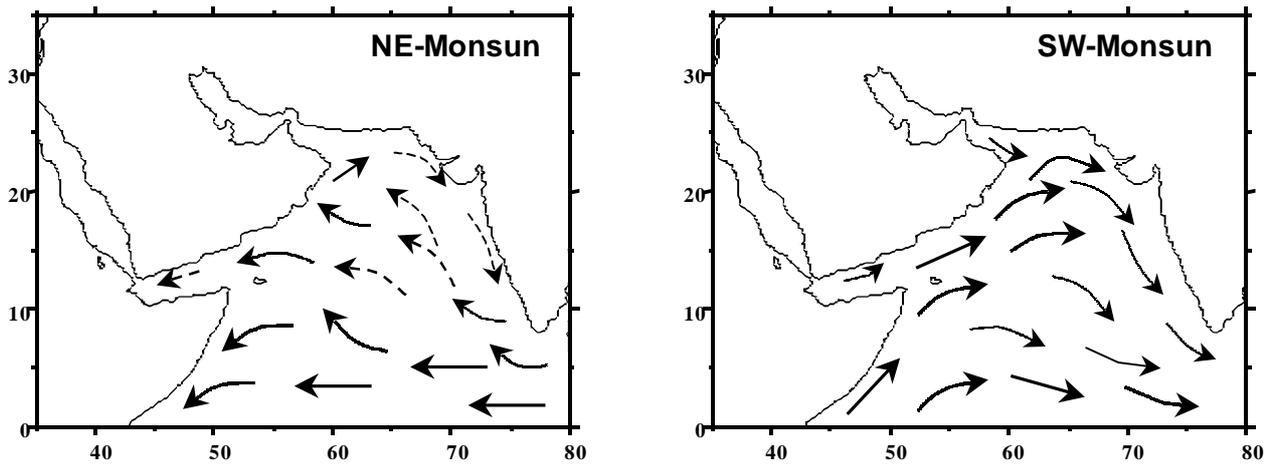


Abb. 4: Oberflächenströmungen im Arabischen Meer während des NE- und des SW-Monsuns (nach WYRTKI, 1973).

3.4 Einträge terrigenen Materials

Den verschiedenen meteorologischen und geographischen Bedingungen seines Umlandes entsprechend, setzt sich der Sedimenteintrag in das Arabische Meer aus einem Gemisch aus fluviatil und äolisch transportierten Komponenten zusammen. Der wichtigste Lieferant fluviatilen Materials war bis Mitte diesen Jahrhunderts der Indus mit einer jährlichen Sedimentfracht von $250 \cdot 10^6$ t (MILLIMAN et al., 1984). Infolge anthropogener Eingriffe wie Eindämmungs- und Bewässerungsmaßnahmen sind jedoch die Abflussraten des Flusses stark zurückgegangen und seine Lithogenfracht auf $58 \cdot 10^6$ t gesunken (MILLIMAN & SYVITSKI, 1992). Heute übertrifft daher die jährliche Lithogenfracht des Narmada mit etwa $125 \cdot 10^6$ t die des Indus deutlich (MILLIMAN & SYVITSKI, 1992). Die übrigen indischen und pakistanischen Flüsse sind in Bezug auf den Sedimenteintrag von untergeordneter Bedeutung; der fluviatile Eintrag von der Arabischen Halbinsel ist infolge des ariden Klimas vernachlässigbar gering (KOLLA & KIDD, 1982). Aufgrund der hohen sommerlichen Niederschlagsraten auf dem indischen Subkontinent findet der Haupteintrag der Flüsse während des SW-Monsuns statt (ITTEKKOT & ARAIN, 1986; ITTEKKOT et al., 1986).

Den fluviatilen Einträgen steht ein jährlicher Staubeintrag von $80 \cdot 10^6$ t (GOLDBERG & GRIFFIN, 1970) bis $115 \cdot 10^6$ t (SIROCKO, 1989) gegenüber. Der große Einfluss der Staubeinträge wird sowohl durch Satellitendaten (PROSPERO, 1996; HUSAR et al., 1997; HERMAN et al., 1997) als auch durch direkte Aerosolkonzentrationsmessungen belegt (ASTON et al., 1973; PROSPERO, 1979; CHESTER et al., 1985; SAVOIE et al., 1987; SIROCKO, 1989; CHESTER et al., 1991; PEASE et al., 1998). Nach PROSPERO (1996) zählen die

Aerosolkonzentrationen über dem Arabischen Meer zu den höchsten der Welt und sind mit denen über dem tropischen Nordatlantik vergleichbar. Nach AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)- Satellitendaten der NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) für die Jahre 1989-1991 ist die „estimated aerosol optical thickness“ (EAOT, ein Maß für die Aerosolkonzentration in der Atmosphäre) über dem Arabischen Meer im Sommer mit einem Durchschnitt von 0,32 und einem Maximum von 0,65 die höchste im globalen Vergleich (HUSAR et al., 1997). SIROCKO & SARNTHEIN (1989) errechneten aus GOES- Satellitendaten (Geostationary Operational Environmental Satellite) des Jahres 1979, dass etwa 87 % des Staubes ($105 \cdot 10^6$ t) während der Sommermonate in das Arabische Meer eingetragen werden. Diese Abschätzung wird durch die Ergebnisse der modernen Satellitenbeobachtungen unterstützt (HERMAN et al., 1997, Husar et al., 1997) und spiegelt sich auch in den Daten des globalen Staubmodells von TEGEN & FUNG, (1994; 1995) wider (Abb. 5), die über GISS (NASA Goddard Institute for Space Studies) bezogen werden können.

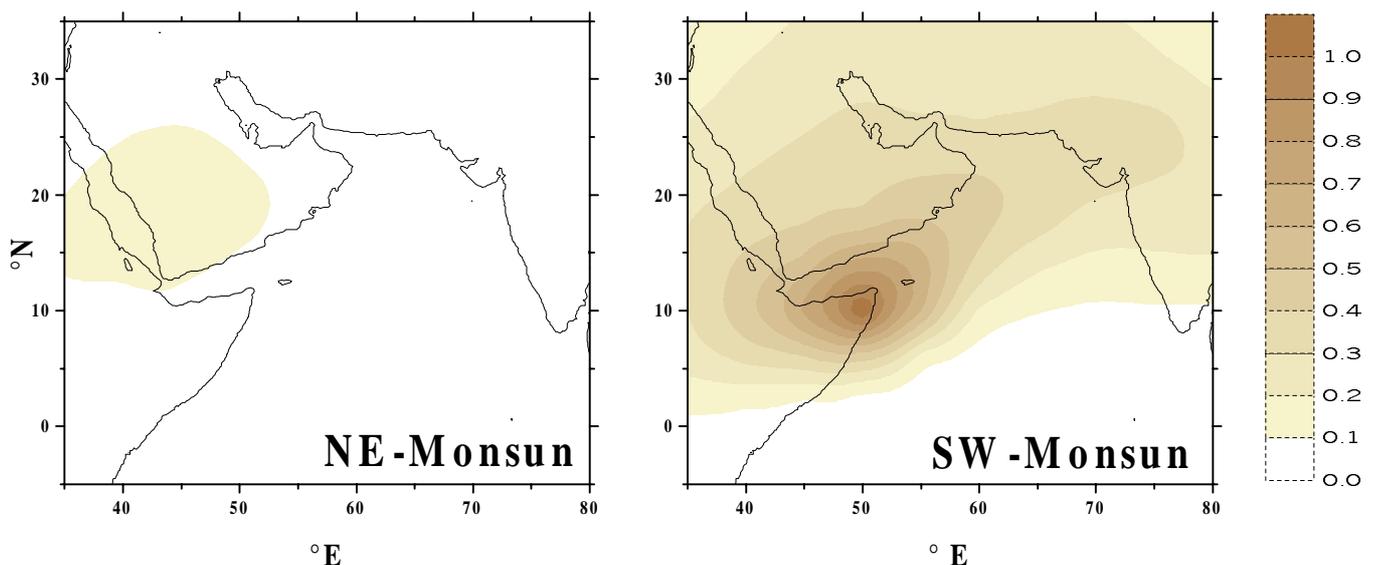


Abb. 5: Relative Staubkonzentrationen über dem Arabischen Meer als „Aerosol Optical Thickness“ während des NE- und des SW- Monsuns. Quelle für die Aerosoldaten: <http://www.giss.nasa.gov./data/dust/>.

Die aus direkten Messungen gewonnenen Aerosoldaten für den Indischen Ozean sind bisher sowohl regional als auch saisonal recht lückenhaft. Die meisten dieser Messungen stammen aus dem nördlichen Arabischen Meer während des NE-Monsuns, einem Zeitraum, zu dem der Staubeintrag aus Nordindien und Pakistan (in erster Linie aus der Wüste Thar) erfolgt (CHESTER et al., 1985; SAVOIE et al., 1987; CHESTER et al., 1991; PEASE et al., 1998). Infolge dessen sind die Aerosolkonzentrationen in dieser Periode durch eine starke Abnahme

von Norden nach Süden gekennzeichnet (PROSPERO, 1996). Die von CHESTER et al. (1985; 1991) für das nördliche Arabische Meer ermittelte durchschnittliche Konzentration mineralischen Staubs betrug während des NE-Monsuns etwa $14-16 \mu\text{g m}^{-3}$. SAVOIE et al. (1987) kommen mit einem Durchschnitt von $7,6 \mu\text{g m}^{-3}$ und einem Maximum von $14 \mu\text{g m}^{-3}$ auf ähnliche Werte. Im äquatorialen und südlichen Indischen Ozean betragen die Staubkonzentrationen zu dieser Zeit nur etwa $0,1-0,2 \mu\text{g m}^{-3}$ (SAVOIE et al., 1987; CHESTER et al., 1991). Dies gilt auch für den Zeitraum des SW-Monsuns (ASTON et al., 1973). Die wenigen für den SW-Monsun aus dem nördlichen Arabischen Meer vorliegenden Aerosolmessungen stehen zu den Satellitenbeobachtungen scheinbar im Widerspruch. So ermittelten PEASE et al. (1998) Konzentrationen von etwa $40 \mu\text{g m}^{-3}$ für den NE-Monsun und lediglich $8 \mu\text{g m}^{-3}$ für den SW-Monsun. Die Diskrepanz zwischen den Satellitendaten und den direkten Messungen lässt sich durch die Transportwege des Staubes jedoch erklären. Während des SW-Monsuns kann der Staubeintrag einerseits mit den oberflächennahen südwestlichen Winden erfolgen (Abb. 3). Diese ursprünglich aus der südlichen Hemisphäre stammenden, aerosolarmen Luftmassen können über der Küste Ostafrikas und Arabiens Staub aufnehmen und in das Arabische Meer verfrachten (CHESTER et al., 1991). Die Bedeutung dieses Staubtransports in den niedrigen Luftschichten wird jedoch als vergleichsweise gering eingeschätzt (SIROCKO, 1989). Ein wesentlicher Teil des Staubeintrages findet in der mittleren Troposphäre statt, wo während des SW-Monsuns nördliche bis nordwestliche Windrichtungen vorherrschen (Abb. 3) (ACKERMANN & COX, 1989; SIROCKO, 1989; SIROCKO & SARNTHEIN, 1989; HERMAN et al., 1997; HUSAR et al., 1997; CLEMENS, 1998). Ähnliche Transporthöhen wurden für den Staub beobachtet, der aus Westafrika über den Atlantik bis zu den Karibischen Inseln verfrachtet wird (PROSPERO & CARLSON, 1972). Infolge der starken sommerlichen Erhitzung kommt es über dem Kontinent zu einer starken turbulenten Vermischung der unteren und mittleren Troposphäre, so dass lithogene Partikel durch Staubaussbrüche bis in Höhen von 4-7 km geschleudert werden können (ACKERMANN & COX, 1989, SIROCKO, 1989; CLEMENS, 1998). Die Zentren dieser Staubaussbrüche liegen in der Wüste Thar (MIDDLETON, 1989) sowie insbesondere am Nordende des Persischen Golfs (ACKERMANN & COX, 1989). In der nordwestlichen Strömung der mittleren Troposphäre angelangt, kann dieses lithogene Material weit über das Arabische Meer verteilt werden (ACKERMANN & COX, 1989). Die Hauptausbreitung des Staubes verläuft parallel zur Achse des Persischen Golfs (FODA et al., 1985; SIROCKO, 1989; CLEMENS, 1998). Nach Süden wird die Staubaussbreitung durch die Monsuninversion (Kap.3.2) begrenzt (SIROCKO, 1989).

4 Methodik

4.1 Probennahme

4.1.1 Sinkstoffe

Das in der Wassersäule absinkende partikuläre Material wurde mit Hilfe von verankerten Sinkstofffallen gesammelt. Im Rahmen der Langzeitstudie im Arabischen Meer wurden Sinkstofffallen des Typs MK6 (13 Probenbehälter) und MK 7 (21 Probenbehälter) von McLane Research Laboratories verwendet (HONJO & DOHERTY, 1988) (Abb. 6). Diese bestehen aus einem Sammeltrichter aus Kunststoff mit einer oberen Öffnung von $0,5 \text{ m}^2$. Um das Eindringen größerer Schwimmer zu verhindern und um Strömungsturbulenzen innerhalb des Trichters zu reduzieren, ist die obere Trichteröffnung mit einem wabenförmigen Gitter versehen. Das in der Wassersäule absinkende partikuläre Material fällt durch den Trichter in darunter angeordnete Probenbehälter. Die Behälter können mit Hilfe eines Elektromotors nacheinander unter die untere Trichteröffnung rotiert werden. Die Steuerung des Motors übernimmt ein Microcomputer, in den beliebige Zeitabstände für den Probenwechsel programmiert werden können. Auf diese Weise ist es möglich, das absinkende Material in definierten Zeitabständen zu sammeln.

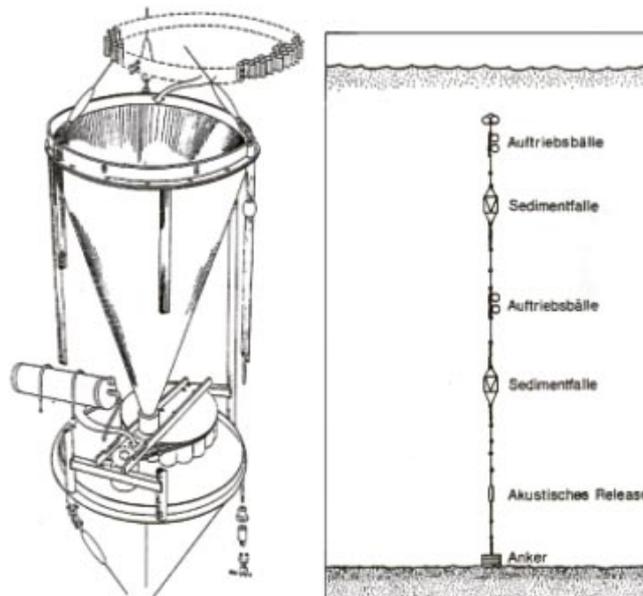


Abb. 6: Schematische Darstellung einer Sinkstofffalle (aus HONJO & DOHERTY, 1988) und eines typischen Verankerungssystems (ITTEKKOT et al., 1990).

In Systemen von mehrere 1000 m Länge (Abb. 6) können die Sedimentfallen über Zeiträume von bis zu 3 Jahren im Ozean verankert werden, um das absinkende Material in langen Zeitserien zu sammeln. Die Verankerung wird von einem über Ankergewicht am Meeresgrund gehalten und mittels in das System integrierter Auftriebsbälle senkrecht in der Wassersäule gehalten. Oberhalb des Ankers befindet sich ein akustischer Auslöser, der mit Hilfe eines akustischen Signalgebers vom Forschungsschiff angesteuert werden kann. Nach dem Öffnen des Auslösers treibt Verankerungssystem an die Meeresoberfläche und kann vom Forschungsschiff geborgen werden. Nach der Bergung werden alle elektronischen und mechanischen Komponenten der Verankerung überholt sowie die Sinkstofffallen mit neuen Probenbechern versehen. Danach kann die Verankerung erneut ausgesetzt werden.

Die gewonnenen Proben wurden sofort nach der Bergung bearbeitet. Nach dem Dekantieren des flüssigen Überstandes wurde mit Hilfe eines Siebes die Fraktion >1mm abgetrennt, da diese einen hohen Anteil an Schwimmern enthält (Honjo, 1980; Lee et al., 1988). Die Fraktion < 1mm wurde nach der Teilung mit einem präzisen Probenteiler über vorgewogene 0,4 µm Nucleopore Membranfilter gezogen und anschließend bei 40°C getrocknet. Die weitere Analytik der Proben erfolgte in Hamburg.

Im Arabischen Meer sind diese Verankerungen im Rahmen eines Forschungsprojektes in Zusammenarbeit mit dem *National Institute of Oceanography (N.I.O)* in Goa, Indien, seit 1986 im Einsatz. Seit 1995 sind die Sinkstofffallenexperimente im Arabischen Meer Bestandteil des deutschen JGOFS (*Joint Global Ocean Flux Studies*)-Programmes. Das Experiment wurde an Stationen im nördlichen (NAST), westlichen (WAST), zentralen (CAST), östlichen (EAST) und südlichen (SAST) Arabischen Meer durchgeführt. Im Rahmen des PAKOMIN (*Pakistan Oxygen Minimum*)-Projektes wurden 1993/94 sowie 1995/96 in Kooperation mit der *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)* zusätzlich Sinkstoffe an zwei Stationen am östlichen (EPT) und westlichen (WPT) pakistanischen Kontinentalhang beprobt. Die der vorliegenden Arbeit zugrunde liegenden Untersuchungen umfassen den Zeitraum von 1991 bis 1996. Es wurden Proben der Stationen WAST, CAST und EPT bearbeitet. Die Positionen der Verankerungen sowie die Sammelintervalle sind in Tab. 1 dargestellt. Eine Karte mit den Fallenstationen sowie den Positionen der Sedimentproben liefert Abb. 7.

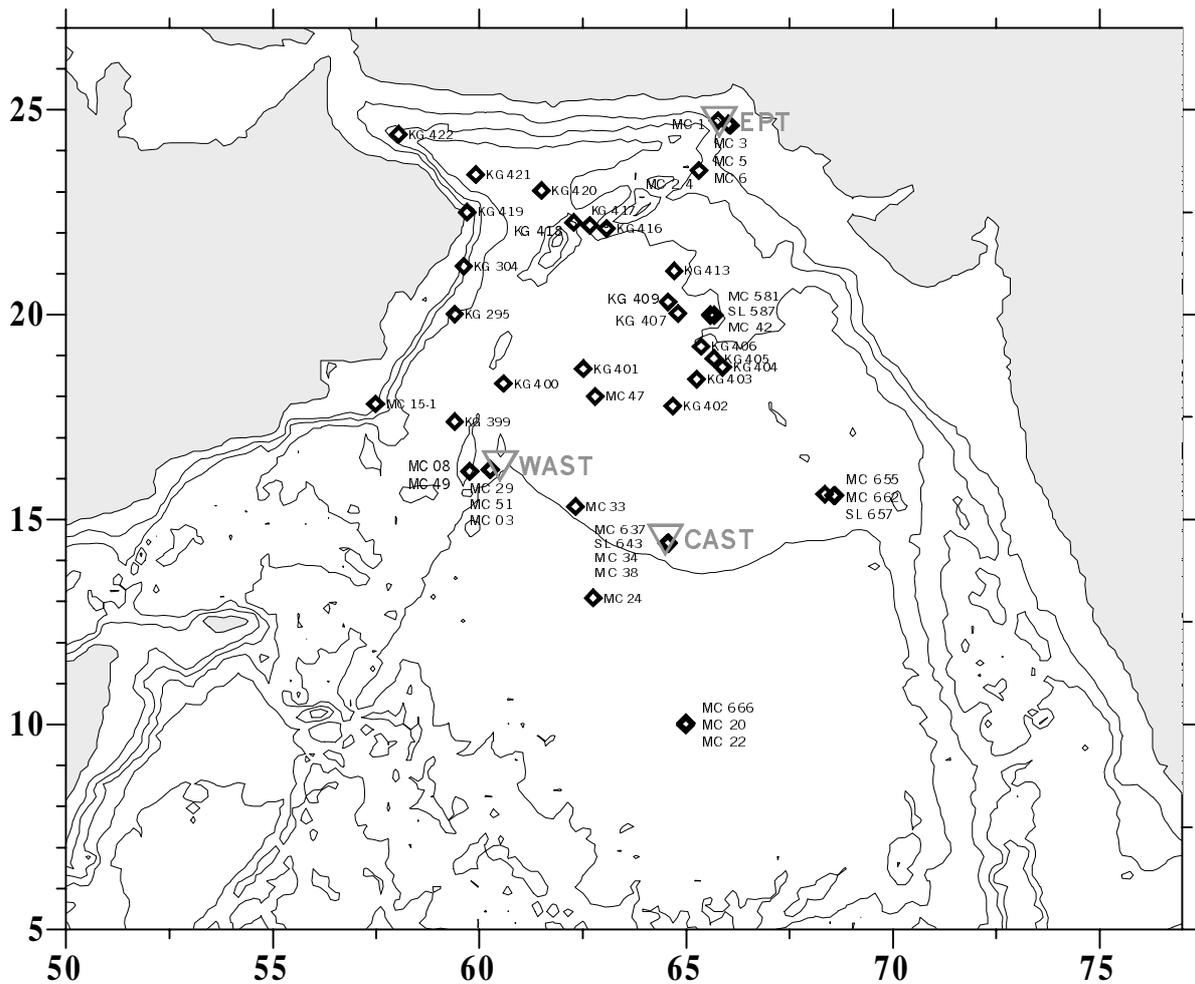


Abb. 7: Positionen der Sinkstofffallenstationen (graue Dreiecke) sowie der Kastengreifer- (KG), Multicorer- (MC) und Schwerelotproben (SL) (schwarze Rauten).

Station	Position		Fallentiefe (m)	Beprobungszeitraum	Intervall (Tage)
	N	E			
WAST 7d	16°20'	60°32'	3039	19.12.1990 - 26.10.1991	25
WAST 8d	16°19'	60°30'	3030	16.1.1992 - 16.12.1992	26
WAST 9d	16°20'	60°19'	3033	25.12.1992 – 3.5.1993	13
WAST 10d	16°19'	60°18'	3041	14.11.1993 – 7.9.1994	27
WAST 11d	16°14'	60°23'	3246	15.1.1995 – 24.9.1995	12
WAST 9s	16°20'	60°19'	919	25.12.1992 - 24.9.1993	13/26
CAST 9 d	14°30'	64°37'	2878	25.12.1992 – 24.9.1993	13
EPT 1	24°45'	65°49'	590	15.10.1993 – 23.2.1994	21
EPT 2	24°46'	65°49'	537	4.5.1995 - 27.2.1996	24

Tab. 1: Positionen, Fallentiefen und Dauer der Sammelintervalle der Verankerungen im Arabischen Meer.

4.1.2 Sedimente

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Oberflächensedimente (0-1 oder 0-2 cm) wurden auf den Forschungsfahrten METEOR 5/3 (1987), METEOR 32/2 (1995), METEOR 33/1 (1995), SONNE 118 (1997), SONNE 119 (1997) sowie SONNE 129 (1998) unter Einsatz von Kastengreifern, Multicorern und Schwereloten gewonnen. Es wurden insgesamt 43 Sedimentproben (Abb. 7, Tab. 2) hinsichtlich ihrer Korngrößenverteilung und ihrer mineralogischen Zusammensetzung untersucht. Die Ergebnisse der auf den verschiedenen Forschungsfahrten mehrfach beprobten Stationen (EPT, NAST, WAST, CAST, EAST und SAST) (Anhang: Tab. 2) wurden, da sie sich als nahezu identisch erwiesen, zusammengefasst und als Mittelwerte diskutiert.

Probe	Breite (° N)	Länge (° E)	Tiefe (m)	Probe	Breite (° N)	Länge (° E)	Tiefe (m)
METEOR 5/3				METEOR 33/1			
KG 295	20,01	59,40	3117	MC 581	19,99	65,58	3183
KG 304	21,18	59,62	1443	MC 637	14,42	64,53	3945
KG 399	17,39	59,40	3602	MC 655	15,62	68,35	3822
KG 400	18,32	60,58	3824	SL 587	19,99	65,68	3167
KG 401	18,68	62,51	3614	SL 643	14,44	64,57	3940
KG 402	17,77	64,67	3482	SL 657	15,58	68,57	3823
KG 403	18,42	65,25	3376				
KG 404	18,72	65,88	3173	SONNE 118			
KG 405	18,93	65,67	3229	MC 08	16,17	59,77	1916
KG 406	19,22	65,36	2919	MC 20	10,03	64,99	4425
KG 407	20,03	64,80	3163	MC 22	10,03	65,00	4425
KG 409	20,31	64,56	3202	MC 24	13,09	62,75	4168
KG 413	21,07	64,71	3232	MC 29	16,22	60,27	4045
KG 416	22,10	63,07	1250	MC 33	15,32	62,32	3977
KG 417	22,18	62,67	4038	MC 42	20,00	65,58	3188
KG 418	22,25	62,28	1220	MC 47	18,00	62,80	3656
KG 419	22,50	59,40	3100	MC 49	16,18	59,77	1917
KG 420	23,03	61,50	3334	MC 51	16,22	60,27	4045
KG 421	23,42	59,91	3332				
KG 422	24,40	58,04	2768	SONNE 118			
				MC 15-1	17,82	57,49	756
				MC 2-4	23,52	65,31	1000
METEOR 32/2				SONNE 129			
MC 1	24,74	65,77	1256	MC 03	16,22	60,25	4041
MC 3	24,62	66,07	247				
MC 5	24,63	66,04	386				
MC 6	24,65	66,02	543				

Tab. 2: Positionen und Wassertiefen der Sedimentproben. KG=Kastengreifer, MC=Multicorer, SL=Schwerelot.

4.2 Bestimmung des Partikelflusses

Die Gesamtflussraten der Sinkstoffe wurden durch das Auswiegen der getrockneten Filter ermittelt und auf die Einheit $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ umgerechnet. Anschließend wurde der prozentuale Anteil der Hauptkomponenten Karbonat, Opal und organisches Material bestimmt, woraus sich die Flussraten der verschiedenen Komponenten berechnen ließen. Einzelheiten zu den jeweiligen Analytiken sind z.B. bei HAAKE (1990), HAAKE et al. (1993), SCHÄFER (1994) und RIXEN (1995) nachzulesen. Die Flussraten des lithogenen Materials ergaben sich aus der Differenz der Gesamtflussraten und der Summe der Flussraten der Hauptkomponenten.

4.3 Untersuchungen am lithogenen Material

4.3.1 Probenvorbereitung

Die Probenvorbereitung für die Messung der Korngrößen des lithogenen Materials folgte in abgewandelter Form einer aus der Literatur bekannten Methode (REA & JANACEK, 1981; CLEMENS & PRELL, 1990), bei der schrittweise das Karbonat, die Eisen- und Manganoxide, das organische Material sowie das biogene Opal gelöst und dekantiert wurden.

Die Karbonatlösung erfolgte mit Hilfe von 20%iger Essigsäure. Die Metalloxide wurden in einer Lösung aus Natriumcitrat; Natriumhydrogenkarbonat sowie Natriumhydrogensulfit reduziert. Das organische Material wurde durch die Zugabe von 5%igem, auf einen pH-Wert von 9,5 eingestelltem Natriumhypochlorid gelöst. Abschließend erfolgte die Lösung des biogenen Opals mit Hilfe einer Natriumkarbonatlösung. Im Anhang B sind die einzelnen Behandlungsschritte detailliert aufgeführt.

4.3.2 Korngrößenanalytik

4.3.2.1 Beschreibung von Gerät und Messprinzip

Die Korngrößenmessungen wurden mit einem Laserkorngrößenanalysator GALAI CIS 100 (Fa.- L.O.T.–Oriol, Darmstadt) durchgeführt. An das Gerät ist ein Computer angeschlossen, der die Steuerung des Messvorgangs sowie die Auswertung der Daten übernimmt. Das Gerät ermöglicht die Messung von Partikelgrößen zwischen 0,5 und 3600 μm bei einer Auflösung von 0,5 μm . Der Gesamtmessbereich gliedert sich in 3 Teilbereiche (A: 0,5 – 150 μm ; B: 2 – 600 μm ; C: 100 – 3600 μm). Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten

Proben wiesen ein Korngrößenspektrum bis maximal etwa 100 μm auf, so dass permanent im Messbereich A gearbeitet werden konnte. Das Gerät stellt 300 Messkanäle zur Verfügung, so dass die Auflösung im Messbereich A 0,5 μm beträgt. Bei einer Einschränkung des Messbereichs auf 60 μm verbessert sich die Auflösung des Systems auf 0,2 μm . Diese Möglichkeit wurde für die Messung der Sinkstoffproben genutzt.

Es standen zwei verschiedene Messzellen zur Verfügung, so dass das System den besonderen Ansprüchen der unterschiedlichen Probenarten sehr einfach angepasst werden konnte. So wurden die Sedimente in einer Durchflussmesszelle und die Sinkstoffe in einer Einweg-Standküvette analysiert. Eine Besonderheit des CIS 100 ist eine in das optische System integrierte Videokamera, mit deren Hilfe die Probe während der Messung auf einem Bildschirm visuell überwacht werden kann. Dies bietet den Vorteil, dass eine eventuell während der Messung auftretende Veränderung der Probe, z.B. durch Fraktionierung oder Aggregation, erkannt und darauf reagiert werden kann.

Bei der Korngrößenmessung mit dem CIS 100 werden Einzelpartikel in einer Suspension erfasst. Das Messprinzip beruht auf der „time of transition“-Theorie, (AHARONSON et al., 1986), bei der die Überstreichdauer eines Laserstrahls über ein in Suspension befindliches Partikel gemessen und daraus die Partikelgröße abgeleitet wird. Der Aufbau des Gerätes ist in Abb. 8 dargestellt.

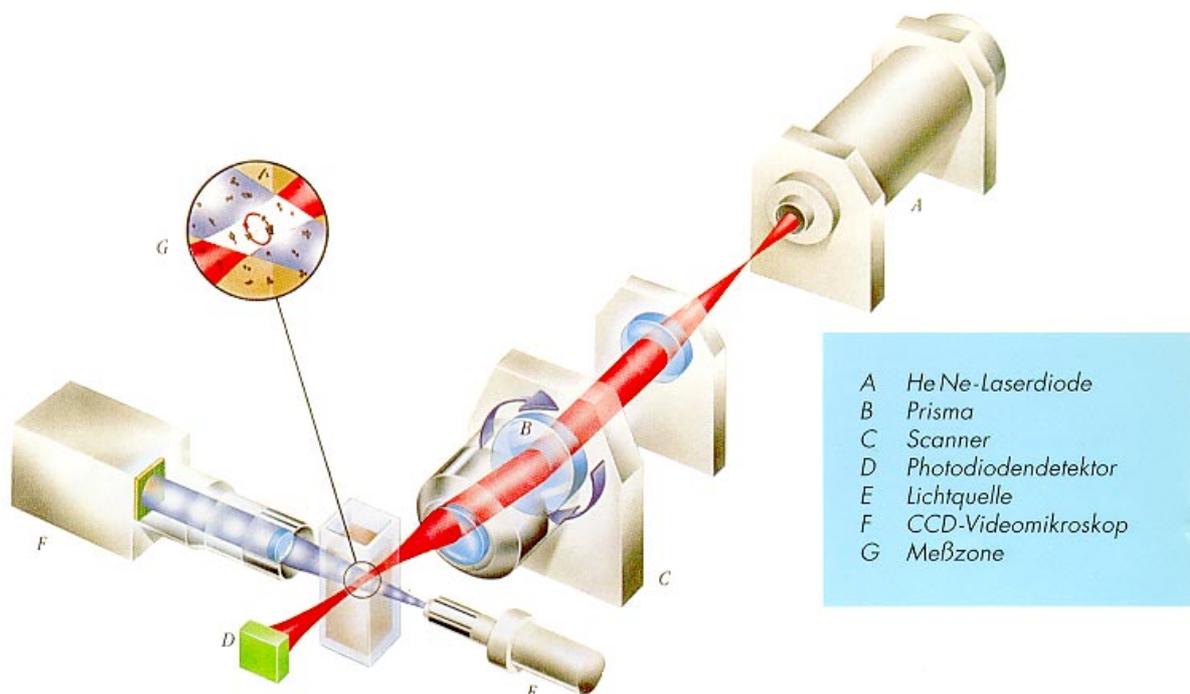


Abb. 8: Aufbau der optischen Einheit des CIS 100 (L.O.T.-ORIEL, 1994).

Der Helium/Neon-Laser emittiert ein Licht im infraroten Bereich mit einer Wellenlänge von 633 nm. Der erzeugte Strahl wird zur Umlenkung über zwei Spiegel geleitet und durch mehrere Linsen gebündelt. Anschließend passiert das Licht ein mit hoher Geschwindigkeit rotierendes Prisma, das den Laserstrahl entlang seiner Achse ebenfalls in eine Rotationsbewegung versetzt. Dieser rotierende Strahl wird durch eine weitere Linse im Bereich der Messzelle fokussiert. Der Durchmesser des Brennpunktes beträgt $1,2\ \mu\text{m}$, der Durchmesser des Kreises, den der Brennpunkt in der Messzelle beschreibt, beträgt $600\ \mu\text{m}$ (Abb. 9) (TSAI & RAU, 1992). Nach dem Passieren der Messzelle trifft der Strahl auf eine Photozelle, die hochempfindlich auf Veränderungen der Intensität des auftreffenden Lichtes reagiert (AHARONSON et al., 1986). Gelangt ein Partikel in den Strahlengang des Lasers, so wird dieses von der Photozelle als Schattensignal registriert (Abb. 9).

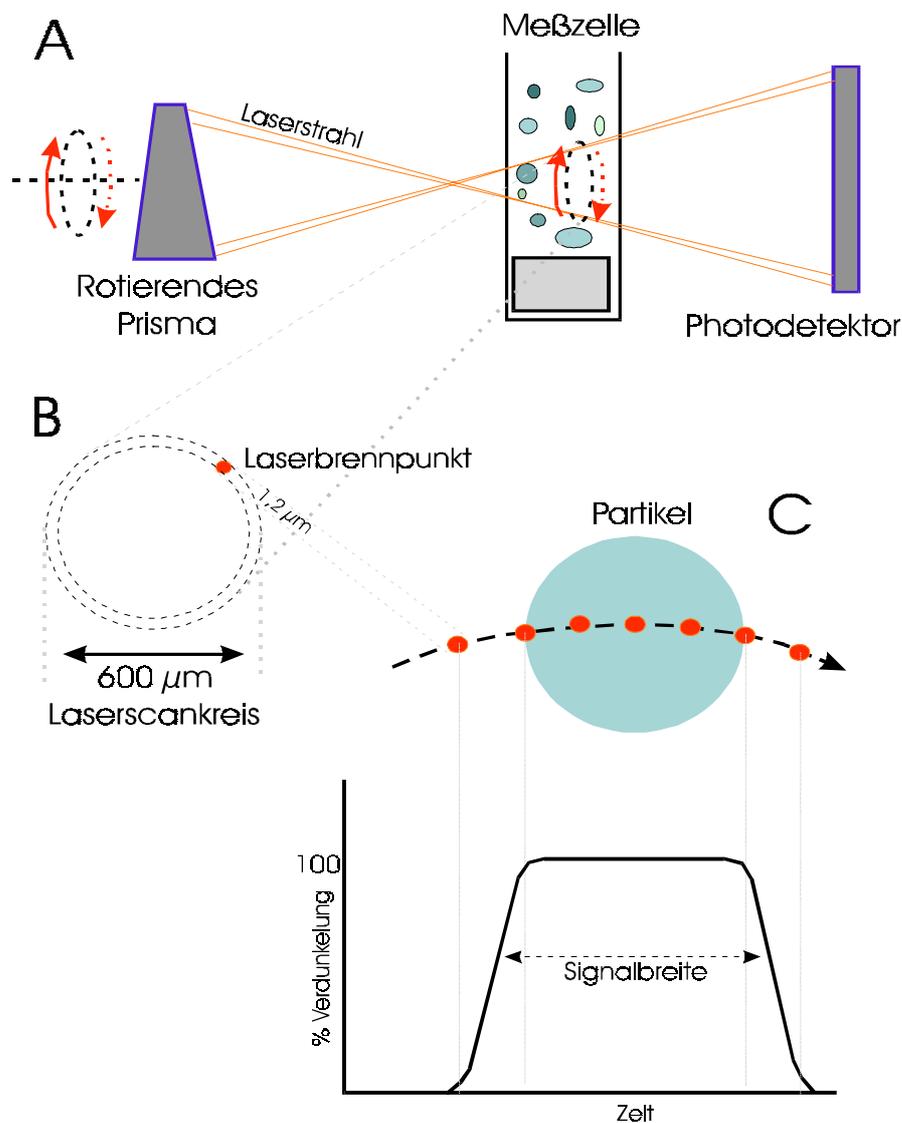


Abb. 9: Messprinzip des CIS 100.

Aus der Dauer dieses Schattensignals und der bekannten Rotationsgeschwindigkeit des Lasers kann die Software des Systems die Größe des Partikels berechnen, betrachtet man die Eigenbewegung des Partikels als vernachlässigbar gering. Obwohl sich die zu messenden Partikel in der Messzelle in Suspension und damit in Bewegung befinden, kann diese Annahme aufgrund der extrem hohen Rotationsgeschwindigkeit des Laserstrahles getroffen werden. Verschiedene in das Berechnungsprogramm integrierte Algorithmen sollen gewährleisten, dass nur optimal, d.h. senkrecht und mittig getroffene Partikel bei der Messung berücksichtigt und irreguläre Interaktionen ausgeschlossen werden. Die Details dieser Algorithmen sind nicht veröffentlicht und Eigentum der Fa. L.O.T.-Oriel. Das Prinzip hinter diesen Algorithmen soll jedoch im folgenden anhand einer schematischen Darstellung erläutert werden (Abb. 10).

- A: Das Partikel wird vom Laser optimal getroffen. Dies erzeugt ein scharfes Schattensignal mit einem Plateau.
- B: Das Partikel wird außerhalb des Brennpunktes vom Laser getroffen. Dabei wird die Schärfe des Schattenwurfs abgeschwächt, d.h. Abschattung und Aufhellung verlaufen langsamer. Das Verhältnis zwischen Plateaufläche und Anstiegs- und Abfallphasen des Signals verringern sich, das Partikel wird als irregulär klassifiziert.
- C: Der gleiche Effekt tritt ein, sollte das Partikel außermittig erfasst werden.
- D: Das Partikel wird nur randlich von Laserstrahl berührt. An der Photozelle wird keine 100%ige Abschattung, sondern nur ein Nachlassen der Lichtintensität registriert. Die Schattenkurve erreicht kein Plateau, das Partikel wird ebenfalls als irregulär klassifiziert.

Diese Ausschlussalgorithmen haben nur unter der Voraussetzung Gültigkeit, dass die Größe des Partikels diejenige des Laserbrennpunktes (also $1,2 \mu\text{m}$) deutlich übersteigt. Kleinere Partikel würden, selbst wenn sie ideal getroffen, keine vollständige Abdunkelung erzeugen. In einem weiteren Algorithmus speziell für sehr kleine Partikel wird daher das Energieniveau innerhalb eines Laserstrahl berücksichtigt. Dieses verläuft über den Querschnitt des Strahles nicht gleichmäßig, sondern kann durch eine Gausskurve (VOGEL, 1997) beschrieben werden. Daher erkennt die Photozelle, ob ein Partikel den zentralen Teil des Laserstrahles abschattet (also ideal erfasst wurde), oder aber nur den randlichen Teil, womit es als irregulär gelten würde.

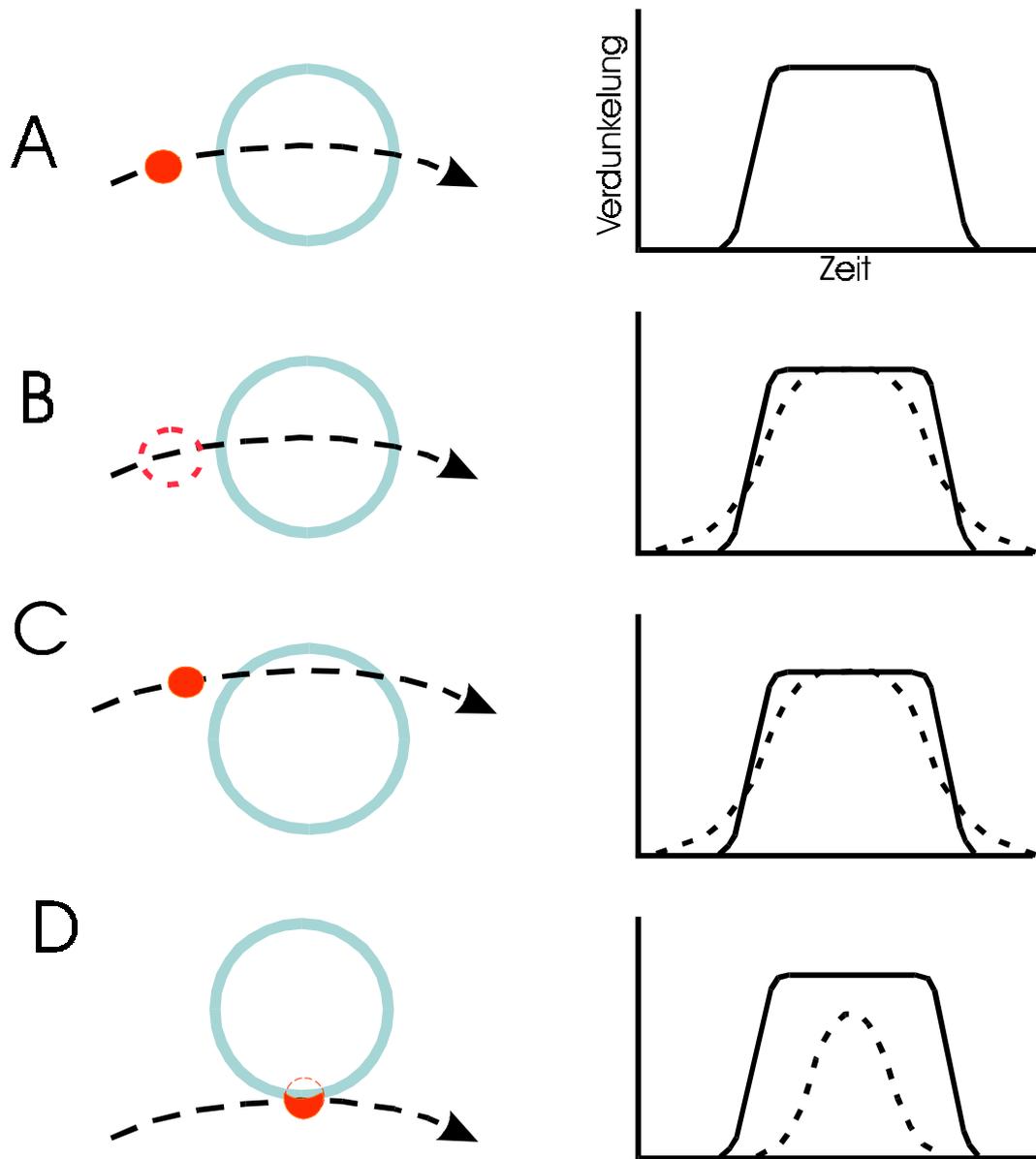


Abb. 10: Schematische Darstellung der Ausschlusskriterien des CIS 100 für irregulär vom Laser getroffene Partikel.

Aus allen regulären Interaktionen einer Messung berechnet das Programm abschließend eine durchmesserbezogene Korngrößenverteilung der Probe. Daraus wird in einem weiteren Schritt eine flächen- und eine volumenbezogene Verteilung ermittelt, jeweils unter der Annahme, bei den Partikeln handele es sich um Kugeln. Die Korngrößenverteilungen können tabellarisch ausgegeben oder graphisch als Verteilungs- oder als Summenkurven dargestellt werden. Die durchmesser-, flächen- und volumenbezogenen Darstellungen unterscheiden sich erheblich voneinander, da der Durchmesser bei der Bestimmung von Kreisflächen und Kugelvolumina in zweiter bzw. dritter Potenz in die Berechnung eingeht. Daher werden bei dieser Berechnung die groben Partikel quasi bevorzugt und erhalten ein Übergewicht (Tab. 3). Aus diesem Grund verschieben sich die

mittleren Korngrößen von der Anzahl- zur Volumenverteilung immer weiter zum groben Bereich.

Partikeldurchmesser (µm)	Partikelfläche (µm ²)	Partikelvolumen (µm ³)	Anteil an Korngrößenverteilung (%), bezogen auf		
			Durchmesser	Fläche	Volumen
0,50	0,20	0,07	0,21	0,00	0,00
2,00	3,14	4,19	0,83	0,01	0,00
6,00	28,26	113,04	2,48	0,13	0,01
20,00	314,00	4186,67	8,28	1,49	0,22
63,00	3115,67	130857,93	26,09	14,75	6,88
150,00	17662,50	1766250,00	62,11	83,61	92,89

Tab. 3: Zusammenhang zwischen durchmesser-, flächen- und volumenbezogenen Anteilen von runden Partikeln der Ton- bis Feinsandfraktion an der Korngrößenverteilung.

Aus den Korngrößenverteilungen berechnet das Programm statistische Parameter (Median, Mean*, Modalwert und Sortierung*) (* nach ALLEN, 1991). Darüber hinaus können prozentuale Anteile beliebiger benutzerdefinierter Korngrößenklassen errechnet werden. Die im Ergebnis- und Diskussionsteil dieser Arbeit verwendeten Daten beziehen sich ausschließlich auf die volumenbezogenen Korngrößenverteilungen, da sich qualitative Unterschiede der Proben in den Volumenverteilung am deutlichsten zeigten. Außerdem lassen sich die Ergebnisse auf diese Weise mit denen anderer Korngrößenmessungen vergleichen, da diese sich in der Regel auf Volumen- oder Gewichtsanteile beziehen. Folgende Parameter werden in der vorliegenden Arbeit behandelt:

- Median: 50 % - Quantil
- Mean (arithmet. Mittel) $X = (\sum dM) / (\sum dV) = (\sum x^4 \cdot dN) / \sum x^3 \cdot dN$
- Modalwert häufigste Korngrößenklasse
- Sortierung (Std. Abw.) $S = (\sum (x-X)^2 \Delta \emptyset / \sum \Delta \emptyset)^{0,5}$
- Tonanteil (Fraktion <2 µm)
- Feinsiltanteil (Fraktion 2–6 µm)
- Mittelsiltanteil (Fraktion 6–20 µm)
- Grobsiltanteil (Fraktion 20–60 µm)
- Feinsandanteil (Fraktion >60 µm)

4.3.2.2 Kalibrierung

Die Eichung des Gerätes erfolgte unter Einsatz sphärischer Latexstandards der Korngrößen 2, 5, 7, 10, und 15 μm (Dyno Particles AS, Lillestrøm, Norwegen). Bei zahlreichen Wiederholungsmessungen der Standards zeigte sich eine sehr gute Reproduzierbarkeit der Ergebnisse. Dabei betrug der relative Fehler für die verschiedenen Standards zwischen 0,8 und 2%, bezogen auf den Median der Volumenverteilung (Tab. 4).

Standard	Anzahl der Messungen	Median der Volumenverteilung (μm)			Standardabweichung (μm)	Relativer Fehler (%)
		Minimum	Maximum	Mittelwert		
2 μm	24	2,44	2,70	2,60	0,05	2,02
5 μm	24	5,34	5,57	5,53	0,04	0,77
7 μm	24	7,34	8,00	7,63	0,13	1,64
10 μm	24	10,75	11,10	10,91	0,11	1,02
15 μm	27	16,19	16,92	16,54	0,15	0,90

Tab. 4: Ergebnisse der Standardmessungen mit dem CIS 100.

Im Vergleich mit den durch lichtmikroskopische Untersuchungen ermittelten Herstellerangaben ergab die Messung mit dem CIS 100 eine leichte Überschätzung der volumenbezogenen Mediane aller Standards (Tab. 3.4). Die Abweichung des CIS 100 gegenüber der Mikroskopie beträgt etwa 10% und ist über den gesamten Bereich nahezu linear (Abb. 11).

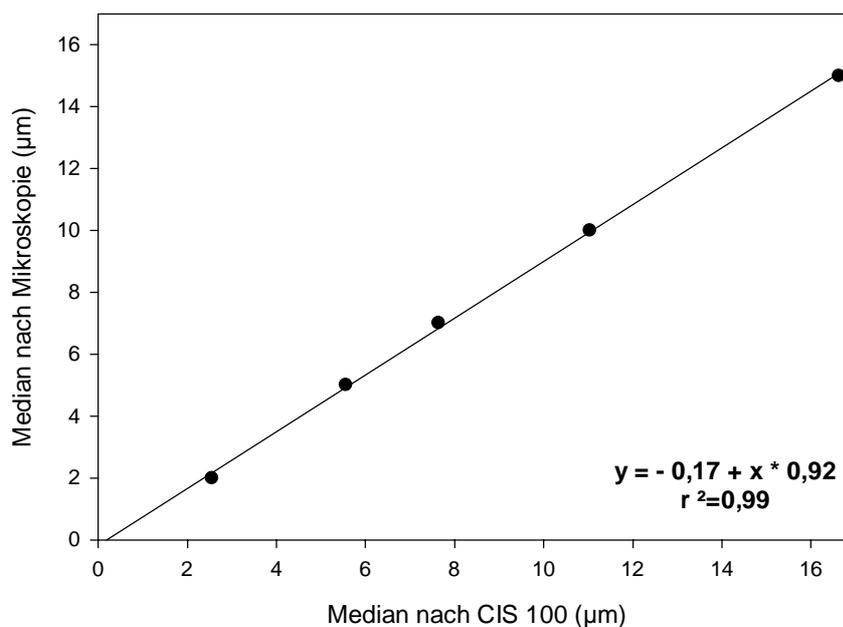


Abb. 11: Vergleich der Ergebnisse der mikroskopischen und der laseroptischen Analyse von Latexstandards.

Ein Vergleich zwischen der Lasermethode und klassischen Korngrößenanalyseverfahren wie Siebung und Schlämmung hat sich als problematisch erwiesen, da der Anteil der Tonfraktion von den Laserverfahren gegenüber der Sieb- und Schlämmanalytik in der Regel deutlich unterschätzt wird (SINGER et al., 1988; LOIZEAU et al., 1994; BUURMAN et al., 1997; KONERT & VANDENBERGE, 1997). Die Unterschiede zwischen den Methoden sind in erster Linie in ihren unterschiedlichen theoretischen Ansätzen zu suchen. Bei Sedimentationsverfahren ist die Partikelgröße eine Funktion ihrer Sinkgeschwindigkeit. Daraus resultiert eine Abhängigkeit dieser Verfahren von Partikelform und -dichte. So können theoretisch feine Partikel hoher Dichte ebenso schnell absinken wie grobe Partikel geringer Dichte, was sie den Schlämmverfahren zufolge als gleich groß charakterisieren würde (siehe hierzu Abb. 1 a-f in KONERT & VANDENBERGHE, 1997). Dies ist speziell bei lithologisch inhomogenen Proben, wie marine Sinkstoffe und Sedimente sie darstellen, problematisch. Der Vorteil laseroptischer Verfahren liegt dagegen in ihrer Unabhängigkeit von den gravimetrischen Eigenschaften der zu untersuchenden Partikel. Bei der Laseranalytik wird ein Partikeldurchmesser ermittelt in eine volumenbezogene Korngrößenverteilung umgerechnet, wobei grobe Partikel überproportional gewichtet werden (Tab. 3). Aufgrund dieser Unterschiede sollten die in dieser Arbeit vorgestellten granulometrischen Ergebnisse mit denen klassischer Verfahren nur unter Einschränkung verglichen werden.

4.3.2.3 **Messung der Sedimente**

Für die Messung der Sedimentproben wurde die Durchflussmesszelle GCM 4 (Fa. L.O.T.-Oriol, Darmstadt) und das daran angeschlossene Dispergiergerät LFC 101 (Fa. L.O.T.-Oriol, Darmstadt) verwendet. Das LFC 101 ist mit einem Tank ausgestattet, der maximal 0,7 l Suspension fasst. Der Tank verfügt über eine Ultraschalleinrichtung, die manuell geschaltet werden kann, sowie über einen Rührpropeller, der das Absetzen der Partikel auf dem Boden des Tanks verhindert. Der Proben tank ist über einen Schlauchkreislauf mit der Durchflussmesszelle verbunden, so dass die Probe mit Hilfe einer Peristaltikpumpe aktiv durch die Messzelle gepumpt werden kann. Die Förderleistung der Pumpe ist regulierbar und kann somit unterschiedlichen Anforderungen der Suspension angepasst werden. Nach dem Durchströmen der Messzelle kann die Probe über ein Schaltventil entweder entsorgt oder aber erneut dem Proben tank zugeführt werden, was sich für lange und repräsentative Messungen empfiehlt. Für die Messung wurden etwa 20–50 mg des trockenen Probenmaterials

verwendet. Die Probe wurde mit 50 ml destilliertem Wasser in einem Becherglas unter Zugabe von 1 ml Natriumpyrophosphat suspendiert und für 10 Minuten in einem externen Ultraschallbad behandelt, um Partikelaggregate zu zerstören. Währenddessen wurde der Tank des LFC 101 mit 400 ml destilliertem Wasser gefüllt und das Wasser mit niedriger Pumpleistung sowie wechselnder Richtung durch die Messzelle geleitet, um das System vollständig zu entlüften. Sobald alle Luftblasen aus der Messzelle entfernt waren, wurde die Pumpe gestoppt, um das suspendierte Probenmaterial zuzufügen, dieses im Tank erneut mit Ultraschall zu behandeln sowie mit Hilfe des Rührers zu homogenisieren.

Zu Beginn des Messzyklus wurde die präparierte Suspension durch die Messzelle geleitet und in einem ersten Schritt vom CIS 100 die Partikelkonzentration überprüft. Bei zu hoher Konzentration kann die Probe nachverdünnt werden, bei zu geringer Konzentration kann noch weiteres Probenmaterial zugegeben werden. Ist die optimale Verdünnung der Probe erzielt, beginnt der zehnminütige Messzyklus. Nach der Hälfte der Messzeit wurde durch die Steuerung des Gerätes in den Messzyklus eine Pause integriert und die Zwischenergebnisse gespeichert. Während der Unterbrechung wurde die Leistung der Peristaltikpumpe manuell für etwa 30 Sekunden auf das Maximum geschaltet, um ein Absetzen größerer Partikel in Strömungsschatten des Systems zu vermeiden. Nach dem Zurückschalten der Pumpe wurde die Messung fortgesetzt. Nach Abschluss des zweiten Messabschnittes wurden die beiden Teilergebnisse von der Software zusammengeführt und als Gesamtergebnis ausgegeben. Abschließend wurde die Probe der Entsorgung zugeführt und das System mit 500 ml destillierten Wassers gründlich gereinigt. Im Rahmen dieser Arbeit wurden insgesamt 43 Sedimentproben doppelt gemessen. Die prozentuale Abweichung der Doppelbestimmungen lag zwischen 0,2 und 10,1%, der durchschnittliche relative Fehler betrug 2,9%.

4.3.2.4 Messung der Sinkstoffe

Für die Messung der Sinkstoffe standen nur sehr geringe Mengen Probenmaterials zur Verfügung. Es konnten pro Probe zwischen 70 und 250 mg Gesamtmaterial eingesetzt werden. Speziell für die Proben aus dem westlichen und zentralen Arabischen Meer erwies sich diese geringe Menge als problematisch, da die Lithogenanteile an diesen beiden Stationen nur bei etwa 15% liegen. Nach der Lösung der biogenen Komponenten standen somit teilweise nur wenige Milligramm Material für die Korngrößenanalytik zur Verfügung, zumal bei der Probenvorbereitung gewisse Materialverluste unvermeidlich sind. Diese

Verluste können beispielsweise beim Dekantieren der Lösungen, aber auch beim Gefriertrocknen auftreten.

Eine Messung der Sinkstoffproben in der Durchflussmesszelle erwies sich somit als nicht praktikabel, es musste daher auf die Messzelle GCM 1 für 5 ml-Standküvetten zurückgegriffen werden. Diese Messzelle ist mit einem integrierten Magnetrührer ausgestattet, der sich in 4 Stufen schalten lässt und ein Absinken der Partikel während der Messung verhindern soll.

Da für die Messung in der Standküvette nur wenige μg Material benötigt wurden, ergab sich bei der Vorbereitung der Proben zur Messung ein Problem der repräsentativen Unterbeprobung der Sinkstoffe. In verschiedenen Versuchen mit Ton- und Glimmerproben, die in verschiedenen Korngrößen zur Verfügung standen, wurde daher zunächst eine geeignete Methode zur Entnahme einer Unterprobe gesucht. Die einfache Entnahme einer Spatelspitze des Trockenmaterials ergab nur wenig repräsentative Messergebnisse, wie Doppelbestimmungen zeigten. Außerdem erwies sich die Partikelkonzentration in der Küvette bei dieser Art der Beprobung zumeist als so hoch, dass der Laserstrahl die Probe nicht mehr durchdringen konnte. Eine anschließende Verdünnung in der Küvette brachte ebenfalls nicht das gewünschte Ergebnis. In einem weiteren Versuch wurden die Proben mit destilliertem Wasser in Schnappdeckelgläser überführt und aufgeschüttelt. Aus der Suspension wurden mit Hilfe einer Pipette zwischen 10 und 100 ml entnommen. Mit dieser Methode erzielt man zwar eine gute Kontrolle über die Konzentration der Partikel in der Küvette, die Doppelbestimmungen waren jedoch nach wie vor schlecht.

Als optimal erwies sich eine Methode, bei der die Probe in Schnappdeckelgläsern aufgeschüttelt, mit Natriumpyrophosphat versetzt, mit Ultraschall behandelt und anschließend für 1-2 Tage abgestellt wurde, damit alle Partikel zum Boden des Glases absinken konnten. Anschließend wurden aus dieser „Sedimentschicht“ mit Hilfe einer Micropipette, vom Rand des Glases zur Glasmitte, jeweils 3 Unterproben entnommen und in eine Messküvette überführt. Das Volumen der Unterproben betrug, je nach Dicke der Bodenschicht, 1-3 μl . Direkt vor der Messung wurde die Probe nochmals für 5 Minuten mit Ultraschall behandelt, um eventuell neu entstandene Aggregate zu zerstören. Mit dieser Methode konnten einerseits die Proben für die Messung optimal konzentriert werden, andererseits wurden auch sehr gute Ergebnisse der Doppelbestimmungen erzielt.

Als optimale Dauer für die Messung der Sinkstoffe ergab sich eine Zeit von 10 Minuten. Es erwies sich als notwendig, mit Hilfe der Programmsteuerung nach jeweils 2 Minuten eine Pause in den Messablauf zu integrieren, da sich infolge der Erwärmung durch

den Laserstrahl an der Küvettenwand nach einigen Minuten Gasbläschen bilden konnten, die den Durchgang des Strahles durch die Küvette möglicherweise behindern würden. Um dies zu verhindern, wurde die Küvette in der Messpause aus dem Gerät entfernt und erneut aufgeschüttelt. Zudem bot diese Methode den Vorteil, dass jede Messung dabei in 5 Unterergebnisse zerlegt wurde, anhand derer eventuelle qualitative Veränderungen der Probe im Laufe der Messprozedur, beispielsweise durch Fraktionierungs- oder Aggregationsprozesse, beurteilt werden konnten. Nach Abschluss der Messung wurden die 5 Unterergebnisse von der Steuerungssoftware zu einem Gesamtergebnis zusammengefasst, dem je nach Konzentration der Suspension zwischen etwa 100.000 und 200.000 erfasste Einzelpartikel zugrunde liegen.

Eine weitere Schwierigkeit ergab sich bei der Messung relativ grobkörniger Proben. Es zeigte sich, dass die vom Magnetrührer aufgebrauchte Energie nicht ausreicht, um sehr grobe Partikel zuverlässig in Suspension zu halten, so dass diese während der Messung relativ schnell absinken konnten. Auch eine Erhöhung der Rührgeschwindigkeit auf das Maximum konnte das Problem nicht beheben. So wurden diese groben Partikel nur sehr selten und mehr oder weniger zufällig vom Laserstrahl erfasst, was bei einer Betrachtung der volumenbezogenen Daten gelegentlich zu einer schlechten Übereinstimmung der Mehrfachbestimmungen führte, während sich besonders in der durchmesserbezogenen Verteilung eine sehr gute Doppelbestimmung zeigte. Dies wurde darauf zurückgeführt, dass die groben Partikel nur sehr selten vorkommen, so dass sich ihre Erfassung nur in der Volumen-, nicht aber in der Durchmesser-Verteilung auswirkt. Nach der Betrachtung der (anzahlbezogenen) Rohdaten bestätigte sich diese Vermutung. Partikel mit Durchmessern von über 40 μm waren auch in den größten Sinkstoffen mit weniger als 0,5% Anteil an der Gesamtpopulation vertreten. Daraufhin wurde der Messbereich des Systems für die Messung in der Standküvette auf maximal 40 μm eingeschränkt und in Kauf genommen, dass dadurch nur etwa 99,5% der gesamten Partikelpopulation erfasst wurden. Alle hier vorgestellten Ergebnisse der Sinkstoffmessungen sind mit dieser Einschränkung zu betrachten.

Die Ergebnisse der vorgelegten Arbeit beruhen auf der Doppelbestimmung von 107 Sinkstoffproben aus dem Arabischen Meer. Die prozentualen Abweichungen der Doppelbestimmungen, bezogen auf den Median der Volumenverteilung, liegen zwischen 0 und 11,6%. Der durchschnittliche relative Fehler aller Doppelbestimmungen beträgt 3,6%.

4.3.3 Mineralogische Untersuchungen

Die mineralogische Analyse der Proben erfolgte röntgendiffraktometrisch unter Einsatz eines Phillips X'Pert PW3710. Dazu wurden etwa 40 mg der trockenen Probe auf Millipore-Filter gezogen und anschließend auf den Probenträger aufgebracht. Die Methodik zur Probenvorbereitung und Analytik sehr geringer Probenmengen wurde von GERBICH (1995) und RIEGER (1995) entwickelt. An jeder Probe wurde ein Normal- und anschließend ein Glykolscan durchgeführt. Die Behandlung mit Glykol dient der Aufweitung der Zwischenschichten von Smektit. So verschiebt sich beim Glykolscan der 6° Peak des Smektit nach etwa 5°, was eine Trennung vom Chloritpeak, der ebenfalls bei 6° erscheint, ermöglicht.

Die Auswertung der Röntgendiffraktogramme erfolgte mit Hilfe des PC-Programmes Phillips PC-Rietveld Plus. Mit diesem Programm konnten die Anteile der Minerale Quarz, Feldspat, Chlorit, Kaolinit, Illit sowie Dolomit semiquantitativ bestimmt werden. Die Ermittlung der Smektitanteile erfolgte in einem weiteren Arbeitsgang nach der Methode von BISCAYE (1965).

Auch bei der mineralogischen Untersuchung der Sinkstoffproben erwiesen sich erneut die geringen Probenmengen als problematisch. Von keiner der Einzelproben standen die benötigten 40 mg zur Verfügung, so dass Proben mehrerer Intervalle zusammengefasst werden mussten, um zumindest einen mineralogischen Vergleich zwischen verschiedenen Jahreszeiten durchführen zu können. Daher konnte die mineralogische Untersuchung nur an 5 Mischproben der Station WAST, 2 Mischproben der Station EPT sowie einer Mischprobe der Station CAST durchgeführt werden. Die Zusammensetzung dieser Proben ist in Tab. 5 dargestellt.

Mischprobe	gemischt aus Einzelproben
WAST SW-Monsun 1991	W7d9, W7 d10, W7d11
WAST SW-Monsun 1992	W 8d7, W8d8, W8d9, W8d10
WAST SW-Monsun 1994	W10d11, W10d12
WAST SW-Monsun 1995	W11d14, W11d15, W11d16, W11d17, W11d18, W11d19
WAST NE-Monsun 1991-1995	W7d2, W7dd, W9d1, W9d2, W9d3, W9d4
CAST SW-Monsun 1993	C9d13, C9d14, C9d15, C9d16, C9d17, C9d18
EPT SW-Monsun 1995	EPT2-5, EPT2-6, EPT2-7
EPT NE-Monsun 1995/96	EPT1-4; EPT2-9

Tab. 5: Zusammensetzung der Mischproben für die mineralogische Untersuchung an den Sinkstoffen.

5 Ergebnisse

5.1 Sinkstoffe im westlichen Arabischen Meer (WAST)

Vorbemerkung

Bei der Darstellung der Ergebnisse aus dem westlichen Arabischen Meer ist zu beachten, dass die Beprobung in der tiefen Falle 1993 aufgrund eines technischen Defektes bereits im Mai endete. Für dieses Jahr wurden die Daten aus der flachen Falle in die Arbeit einbezogen, um auch die Periode des SW-Monsuns 1993 vollständig zu erfassen.

5.1.1 Flussraten

In der tiefen Falle der Station WAST liegen die durchschnittlichen **Gesamtflussraten** für den untersuchten Zeitraum bei etwa $150 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Anhang: Tab 1). Es lässt sich eine ausgeprägte jahreszeitliche Variabilität des Partikelflusses beobachten, wobei die höchsten Flussraten jeweils während des SW-Monsuns auftreten (Abb. 12).

Während der SW-Monsune 1992, 1994 und 1995 werden in der tiefen Falle im Juli/August Flussraten zwischen 360 und $530 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ erreicht (Anhang: Tab. 1). Während des SW-Monsuns 1991 sind die Flussraten mit $250 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ deutlich geringer. (Abb. 12).

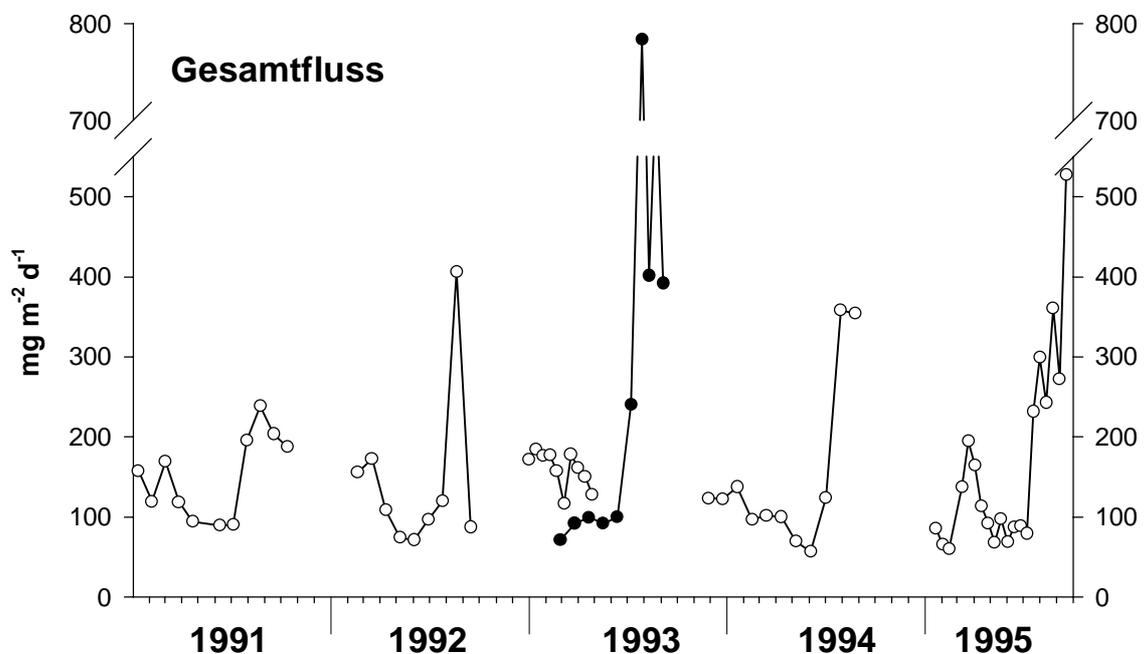


Abb. 12: Gesamtflussraten im westlichen Arabischen Meer. Schwarze Punkte symbolisieren Daten der flachen Falle.

Auch 1993 (flache Falle) treten die höchsten Flussraten während des SW-Monsuns auf. Mit maximal $800 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ sind die Flussraten dort jedoch etwa doppelt so hoch wie die Spitzenwerte der übrigen Jahre. Im Vergleich zu den SW-Monsunen sind die NE-Monsune durch geringere Gesamtflussraten zwischen 150 und $200 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ gekennzeichnet (Abb. 12). Die geringsten Gesamtflussraten des Jahres von unter $100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ treten in der Regel während der Intermonsune auf.

Die Sinkstoffe an der Station WAST bestehen zu 3 bis 25 % aus **lithogenem Material** (Anhang: Tab. 1). Die höchsten Lithogenflüsse treten jeweils während des SW-Monsuns auf (Abb. 13). Während der SW-Monsune 1992 bis 1995 sind Lithogenflussraten von über $80 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ zu verzeichnen, wogegen das SW-Monsunsignal des Jahres 1991 mit Flussraten von etwa $40 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ deutlich niedriger ausfällt. Im Gegensatz zu den biogenen Komponenten zeigen die Lithogenflüsse 1993 keine erhöhten Werte (Abb. 13), was zu den sehr geringen Lithogenanteilen in diesem Jahr führt (Anhang: Tab. 1). Im Inter- und NE-Monsun liegen die Lithogenflussraten in der Regel zwischen 10 und $30 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Der Partikelfluss an der Station WAST besteht zu 75-93 % aus **biogenem Material** (Anhang: Tab. 1). Die Saisonalität der biogenen Flüsse stimmt im wesentlichen mit der Saisonalität der lithogenen Flüsse überein (Abb. 13). Mit Anteilen von 43-79 % ist das Karbonat dabei die dominierende Komponente (Anhang: Tab. 1). Die Karbonatflüsse betragen während des SW-Monsuns 1993 knapp $400 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und in den übrigen Jahren bis zu $280 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Während des NE-Monsuns erreichen die Karbonatflussraten Werte von maximal $100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Das biogene Opal (Anhang: Tab. 1) trägt mit einem Anteil von 8 bis 44% zum Gesamtfluss bei. Die höchsten Opalflussraten sind mit $300 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ während des SW-Monsuns 1993 zu beobachten (Abb. 13). Ansonsten liegen die Opalflussraten während des SW-Monsuns zwischen 80 - $100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Während des NE-Monsuns erreichen die Opalflüsse maximal etwa $40 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (Abb. 13). Das organische Material hat einen Anteil von etwa 11 % am Gesamtfluss (Anhang: Tab. 1). Die Saisonalität seiner Flussraten entspricht der des biogenen Schalenmaterials (Abb. 13). Während des SW-Monsuns 1993 sind die Flussraten des organischen Materials mit $100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ etwa doppelt so hoch wie in den anderen Jahren. Während des NE- und Intermonsuns liegen die Flussraten des organischen Materials gewöhnlich bei $<30 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

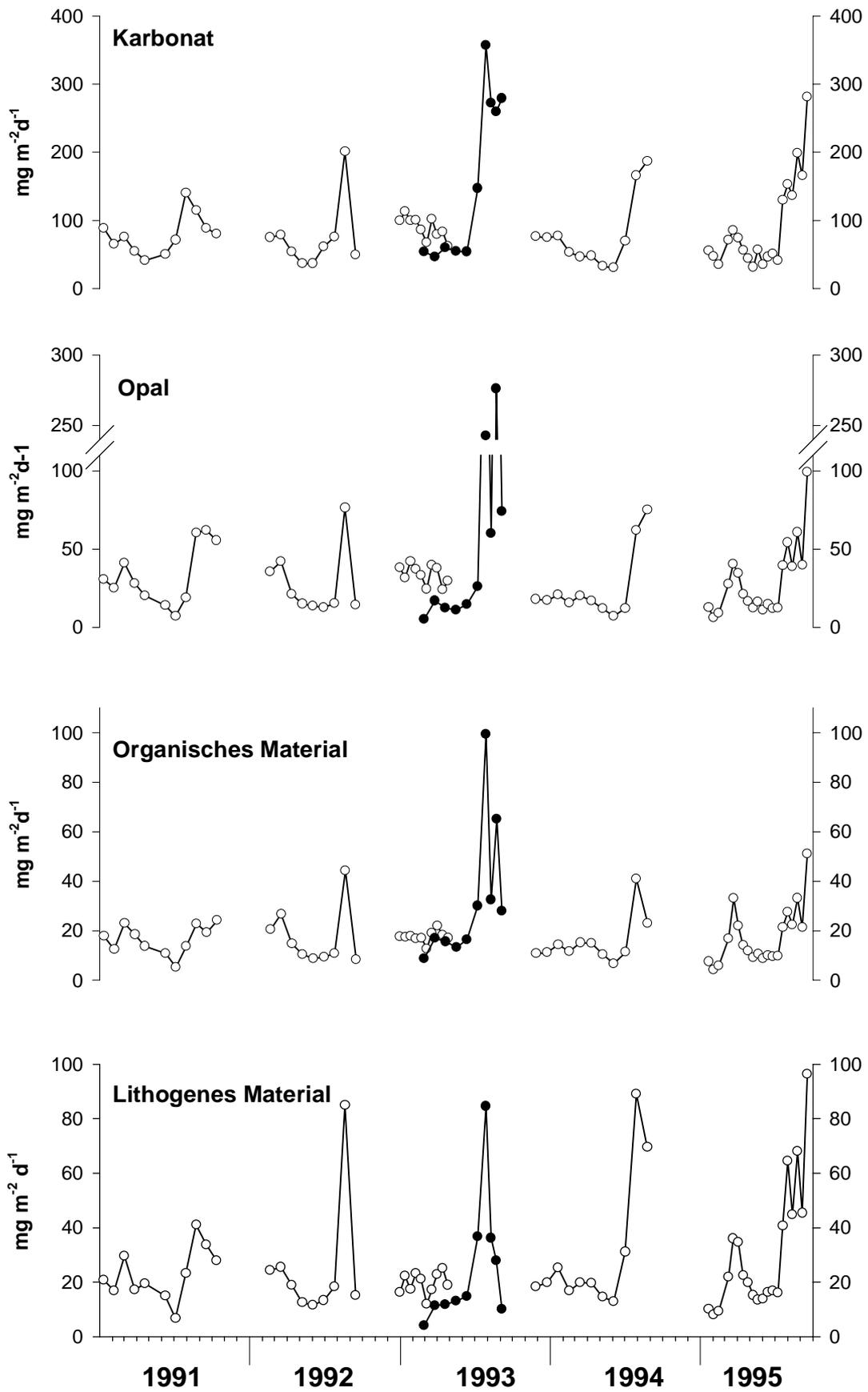


Abb. 13: Flussraten der Hauptkomponenten im westlichen Arabischen Meer. Schwarze Punkte symbolisieren Daten der flachen Falle.

5.1.2 Mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials

Mit etwa 39 % hat der **Quarz** den höchsten Anteil am lithogenen Material im westlichen Arabischen Meer (Tab. 6). Die Quarzanteile zeigen nur eine geringe saisonale und interannuelle Variabilität (Tab. 6) Die durchschnittlichen **Feldspatgehalte** der Sinkstoffe liegen bei etwa 29 %. Interannuelle variiert der Feldspatgehalt während des SW-Monsuns zwischen 26 und 33 %. Während des NE-Monsuns liegen die Feldspatgehalte dagegen nur bei etwa 22%. Der Anteil der **Tonminerale** am lithogenen Material beträgt etwa 24 – 39 %. Die Tonmineralgehalte sind während des NE-Monsuns wesentlich höher als im SW-Monsun (Tab. 6). Unter den Tonmineralen ist der Illit mit etwa 59 % das dominierende Mineral, gefolgt von Chlorit mit etwa 25 %. Sowohl die interannuelle als auch die saisonale Variabilität beider Minerale ist gering. Geringe saisonale Variabilitäten treten auch beim Kaolinit sowie beim Smektit auf, die jedoch nur Anteile von 14 bzw. 2 % an den Tonmineralen haben (Tab. 6).

WAST	Hauptbestandteile (%)				Anteile an den Tonmineralen (%)			
	Quarz	Feldspat	Tonmin.	Dolomit	Illit	Chlorit	Kaolinit	Smektit
NE-Monsun	38,12	22,48	39,20	0,20	59,87	23,24	14,40	2,49
SW-Monsun 1991	39,36	26,06	34,39	0,18	59,61	25,96	12,45	1,97
SW-Monsun 1992	42,47	33,42	23,82	0,30	56,79	22,13	18,79	2,28
SW-Monsun 1994	36,02	30,13	33,65	0,20	62,27	27,28	9,78	0,67
SW-Monsun 1995	39,20	32,73	27,87	0,20	57,13	27,14	14,28	1,46
<i>Ø SW-Monsun</i>	<i>39,26</i>	<i>30,59</i>	<i>29,93</i>	<i>0,22</i>	<i>58,95</i>	<i>25,63</i>	<i>13,83</i>	<i>1,59</i>
CAST								
SW-Monsun 1993	42,37	26,72	30,51	0,40	63,40	25,82	10,13	0,65
EPT								
NE-Monsun	44,88	10,97	43,95	0,20	70,35	25,19	4,08	0,37
SW-Monsun	38,82	9,66	51,32	0,20	70,21	22,89	6,21	0,69

Tab. 6. Mineralogische Zusammensetzung der Mischproben (siehe Tab. 5) der Sinkstoffe der Stationen WAST, CAST und EPT.

5.1.3 Korngrößen des lithogenen Materials

Die Korngrößen des lithogenen Materials zeigen, ebenso wie dessen Flussraten, eine hohe saisonale Variabilität. Die **Mediane** (Abb. 14; Anhang: Tab.1) variieren zwischen 9,5 und 15,5 μm , wobei maximale Werte jeweils während des SW-Monsuns auftreten. Die interannuellen Unterschiede der Mediane während des SW-Monsuns sind gering: die Maxima treten regelmäßig im Juli oder August auf und die Werte variieren zwischen 14,5 μm (1993) und 15,5 μm (1991). Während des NE-Monsuns können die Mediane Werte von etwa 12-13

μm erreichen, die im Verlauf des darauf folgenden Intermonsuns in der Regel abfallen. Die geringsten Mediane von etwa $10\ \mu\text{m}$ treten jeweils kurz vor Beginn des SW-Monsuns auf (Abb. 14). Das arithmetische Mittel der Korngrößenverteilungen (**Mean**) (Abb.14; Anhang: Tab. 1) variiert zwischen $10,1$ und $16,6\ \mu\text{m}$ und liegt in allen Proben über dem Median. Die jahreszeitliche Variabilität des arithmetischen Mittels entspricht der des Medians, höchste Werte treten jeweils während der SW-Monsune und niedrigste Werte während der Intermonsune auf. Dies gilt sowohl für die flache als auch für die tiefe Falle. Interannuell variiert der Mean während des SW-Monsuns zwischen $15,2$ (1994) und $16,6\ \mu\text{m}$ (1995). Die **Modalwerte** (Abb. 14; Anhang: Tab. 1) der Korngrößenverteilungen bewegen sich etwa zwischen $7,4$ und $16,8\ \mu\text{m}$. Anders als der Median und der Mean zeichnet der Modalwert sich nicht durch eine jahreszeitliche Variabilität, sondern durch starke kurzfristige Schwankungen aus. Modalwerte von über $15\ \mu\text{m}$ treten ausschließlich 1991 auf. Die **Sortierung** (Abb. 14; Anhang: Tab. 1) der Sinkstoffproben aus dem westlichen Arabischem Meer variiert zwischen $5,7$ und $9,7\ \mu\text{m}$. Die beste Sortierung (etwa $6\ \mu\text{m}$) tritt in der Regel während des Intermonsuns auf. Zum Ende des NE-Monsuns und insbesondere während des SW-Monsuns ist die Sortierung der Proben deutlich schlechter. Dieser Trend lässt sich besonders in den Jahren 1992 bis 1995 beobachten.

Die **Tonfraktion** ($< 2\ \mu\text{m}$) (Abb. 15; Anhang: Tab. 1) macht in den Sinkstoffen aus dem westlichen Arabischen Meer nur einen sehr geringen Anteil am lithogenen Material aus. Dieser Anteil variiert etwa zwischen 2 und $6\ \%$, der Mittelwert aus 5 Jahren Beprobung liegt bei $2,9\ \%$. Die durchschnittlichen Tonanteile 1991 und 1995 ($2,55$ bzw. $2,51\ \%$) sind etwas geringer als die der Jahre 1992, 1993 und 1994 ($3,10$, $4,19$ und $4,00\ \%$). Es zeigen sich zwar monatliche Schwankungen der Tongehalte, jedoch keine deutliche jahreszeitliche Variabilität. Durchschnittlich $17\ \%$ des lithogenen Materials wird von der Fraktion des **Feinsilts** ($2\text{--}6\ \mu\text{m}$) (Abb. 15; Anhang: Tab. 1) beigesteuert. Die im Jahresdurchschnitt höchsten Feinsiltanteile wurden mit etwa $20\ \%$ in den Jahren 1993 und 1994 gemessen. Dem stehen Anteile von durchschnittlich nur $15\ \%$ in den Jahren 1991, 1992 und 1995 gegenüber. Hohe Feinsiltanteile (bis $25\ \%$) treten vor allem während des Intermonsuns auf. Im Vergleich mit den Jahren 1992-1995 (zwischen 22 und $25\ \%$) weist der Intermonsun 1991 mit lediglich $17\ \%$ deutlich geringere Feinsiltanteile auf. Während des SW-Monsuns geht der Anteil des Feinsilts auf etwa $8\text{--}14\ \%$ zurück.

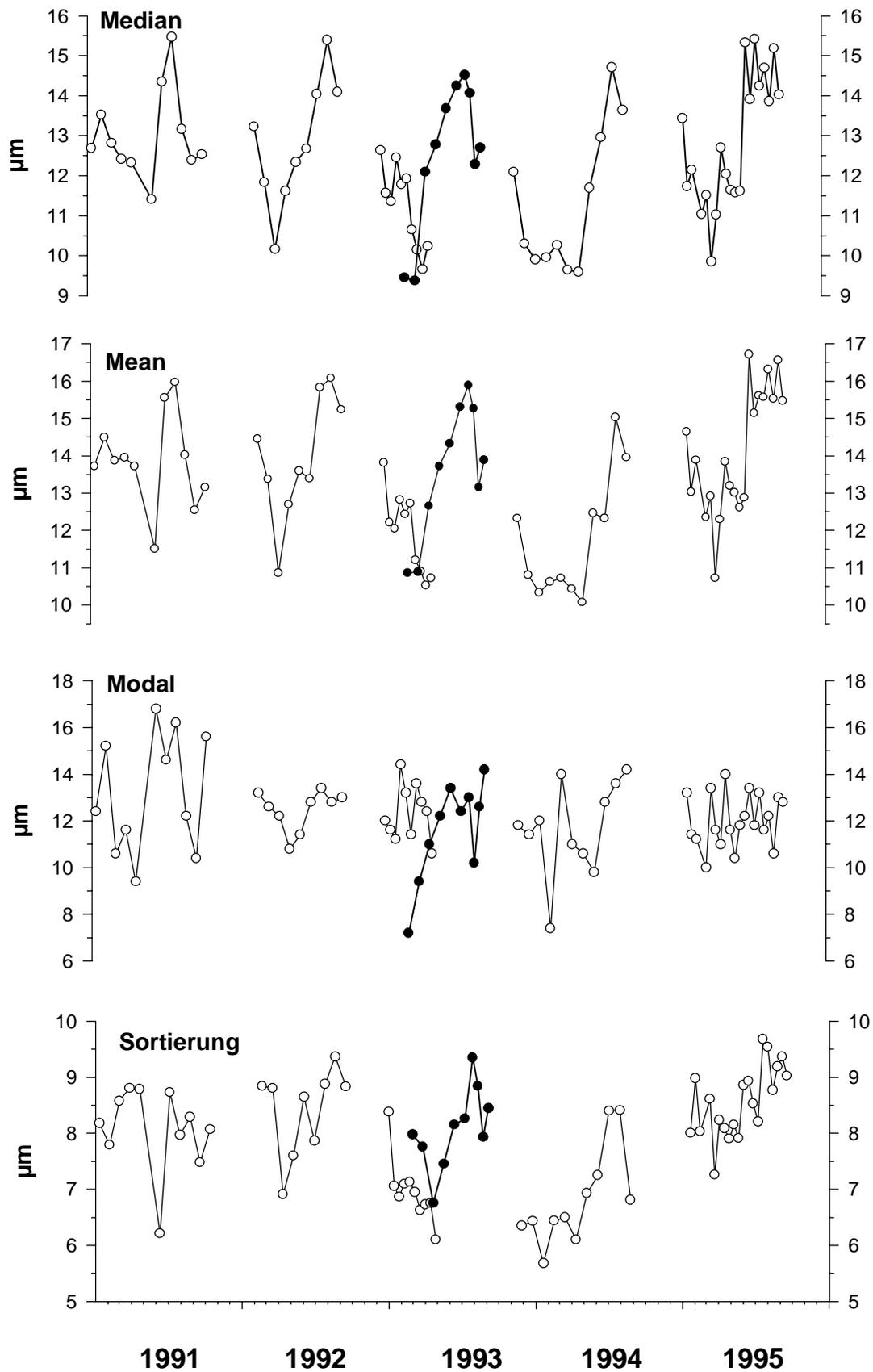


Abb. 14: Mittlere Korngrößen und Sortierung der lithogenen Sinkstoffe im westlichen Arabischen Meer. Schwarze Punkte symbolisieren Daten der flachen Falle.

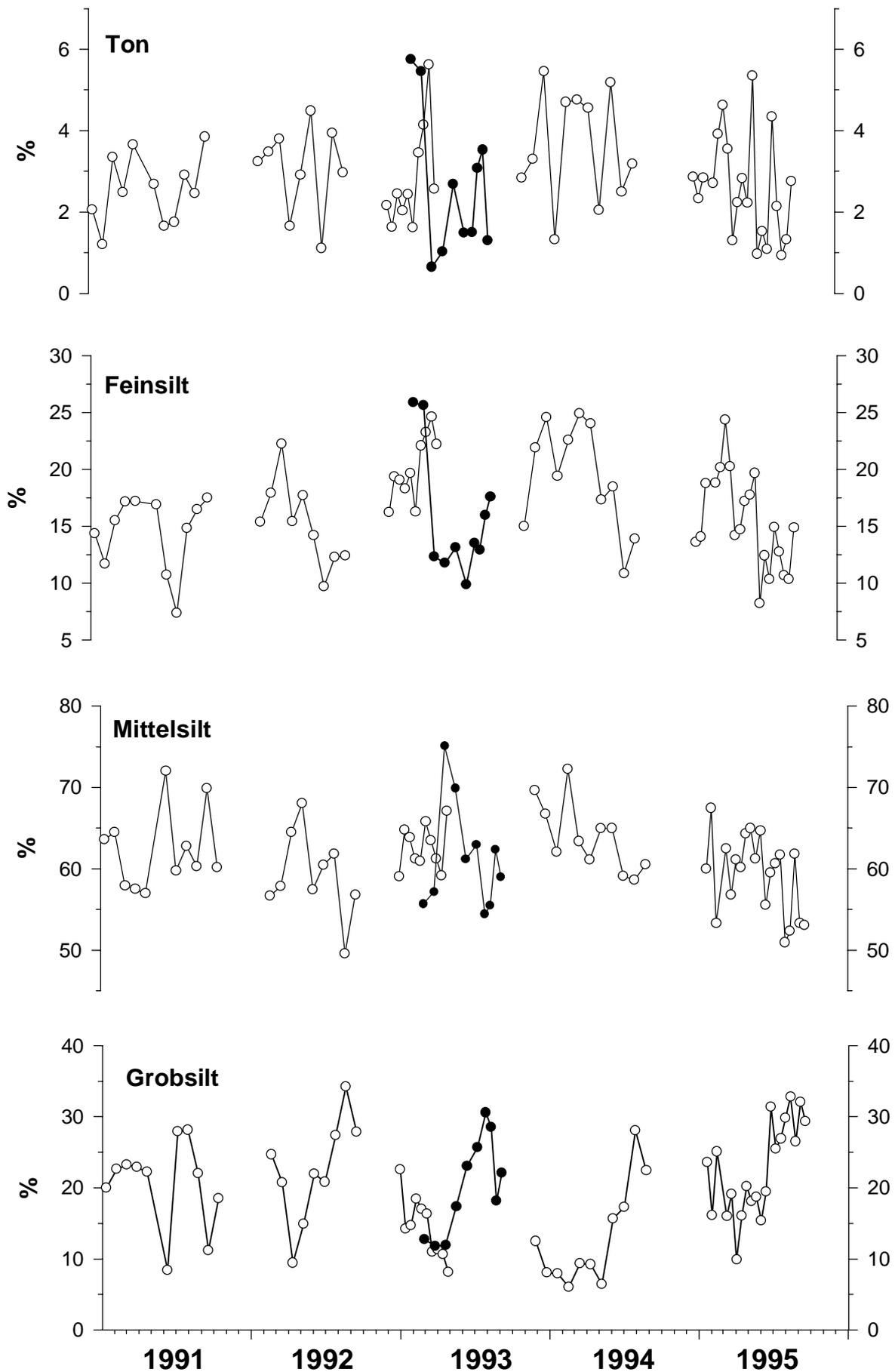


Abb. 15: Prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen an den lithogenen Sinkstoffen im westlichen Arabischen Meer. Schwarze Punkte symbolisieren Daten der flachen Falle.

Der **Mittelsilt (6-20 μm)** (Abb. 15; Anhang: Tab. 1) macht in der Volumenverteilung mit durchschnittlich 62% den größten Anteil am lithogenen Material aus. Lediglich in einer Probe (August 1992) liegt der Mittelsiltanteil geringfügig unter 50 %, ansonsten bewegt er sich in einem Bereich zwischen 52 und 72 %. Anteile von um die 70 % können dabei sowohl während der Monsune als auch während des NE/SW-Intermonsuns erreicht werden; ein regelmäßiger Jahresgang ist, wie bei der Tonfraktion, nicht erkennbar. Im Gegensatz zum Feinsiltanteil weist der mittlere jährliche Mittelsiltanteil im interannuellen Vergleich nur geringe Schwankungen (59-64 %) auf. Der **Grobsilt (20-63 μm)** (Abb. 15; Anhang: Tab. 1) hat einen durchschnittlichen Anteil von 18 % am Lithogenfluss. Durchschnittliche Anteile von über 20% treten 1991, 1992 und 1995 auf, während in den übrigen beiden Jahren nur 13-14% erreicht werden. Im jahreszeitlichen Verlauf zeigt sich eine ähnliche Variabilität wie bei den Median- und Meanwerten: die höchsten Grobsiltanteile werden während des SW-Monsuns vorgefunden. In diesem Zeitraum macht der Grobsilt bis zu 35 % des lithogenen Materials aus, während die Anteile in den Intermonsunen bis auf unter 10 % zurückgehen können.

5.2 Sinkstoffe im zentralen Arabischen Meer (CAST)

5.2.1 Flussraten

Im tiefen zentralen Arabischen Meer variieren die **Gesamtflussraten** 1993 (Abb. 16; Anhang: Tab. 1) zwischen 44 und 202 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Im Jahresdurchschnitt betragen die Flussraten etwa 92 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ und sind damit wesentlich niedriger als im westlichen Arabischen Meer. Der jahreszeitliche Verlauf ist dem an der Station WAST ähnlich, da auch bei CAST die höchsten Flussraten während des SW-Monsuns auftreten. Im Gegensatz zum westlichen Arabischen Meer sind die Flussraten während des NE-Monsuns gegenüber den Intermonsunen jedoch nicht erhöht.

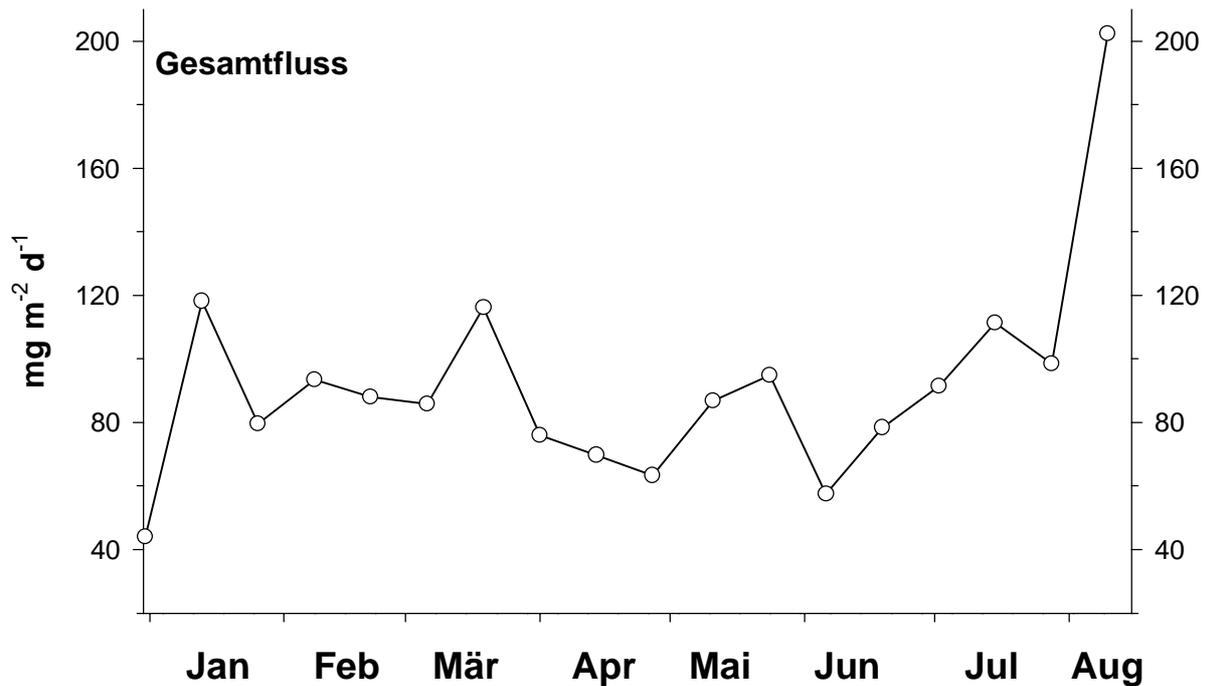


Abb. 16: Gesamtflussraten im zentralen Arabischen Meer von Dez. 1992 – Aug. 1993.

Der Anteil des **lithogenen Materials** (Anhang: Tab. 1) am Partikelfluss ist mit durchschnittlich 17 % ebenso hoch wie im westlichen Arabischen Meer. Die höchsten Lithogenanteile treten während des Intermonsuns auf. Die höchsten Lithogenflussraten von etwa 35 mg m⁻² d⁻¹ wurden jedoch während des SW-Monsuns gemessen. Im NE-Monsun liegen die Lithogenflussraten dagegen nur bei etwa 10 mg m⁻² d⁻¹ (Abb.17; Anhang: Tab.1).

Der Anteil des **biogenen Materials** am Partikelfluss liegt im zentralen Arabischen Meer zwischen 77 und 92 % (Anhang: Tab. 1) und ist mit dem bei WAST vergleichbar. Die wichtigste biogene Komponente ist das Karbonat mit einem Anteil von bis zu etwa 80 % des Gesamtflusses. Die höchsten Karbonatflussraten von etwa 107 mg m⁻² d⁻¹ treten zeitgleich mit den höchsten Gesamtflussraten während des SW-Monsuns auf (Abb. 17). Der Anteil des biogenen Opals am Partikelfluss ist bei CAST mit durchschnittlich 13 % (Anhang: Tab. 1) deutlich niedriger als bei WAST. Sowohl die höchsten Opalanteile (etwa 20%) als auch die höchsten Opalflussraten (etwa 40 mg m⁻² d⁻¹) treten im SW-Monsun auf (Abb. 17). Der Anteil des organischen Materials am Gesamtfluss beträgt durchschnittlich 10 % (Anhang: Tab. 1). Die höchsten Flussraten des organischen Materials von etwa 20 mg m⁻² d⁻¹ treten zeitgleich mit den höchsten Opal- und Karbonatflussraten während des SW-Monsuns auf (Abb. 17).

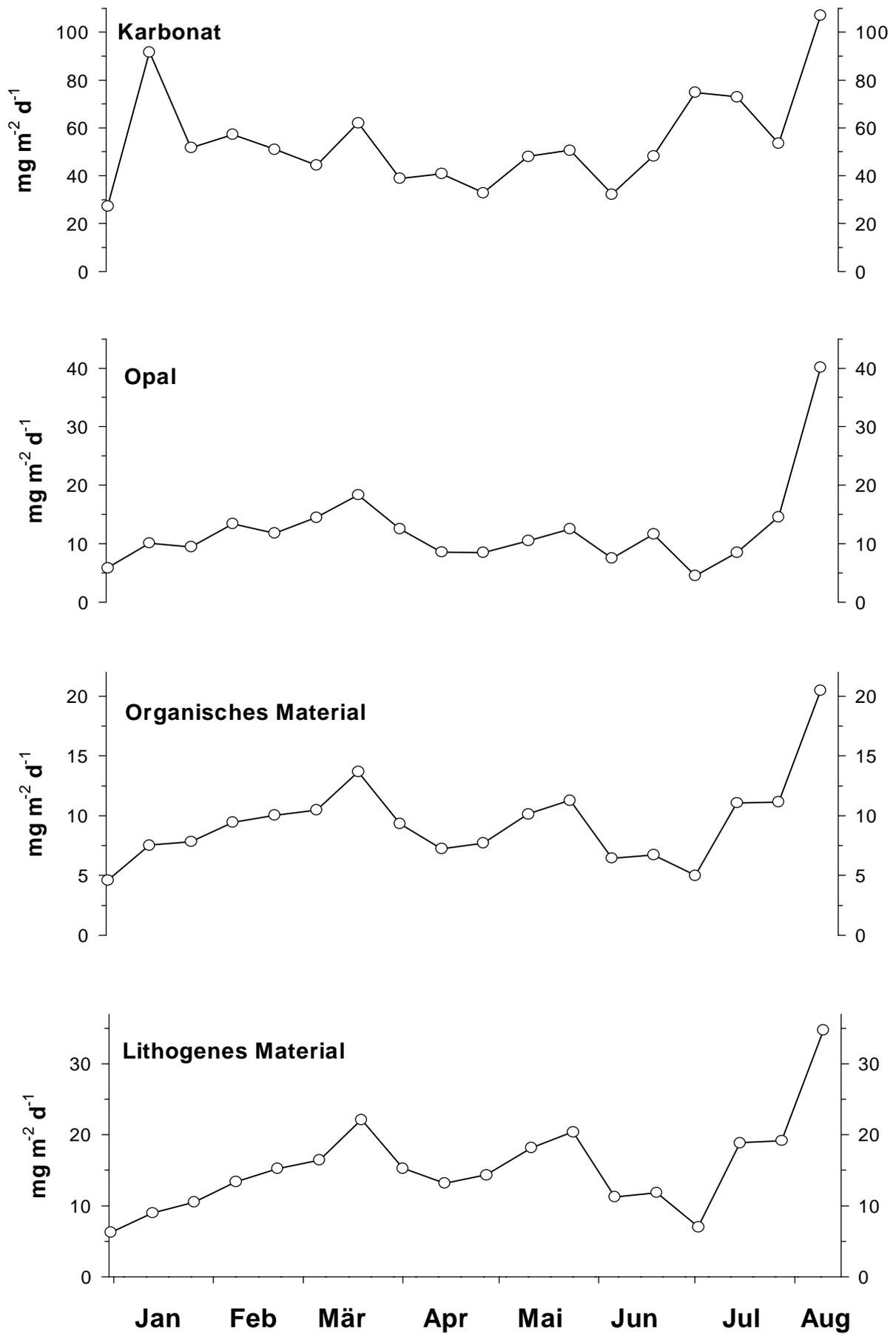


Abb. 17: Flussraten der Hauptkomponenten im zentralen Arabischen Meer von Dez. 1992 – Aug. 1993.

5.2.2 Mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials

Die **Quarz-** sowie die **Tonmineralegehalte** sind im zentralen Arabischen Meer etwas höher als während des SW-Monsuns im westlichen Arabischen Meer (Tab. 6). Dagegen sind die **Feldspatgehalte** mit etwa 27 % etwas geringer. In der Zusammensetzung der Tonminerale zeigt sich bei CAST im Vergleich zu WAST eine leicht Zunahme der Illit- und eine leichte Abnahme der Kaolinitanteile.

5.2.3 Korngrößen des lithogenen Materials

Der durchschnittliche **Median** (Abb. 18; Anhang: Tab. 1) im zentralen Arabischen Meer beträgt 1993 etwa 11,3 μm und ist damit etwas geringer als im westlichen Arabischen Meer. Im Vergleich mit WAST ist die Saisonalität der Korngrößen bei CAST wesentlich geringer. Zwischen Januar und April liegen die Mediane zwischen 9,7 und 11,6 μm , in der Zeit von Mai bis August bewegen sie sich zwischen 10,9 und 12,9 μm . Der an der Station WAST charakteristische deutliche Anstieg der Mediane zu Beginn des SW-Monsuns lässt sich an der Station CAST nicht feststellen. Der jahreszeitliche Verlauf des **Mean** (Abb. 18; Anhang: Tab. 1) ist dem des Median sehr ähnlich. Jedoch ist in allen Proben der Mean etwas größer als der Median, was sich in einem höheren Durchschnittswert von etwa 12,2 μm ausdrückt. Der geringste Mean (10,2 μm) tritt im Januar; der höchste (14,8 μm) im August auf. Der Durchschnitt des **Modalwertes** (Abb. 18; Anhang: Tab. 1) liegt bei 12,7 μm . Im jahreszeitlichen Verlauf treten drei Maxima (März, April/Mai und Juni) mit Werten zwischen 14,0 und 17,2 μm auf. Alle anderen Proben weisen Modalwerte bis höchstens 13 μm auf. Die **Sortierung** (Abb. 18; Anhang: Tab. 1) des lithogenen Materials liegt im zentralen Arabischen Meer bei durchschnittlich 7,6 μm . Damit ist die Sortierung etwas schlechter als 1993 im westlichen Arabischen Meer (Anhang: Tab. 1). Eine deutliche Saisonalität der Sortierungswerte lässt sich nicht feststellen. Die mit Werten zwischen 6 und 7 μm am relativ besten sortierten Proben stammen aus dem Januar und dem Mai; die am schlechtesten sortierte Probe (9,4 μm) tritt im August auf.

Die **Tonfraktion** (Abb. 19; Anhang: Tab. 1) macht einen Anteil von durchschnittlich etwa 4 % am lithogenen Material im zentralen Arabischen Meer aus. Die Anteile sind zwar relativ variabel, es lässt sich aber keine klare Saisonalität erkennen. Tendenziell sind die Tonanteile im Januar und im Juli/August geringer, während die höchsten Tonanteile von bis zu 6,5 % im Februar und April auftreten. Die **Feinsiltanteile** (Abb. 19; Anhang: Tab. 1) am lithogenen Material variieren an der Station CAST zwischen 15 und 23,4 % und liegen

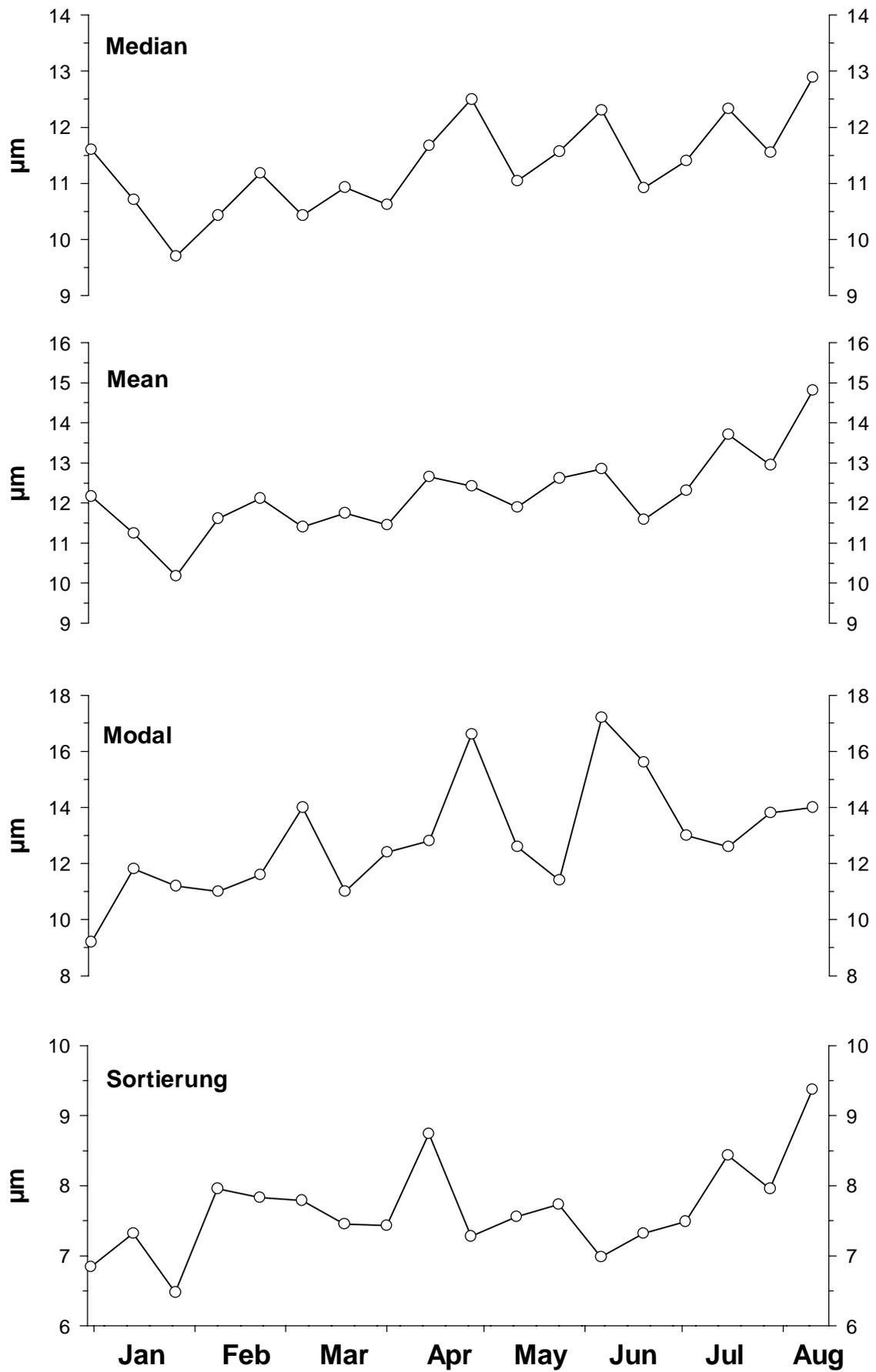


Abb. 18: Mittlere Korngrößen und Sortierung der lithogenen Sinkstoffe im zentralen Arabischen Meer von Dez. 1992 – Aug. 1993.

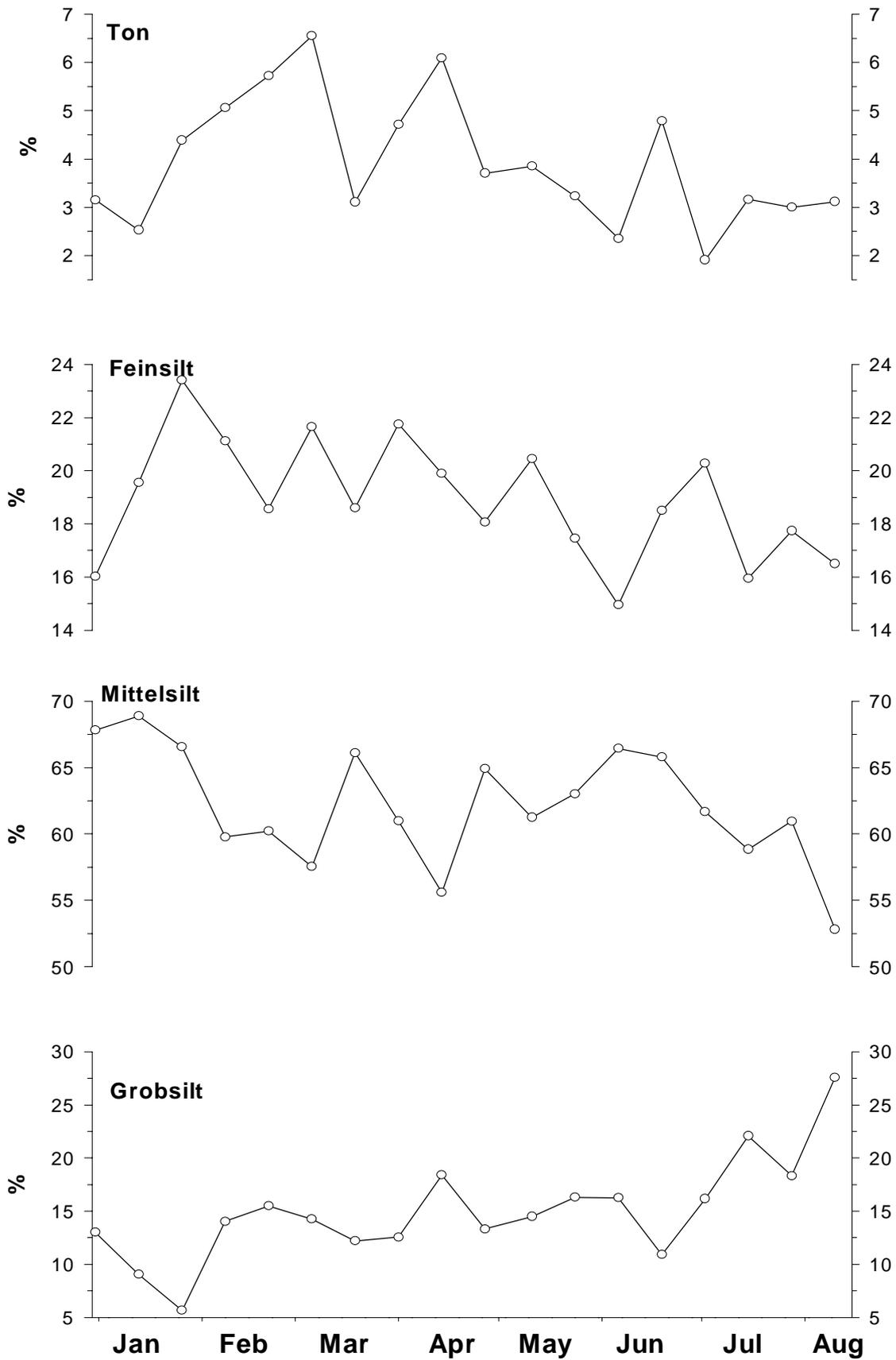


Abb. 19: Prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen an den lithogenen Sinkstoffen im zentralen Arabischen Meer von Dez. 1992 – Aug. 1993.

1993 bei durchschnittlich 19 %. Damit stellt der Feinsilt die zweitgrößte Fraktion des lithogenen Materials dar. Ebenso wie bei den Tonanteilen ist die Saisonalität wenig ausgeprägt. Mit durchschnittlich 62,7 % hat der **Mittelsilt** (Abb. 19; Anhang: Tab. 1) den größten Anteil aller Korngrößenfraktionen an den lithogenen Partikeln im zentralen Arabischen Meer. Der Mittelsiltanteil beträgt im NE-Monsun 1993 bis zu 68,9 %; ähnlich hohe Anteile werden auch im März und im Juni erreicht. Zu keinem Zeitpunkt des Jahres 1993 fällt der Mittelsiltanteil auf Werte <55 %. Eine saisonale Tendenz der Mittelsiltanteile lässt sich nicht erkennen. Die Fraktion des **Grobsilts** (Abb. 19; Anhang: Tab. 1) ist mit etwa 15 % Anteil am lithogenen Material der Sinkstoffe bei CAST vertreten. Die geringsten Grobsiltanteile von <6 % wurden im Januar festgestellt, während der Anteil im Juli auf etwa 22,1 % ansteigt.

5.3 Sinkstoffe am pakistanischen Kontinentalhang (EPT)

5.3.1 Flussraten

Die **Gesamtflussraten** (Abb. 20; Anhang: Tab. 1) vor der Küste Pakistans erreichen annähernd $5000 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und sind damit die höchsten aller Sinkstofffallenstationen im Arabischen Meer. Extrem hohe Flussraten von mehr als $4000 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ treten jeweils im Januar und Februar 1994 und 1996 auf und zeigen damit eine von WAST und CAST abweichende Saisonalität. Während des Sommers 1995 sind die Gesamtflussraten zwar ebenfalls gesteigert, aber der Partikelfluss im September bleibt mit knapp $2450 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ deutlich hinter dem des Winters zurück.

Der Anteil des **lithogenen Materials** am Partikelfluss beträgt an der Station EPT durchschnittlich etwa 70 %; (Anhang: Tab.1). Die durchschnittlichen Lithogenflussraten betragen etwa $1400 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und sind damit etwa 30 mal höher als im westlichen und zentralen Arabischen Meer. Die Saisonalität des Lithogenflusses entspricht der des Gesamtflusses. Maximale Lithogenflussraten von über $3600 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ treten jeweils während des NE-Monsuns auf (Abb. 21). Ebenfalls hohe Lithogenflussraten sind zum Ende des SW-Monsuns 1995 zu beobachten, sie erreichen jedoch bei weitem nicht die Winterwerte. Im Oktober und November 1995 treten mit etwa $100 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ die geringsten Flussraten des lithogenen Materials auf. Im gleichen Zeitraum des Jahres 1993 sind die Lithogenflussraten ebenfalls sehr gering.

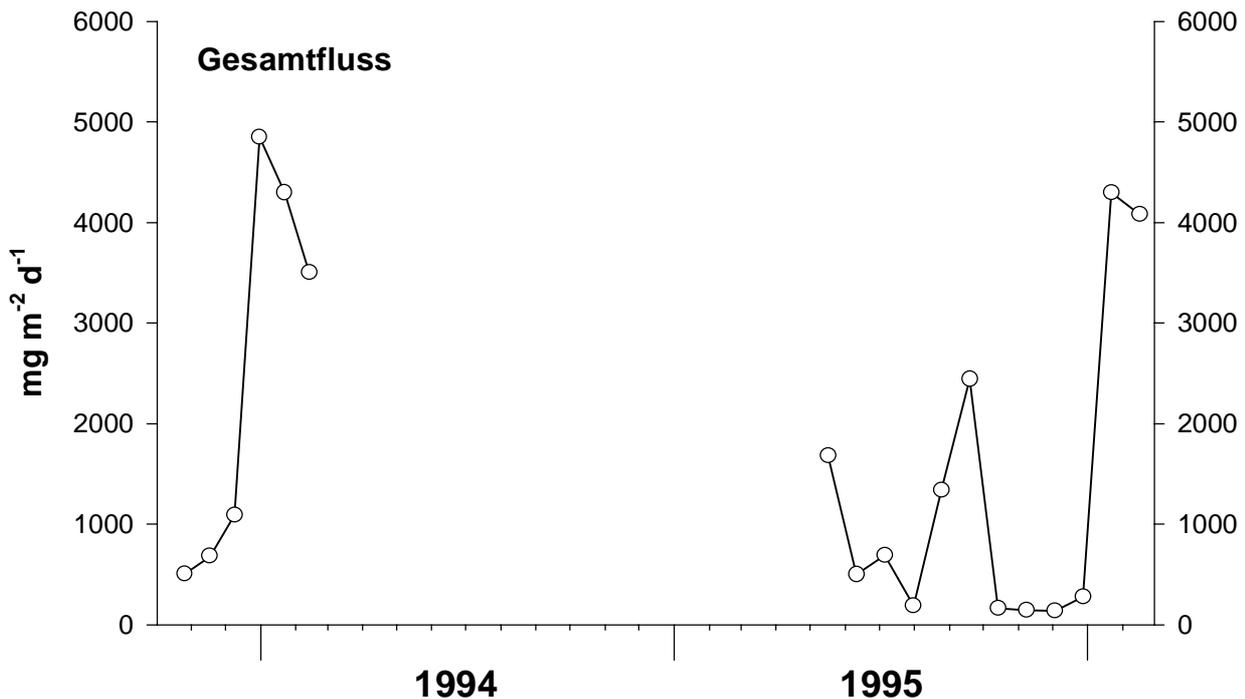


Abb. 20: Gesamtflussraten am pakistanischen Kontinentalhang.

Der Anteil des **biogenen Materials** ist an der Station EPT wesentlich geringer als an den anderen beiden Stationen und beträgt im Durchschnitt nur etwa 30 % (Anhang: Tab. 1). Etwa die Hälfte des biogenen Anteils wird vom Karbonat beigesteuert, das einen durchschnittlichen Anteil von 15,9 % am Gesamtfluss erreicht (Anhang: Tab. 1). Zu Spitzenzeiten im Winter erreichen die Karbonatflussraten Werte von 600-700 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (Abb. 21). Die Anteile des biogenen Opals sind mit durchschnittlich 7,4 % nur etwa halb so hoch wie die des Karbonats (Anhang: Tab. 1). Die winterlichen Flussraten liegen etwa zwischen 300 und 350 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Im Gegensatz zum Karbonatfluss erreicht der Opalfluss im Sommer mit 226 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ fast die gleiche Höhe wie im Winter (Abb. 21). Mit durchschnittlich 6,5 % trägt das organische Material zum Partikelfluss bei EPT bei (Anhang: Tab. 1). Flussraten von etwa 150 $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ treten sowohl während der beiden Winter als auch im Sommer 1995 auf (Abb. 21).

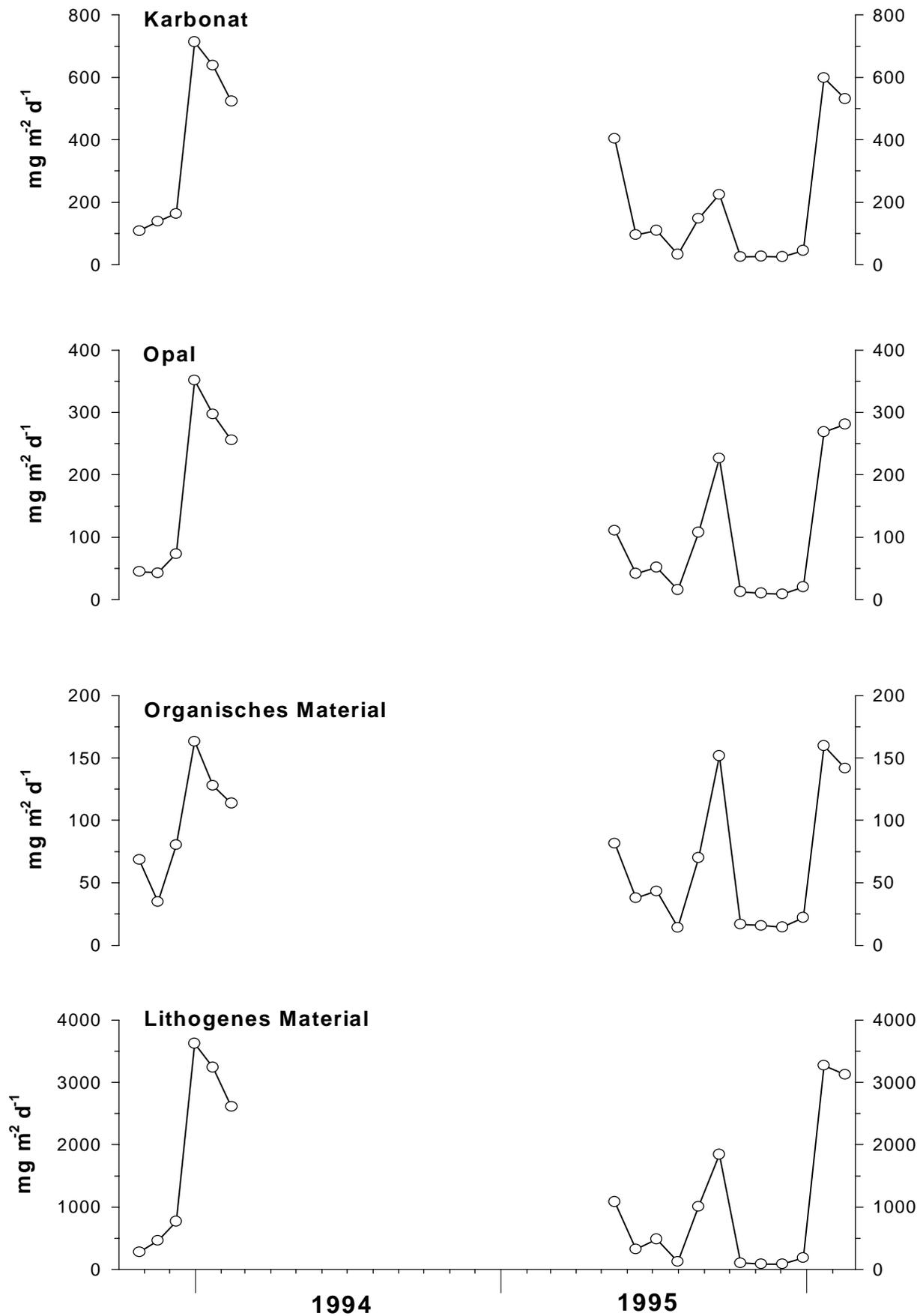


Abb. 21: Flussraten der Hauptkomponenten am pakistanischen Kontinentalhang.

5.3.2 Mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials

Ebenso wie im westlichen und zentralen Arabischen Meer liegen die **Quarzgehalte** bei EPT bei etwa 40 %. Während des NE-Monsuns sind sie etwas höher als während des SW-Monsuns (Tab. 6). Wesentlich geringer als an den anderen Stationen sind jedoch die **Feldspatgehalte**, die in den EPT- Sinkstoffen nur etwa 10 % betragen. Im Gegensatz dazu sind die **Tonmineralanteile** deutlich erhöht. Während des NE-Monsuns steuern sie etwa 51 % des lithogenen Materials in den Sinkstoffen bei. Das wichtigste der Tonminerale ist Illit mit einem Anteil von etwa 70 %. Etwa ein Viertel des Tonmineralgehalts der Sinkstoffe ist auf den Chloritanteil zurückzuführen. Dagegen sind die Anteil des Kaolinit mit 4-6 % und insbesondere des Smektit mit <1 % sehr gering (Tab. 6).

5.3.3 Korngrößen des lithogenen Materials

Die lithogenen Partikel in den Sinkstoffen bei EPT sind wesentlich feiner als im westlichen und zentralen Arabischen Meer. Die **Mediane** (Abb. 22; Anhang: Tab. 1) variieren zwischen 3,5 und 9,5 μm , der Durchschnitt aller Proben liegt bei 6 μm . Die höchsten Mediane wurden mit 9,5 μm im Winter 1993/94 gemessen. Im Untersuchungsjahr 1995 treten relativ große Mediane von 6-8 μm sowohl im Winter als auch von Mai bis Juli auf. Zwischen diesen Peaks liegt ein Zeitraum von etwa 8 Wochen, der durch ausgesprochen geringe Mediane (ca. 4 μm) gekennzeichnet ist. Der **Mean** (Abb. 22; Anhang: Tab. 1) ist mit durchschnittlich 8,3 μm deutlich gröber als der Median. Der jahreszeitliche Verlauf entspricht dem der Mediane, so dass hohe Werte von etwa 11 μm jeweils im Winter als auch im Sommer 1995 zu beobachten sind. Die minimalen Werte von etwa 5-6 μm treten im August/September 1995 auf. Der durchschnittliche **Modalwert** (Abb. 22; Anhang: Tab. 1) liegt mit 7,1 μm zwischen dem Median und dem Mean. Der jahreszeitliche Verlauf unterscheidet sich jedoch deutlich von dem der beiden mittleren Korngrößen. In der Regel liegt der Modalwert zwischen 6,2 und 7,2 μm . Lediglich zwei Proben aus dem Jahre 1995 weichen mit Werten von 11,4 bzw. 12,4 μm davon ab. Die **Sortierung** (Abb. 22; Anhang: Tab. 1) der Proben von EPT ist mit durchschnittlich 7,3 μm etwas besser als im westlichen und zentralen Arabischen Meer. Während des Frühsommers und des Winters 1995 ist das lithogene Material mit Werten von etwa 8,8 μm relativ schlecht sortiert. Im August/September 1995 treten mit Werten zwischen 5,9 und 6,6 μm die geringsten Werte auf. Der Winter 1993/94 unterscheidet sich vom Winter 1995/96 durch eine deutlich bessere Sortierung des lithogenen Materials.

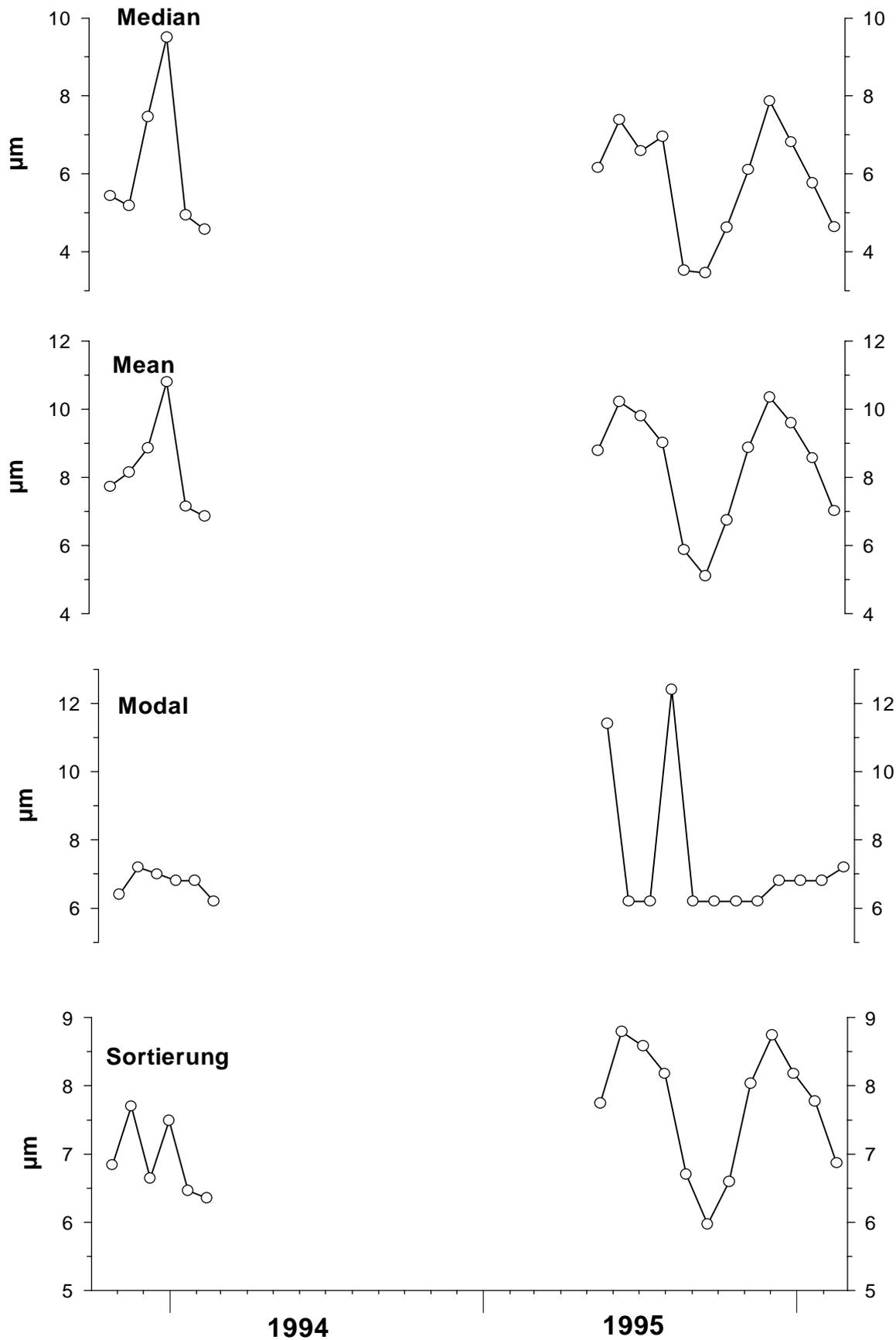


Abb. 22: Mittlere Korngrößen und Sortierung der lithogenen Sinkstoffe am pakistanischen Kontinentalhang.

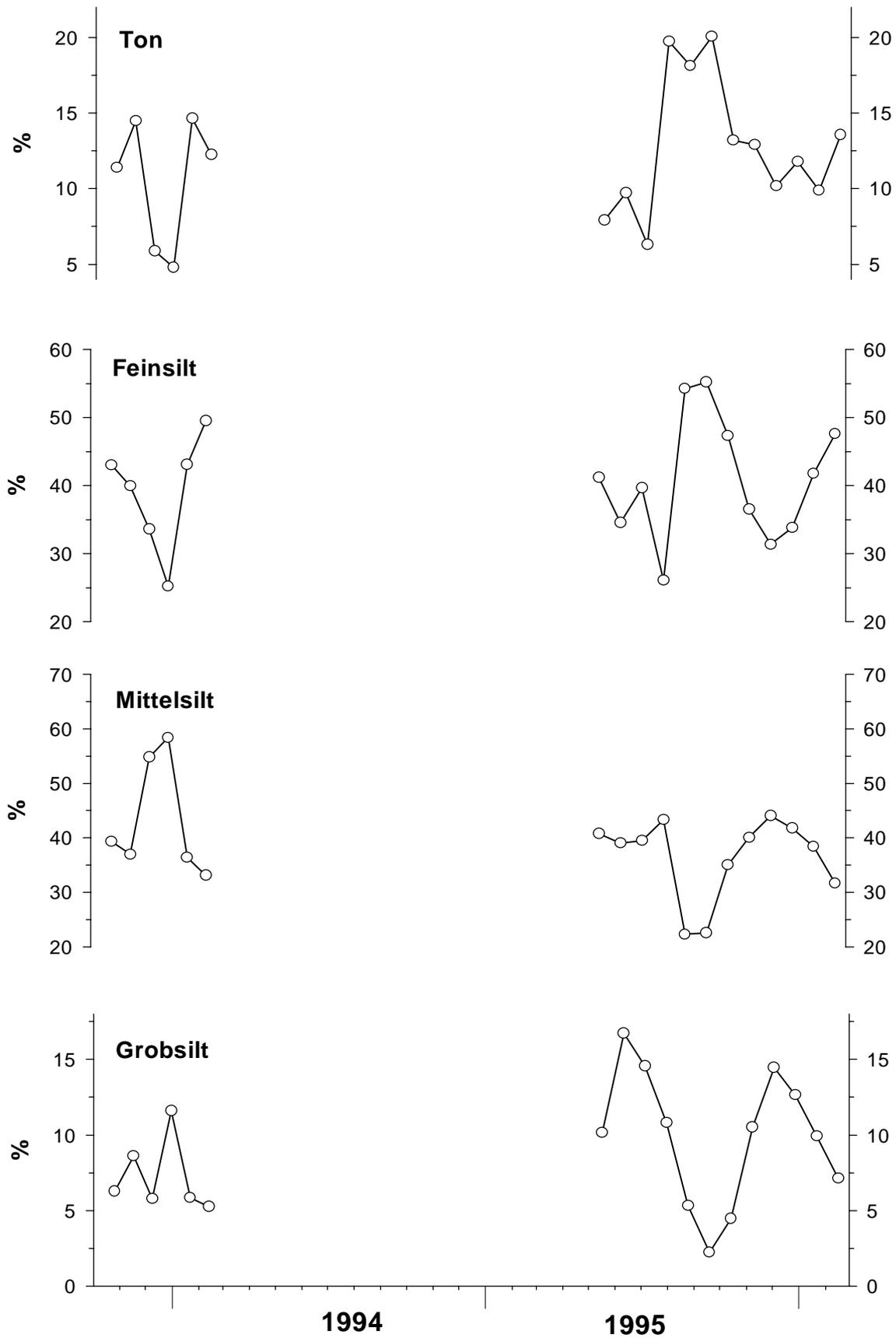


Abb. 23: Prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen an den lithogenen Sinkstoffen am pakistanischen Kontinentalhang.

Der **Tonanteil** (Abb. 23; Anhang: Tab. 1) der Sinkstoffe am pakistanischen Kontinentalrand liegt bei durchschnittlich 11,7 %. Die höchsten Tonanteile von bis zu 20 % treten von August bis Oktober auf. Im Januar 1995 sinkt der Tonanteil auf etwa 9,9 % und erreicht im Dezember 1993 den geringsten Wert von 4,8 %. Der Anteil des **Feinsilts** (Abb. 23; Anhang: Tab. 1) am lithogenen Material beträgt bei EPT etwa 40 %. Der jahreszeitliche Verlauf der Kurve ähnelt der des Tonanteils. Die höchsten Feinsiltanteile wurden für den Zeitraum August bis Oktober 1995 festgestellt, während die Feinsiltanteile in den Wintermonaten zurückgehen. Der durchschnittliche **Mittelsiltanteil** (Abb. 23; Anhang: Tab. 1) in den Sinkstoffen bei EPT ist mit 40 % etwa genauso hoch wie der des Feinsilts. Die saisonale Verteilung des Mittelsilts ist jedoch der des Feinsilts entgegengesetzt. Im Winter 1993/94 treten mit knapp 60 % die höchsten Feinsiltanteile auf, während sie im August/September 1995 lediglich bei etwa 20 % liegen. Die Fraktion des **Grobsilts** (Abb. 23; Anhang: Tab. 1) macht durchschnittlich 8,6 % des lithogenen Materials aus. Der zeitliche Verlauf der Verteilungskurve ist der des Mittelsilts ähnlich, aber die saisonalen Variabilitäten werden insbesondere 1995 noch deutlicher. Während der Winter und im Frühsommer erreichen die Grobsiltanteile ihre Höchstwerte von bis zu 16 %; im September 1995 fallen sie bis auf etwa 2,3 % ab.

5.4 Oberflächensedimente

5.4.1 Mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials

Der lithogene Anteil der Oberflächensedimente des Arabischen Meeres setzt sich im wesentlichen aus Quarz, Feldspat und Tonmineralen zusammen. In einigen Proben tritt zusätzlich auch Dolomit auf (Anhang: Tab. 2). Mit einem Anteil von 33 – 44 % (Durchschnitt 38 %) ist der **Quarz** das dominierende Mineral in den Oberflächensedimenten (Abb. 24, Anhang: Tab. 2). Dagegen sind die **Feldspatanteile** mit durchschnittlich etwa 22 % deutlich geringer (Abb. 24, Anhang: Tab. 2). Die Feldspatgehalte der Sedimente variieren zwischen etwa 10 und 28 %. Der durchschnittliche **Dolomitanteil** der Sedimente beträgt etwa 2 %. Dolomitgehalte von über 5 % treten nicht auf (Abb. 24, Anhang: Tab. 2). Der durchschnittliche **Tonmineralanteil** der Sedimente beträgt etwa 38 %. Die Variabilität der Tonmineralanteile (22 – 47%) ist deutlich größer als die der Quarzanteile (Abb. 24, Anhang: Tab. 2).

Unter den Tonmineralen dominiert **Illit** mit durchschnittlich etwa 64 %. Die Illitanteile erreichen maximal 71 % und liegen nur in wenigen Proben unter 60 % (Abb. 24, Anhang:

Tab. 2). Der **Chloritanteil** der Tonminerale in den Sedimenten des Arabischen Meeres beträgt zwischen 12 und 29 % bei einem Durchschnitt von 20 % (Abb. 24, Anhang: Tab.2). Die Anteile des **Kaolinit**s an den Tonmineralen liegen im Arabischen Meer bei durchschnittlich 9 % und variieren kaum (Abb. 24). Die **Smektitanteile** bewegen sich zwischen ~2 und ~14 % und erreichen einen durchschnittlichen Anteil von etwa 8 % an den Tonmineralen der Oberflächensedimente.

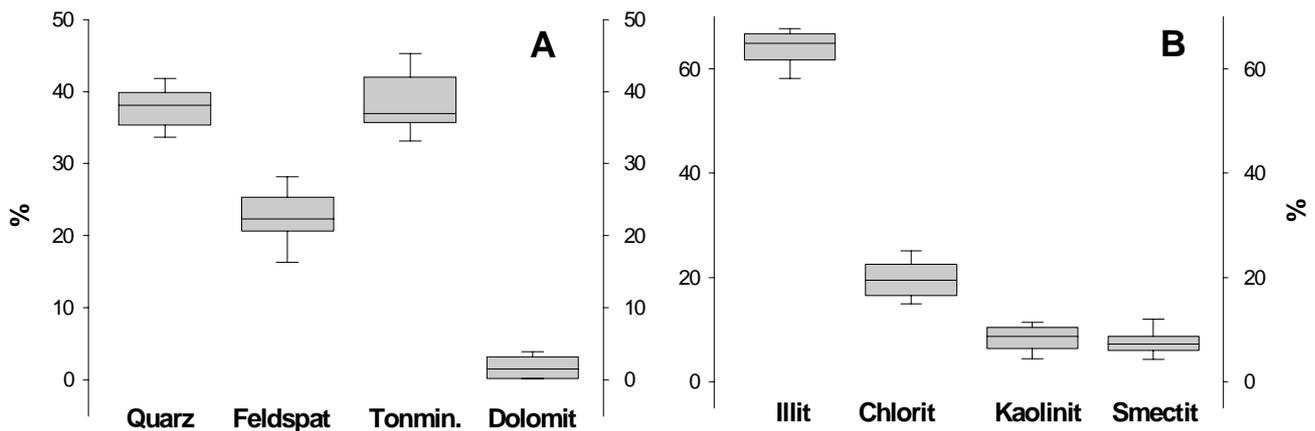


Abb. 24: Anteile der mineralogischen Hauptkomponenten an den Oberflächensedimenten (A) sowie Zusammensetzung der Gruppe der Tonminerale (B). Graue Kästen zeigen 25 – 75% Perzentile sowie Mittelwert; Fehlerbalken zeigen 5 – 95% Perzentile. Anzahl der Proben: 32.

5.4.2 Korngrößen des lithogenen Materials

Die Korngrößen der Oberflächensedimente im Arabischen Meer sind durch eine hohe Variabilität gekennzeichnet. Die Mehrzahl der Sedimente weist **Mediane** zwischen 15 und 25 μm auf (Abb. 25). Zwei Proben weichen mit Medianen von über 50 μm stark vom Durchschnitt ab. Der kleinste gemessene Median beträgt etwa 7 μm (Abb. 25, Anhang Tab. 2). Die Variabilität des **Mean** ist mit 10 – 58 μm etwas schwächer ausgeprägt als die des Medians (Abb. 25). Bei fast allen Proben ist der Mean etwas größer als der Median (Anhang: Tab. 2). Die **Modalwerte** der Oberflächensedimente variieren zwischen 2 und 78 μm bei einem Durchschnitt von etwa 11 μm (Abb. 25, Anhang Tab. 2). Einige der Proben weisen eine bimodale Korngrößenverteilung auf. Während der 1. Modalwert meist in die Mittelsiltfraktion fällt, liegt der 2. Modalwert meist im Feinsiltbereich (Abb. 25, Anhang: Tab. 2). Die **Sortierung** der Oberflächensedimente liegt zwischen 7,9 und 31 μm (Abb. 25, Anhang: Tab. 2).

Der Anteil der **Tonfraktion** am gesamten lithogenen Material liegt bei den untersuchten Proben bei durchschnittlich 5,3 %, (Anhang: Tab. 2). Die Variabilität der Tonanteile ist nur gering. Ein Tonanteil von über 14 % tritt nie auf. Die Anteile des **Feinsilts** am gesamten lithogenen Material betragen zwischen 4 und 28 % (Abb. 25, Anhang: Tab. 2). Mit durchschnittlich 14,5 % sind sie deutlich höher als die der Tonfraktion. Ebenso ist die Variabilität der Feinsiltanteile deutlich höher. Die **Mittelsiltfraktion** hat mit durchschnittlich 43,2 % den weitaus größten Anteil am lithogenen Material im Arabischen Meer (Abb. 25, Anhang: Tab. 2). Er kann maximal 60 % erreichen und unterschreitet nur in wenigen Proben einen Anteil von 30 %. Die **Grobsiltfraktion** weist einen durchschnittlichen Anteil von 31,5 % am lithogenen Material auf. Nach dem Mittelsilt ist sie somit die zweithäufigste Korngrößenfraktion. Die Variabilität der Grobsiltanteile ist sehr groß (Abb. 25). Es wurden minimale Grobsiltanteile von 10 % und maximale Anteile von 53 % ermittelt (Anhang: Tab. 2). Der Anteil der **Feinsandfraktion** am lithogenen Material ist mit durchschnittlich 4 % noch geringer als der Anteil der Tonfraktion. Das Auftreten der Feinsandfraktion in den Sedimenten ist zudem auf nur wenige Proben beschränkt, kann jedoch einen Anteil von etwa 50 % am lithogenen Material erreichen (Abb. 25, Anhang: Tab.2).

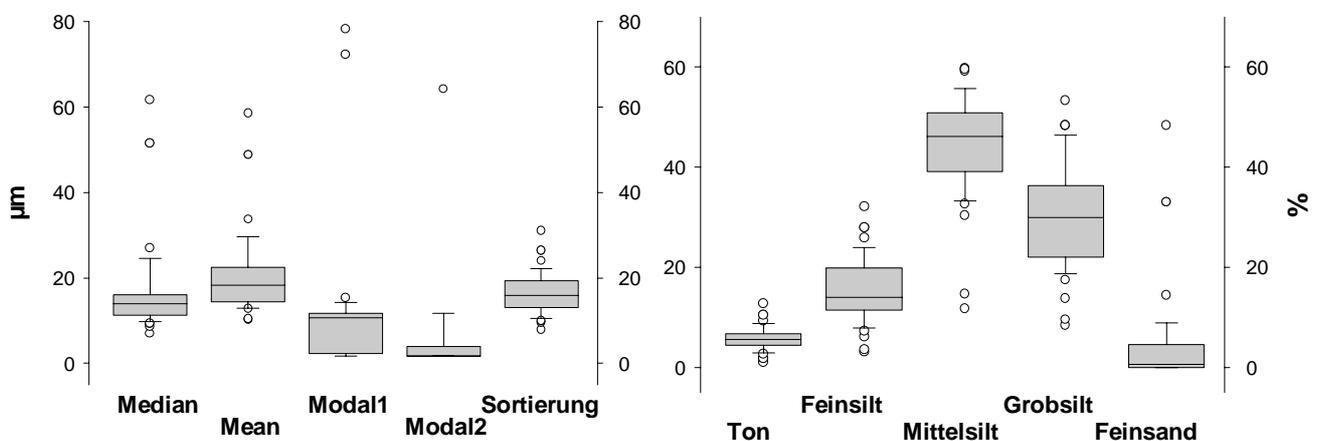


Abb. 25: Mittlere Korngrößen und Sortierung (A) sowie Anteile der Korngrößenfraktionen an den Oberflächensedimenten (B). Graue Kästen zeigen 25 – 75% Perzentile sowie Mittelwert, Fehlerbalken zeigen 5 – 95% Perzentile, Punkte symbolisieren Ausreißer. Anzahl der Proben: 43.

6 Diskussion der Ergebnisse

6.1 Lithogener Partikelfluss

Eine generelle Charakteristik der Lithogenflussraten an allen drei Stationen ist ihr in der Regel den Flussraten der biogenen Komponenten entsprechender saisonaler Verlauf (Abb. 13, 17, 21). Dieses Phänomen wurde auch schon in anderen Meeresgebieten beobachtet und mit dem gemeinsamen Transport des Materials in der Wassersäule erklärt (z.B. HONJO, 1982; DEUSER et al., 1983, HAAKE & ITTEKKOT, 1990; RAMASWAMY et al., 1991; CLEMENS, 1998; RATMEYER et al., 1999; BORY & NEWTON, 2000; THOMAS & TUREKIAN, 2000). Nach ALLDREDGE & SILVER (1988) wird der größte Teil des partikulären Materials in Form von Makroaggregaten und Kotpillen in die Tiefsee verfrachtet. Da feinkörniges lithogenes Material aufgrund seiner sehr geringen Sinkgeschwindigkeiten für den Transport in die Tiefsee viele Jahre benötigen würde (DEGENS & ITTEKKOT, 1984) kommt der biologischen Produktivität im Oberflächenwasser eine besondere Bedeutung hinsichtlich des Partikelflusses des lithogenen Materials zu (HAAKE et al., 1996). Nach dem Einsetzen der Primärproduktion können im Oberflächenwasser aus organischer Substanz und lithogenen Partikeln organo-mineralische Aggregate gebildet werden, die mit Geschwindigkeiten zwischen etwa 100 und 400 m d⁻¹ in die Tiefsee gelangen (ALLDREDGE & SILVER, 1988). Durch diesen Prozess wird einerseits lithogenes Material sehr effektiv in die Tiefsee abgeführt, andererseits trägt der Einbau der mineralischen Partikel jedoch auch zu einer beschleunigten Abfuhr von partikulärem organischen Kohlenstoff aus dem Oberflächenwasser in die Tiefsee bei (ITTEKKOT, 1993). Der gemeinsame Transport des lithogenen und des organischen Materials wird durch die gute Korrelation zwischen den Flussraten an allen Stationen belegt (Abb. 26).

Im zentralen Arabischen Meer und am pakistanischen Kontinentalhang ist die Verknüpfung zwischen den lithogenen und den biogenen Flüssen stärker ausgeprägt als im westlichen Arabischen Meer, worauf bei der Diskussion zu den Korngrößen näher eingegangen wird. Ungeachtet der Gemeinsamkeiten beim Transport durch die Wassersäule weisen die drei untersuchten Stationen deutliche Unterschiede hinsichtlich der Höhe und der Saisonalität der Flussraten auf.

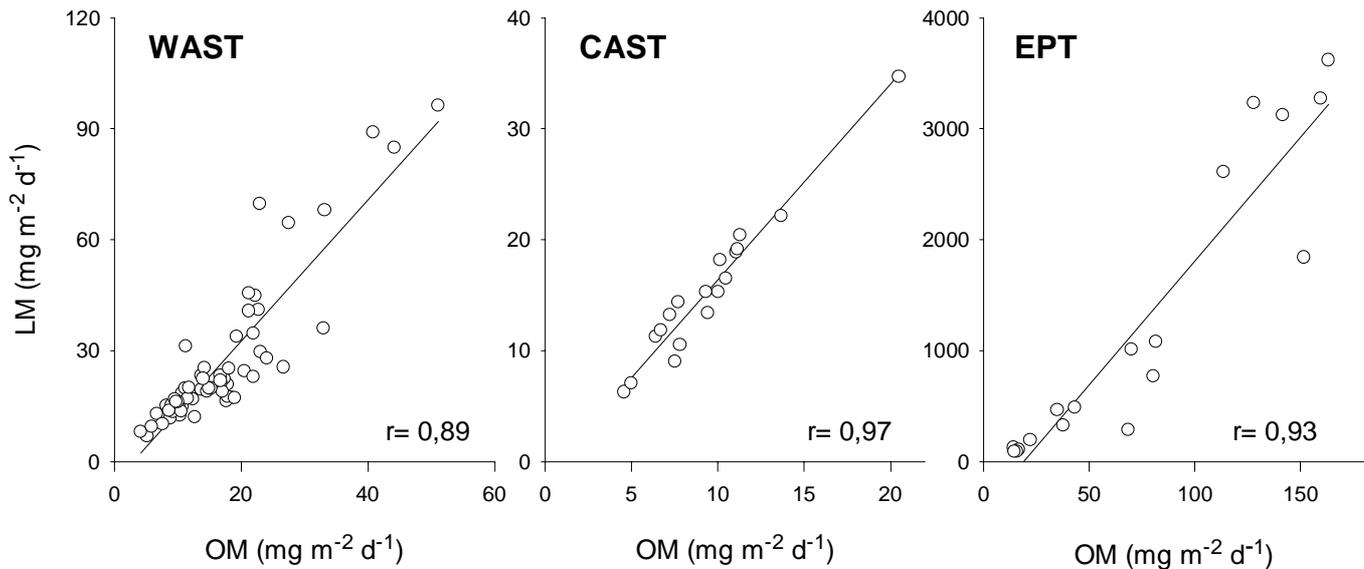


Abb. 26: Korrelationen zwischen den Flussraten des organischen Materials (OM) und den Lithogenflußraten (LM) an den Stationen WAST, CAST und EPT.

Am pakistanischen Kontinentalhang treten mit bis zu 3600 mg m⁻² d⁻¹ die höchsten Lithogenflüsse aller bearbeiteten Stationen auf (Abb. 21, Anhang: Tab. 1), während die Lithogenflussraten an den Stationen WAST und CAST maximal 100 bzw. 35 mg m⁻² d⁻¹ erreichen (Abb. 13 und 17; Anhang: Tab. 1). Neben der Höhe der Flussraten unterscheidet vor allem deren Saisonalität die Stationen deutlich voneinander. Während an der Station EPT die maximalen Flussraten jeweils im Winter auftreten, sind für die Stationen WAST und CAST maximale Lithogenflüsse während des SW-Monsuns charakteristisch. Während dieser Zeit tritt bei EPT ein sekundäres Flussmaximum auf. Diese Unterschiede sind ein Resultat verschiedener Quellen und Transportprozesse des lithogenen Materials. Dies verdeutlicht die Betrachtung der Verteilung des Staubes über dem Arabischen Meer, basierend auf Daten des Aerosoldepositionsmodells von TEGEN & FUNG (1994) (Abb. 27). Eine Zone hoher Staubdepositionsraten verläuft vom Horn von Afrika entlang einer nordöstlich gerichteten Achse in Richtung der Indusmündung, was etwa der Hauptwindachse des SW-Monsuns entspricht. Innerhalb dieser Zone gehen die Depositionsraten in nordöstlicher Richtung von 100 g m⁻² a⁻¹ auf etwa 10 g m⁻² a⁻¹ zurück. Im offenen Ozean östlich von 60° E und südlich von 15° N ist die Staubdeposition sehr gering, da diese Zone durch die Monsuninversion von den Hauptstaubquellen abgeschirmt ist.

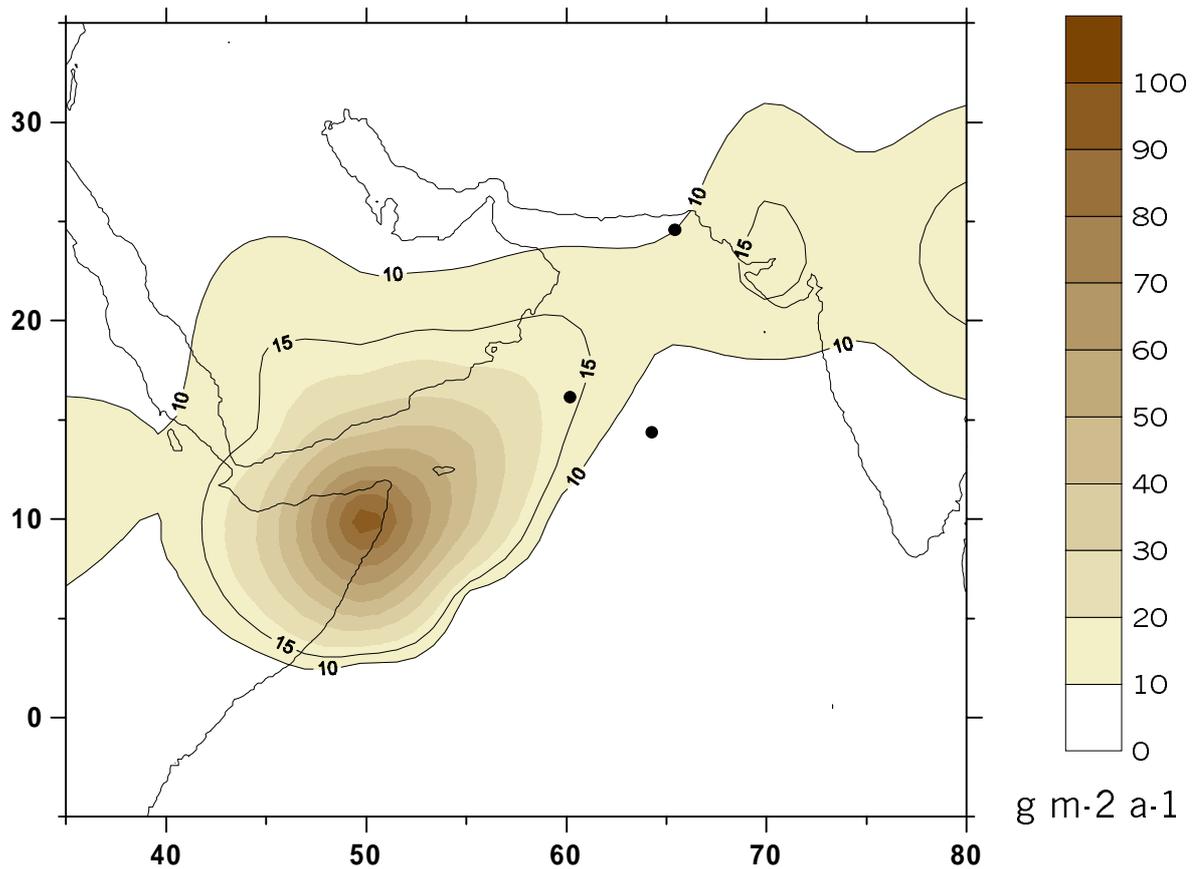


Abb. 27: Jährliche Staubdepositionsraten im Arbeitsgebiet. Quelle für die Staubdaten: <http://www.giss.nasa.gov/data/dust/>. Mit Punkten markiert sind die Positionen der Fallenstationen im westlichen und zentralen Arabischen Meer und am pakistanischen Kontinentalhang.

Die Staubdeposition im Arbeitsgebiet ist durch eine starke Saisonalität geprägt (Abb. 28). Von Januar bis April sind die monatlichen Aerosoldepositionsraten im Untersuchungsgebiet gering ($<1,25 \text{ g m}^{-2}$). Im Mai entwickelt sich über dem Horn von Afrika eine Zone höherer Staubdepositionsraten, die sich von Juni bis August in nordöstlicher Richtung über das Arabische Meer ausbreitet. Die höchsten Depositionsraten werden mit etwa 30 g m^{-2} im August am Horn von Afrika erreicht. Die Station WAST befindet sich nahe des Zentrums der Staubfahne und ist durch monatliche Depositionsraten von bis zu 7 g m^{-2} gekennzeichnet. Die Stationen CAST und EPT werden nur von den Randbereichen der Staubfahne erfasst, dort treten maximale monatliche Depositionsraten von nur $3 - 3,5 \text{ g m}^{-2}$ auf. Ab September zieht sich die Staubfahne wieder zurück, so dass die monatlichen Depositionsraten zwischen Oktober und Dezember im gesamten Raum unter 2 g m^{-2} liegen. Während des NE-Monsuns findet demnach an keiner der Stationen ein nennenswerter Staubeintrag statt. Im SW-Monsun jedoch wird an allen Stationen äolisches lithogenes Material deponiert.

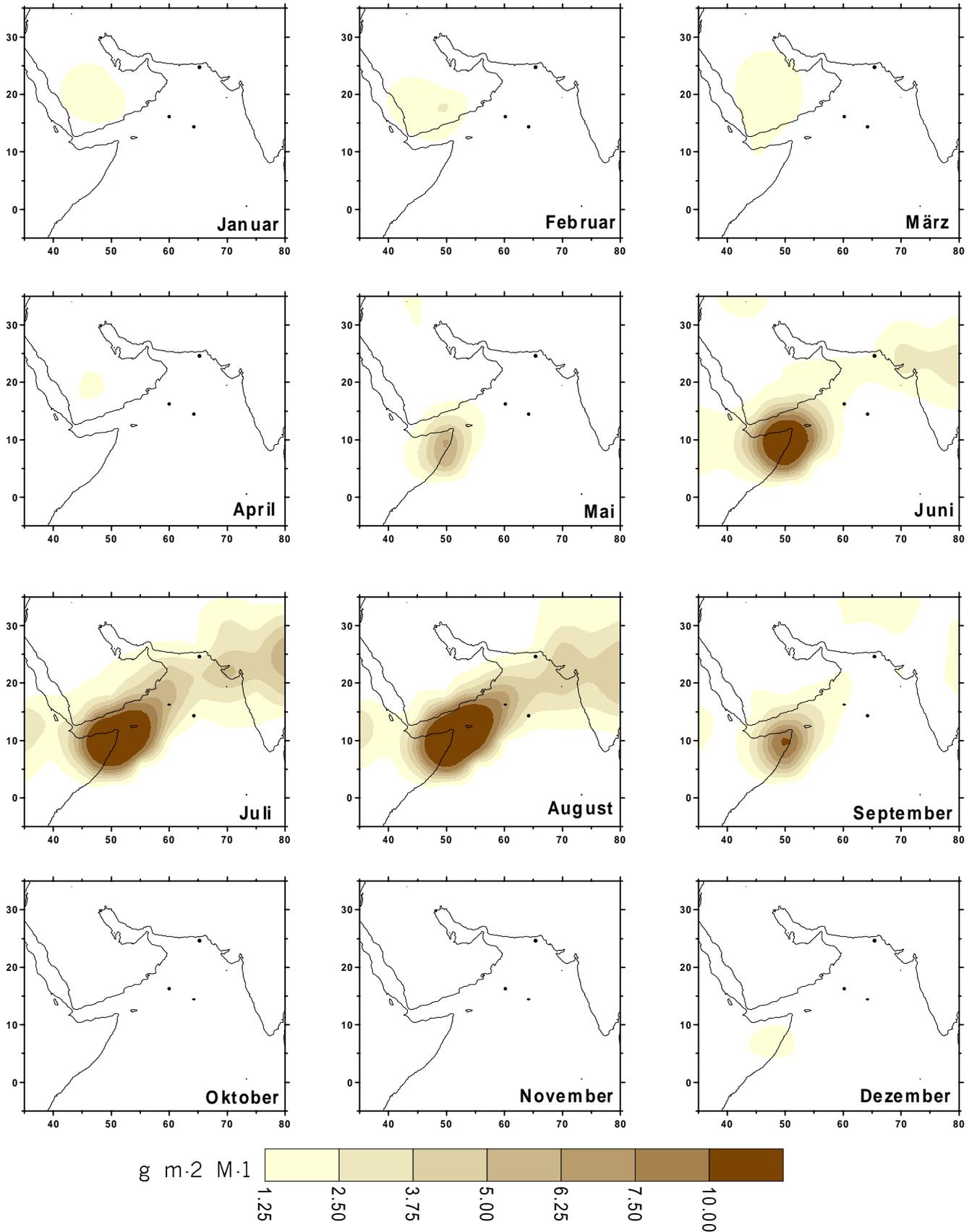


Abb. 28: Monatliche Staubdepositionsraten im Arbeitsgebiet. Quelle für die Staubdaten: <http://www.giss.nasa.gov/data/dust/>. Mit Punkten markiert sind die Positionen der Fallenstationen im westlichen und zentralen Arabischen Meer und am pakistanischen Kontinentalhang.

Eine Gegenüberstellung der Lithogenflussraten und der auf die Einheit $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ umgerechneten Staubdepositionsraten (Abb. 29) nahe der Sinkstoffstationen (siehe Tab. 7) belegt jedoch, dass der Staubeintrag von regional sehr unterschiedlicher quantitativer Bedeutung für den lithogenen Partikelfluss ist.

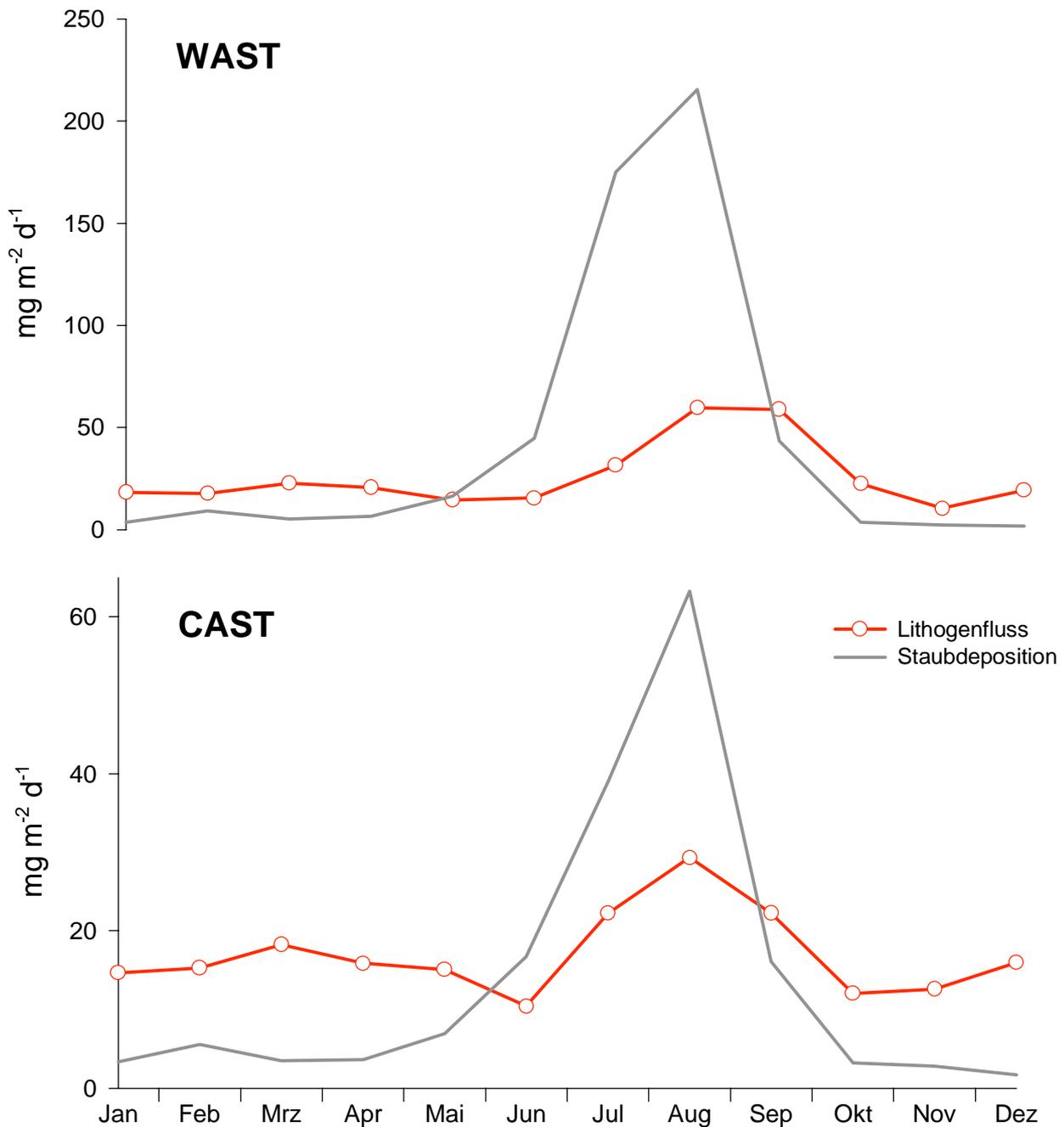


Abb. 29: Staubdepositionsraten und monatlich gemittelte Lithogenflüsse an den Stationen WAST und CAST (siehe Tab. 7). Die monatlichen Mittelwerte für CAST wurden unter Einbeziehung der nachfolgenden Beprobungsperiode (CAST 10, 1993/94 berechnet).

Station	WAST	CAST	EPT	EAST	SAST
Sinkstoffdaten	16,3° N; 60,5° E	14,5° N; 64,5° E	25,7° N; 65,8° E	15° N, 68° E	13° N, 67° E
Aerosoldepositionsdaten	14° N; 60° E 18° N; 60° E	14° N; 65° E	26° N, 65° E	14° N, 70° E	14° N, 65° E

Tab. 7: Koordinaten der zum Vergleich mit den Sinkstoffen herangezogenen Datenpunkte des Aerosolmodells von TEGEN & FUNG (1994; 1995). Die Aerosoldaten der beiden Punkte im westlichen Arabischen Meer wurden für die Darstellung in Abb. 29 und 35 gemittelt.

Die Saisonalität des lithogenen Partikelflusses ist an den Stationen WAST und CAST eng an die Saisonalität des Staubeintrages geknüpft. Die Staubdepositionsraten erreichen ebenso wie die Lithogenflüsse während des SW-Monsuns ihr Maximum von bis zu 220 mg m⁻² d⁻¹ bei WAST und bis zu 60 mg m⁻² d⁻¹ bei CAST (Abb. 29). Die Lithogeneinträge sowie -flüsse sind während des ganzen Jahres bei WAST höher als bei CAST, was auf einen mit zunehmender Entfernung zur Arabischen Küste abnehmenden äolischen Einfluss zurückzuführen ist. Während des NE- und Intermonsuns bewegen sich die Staubeinträge an beiden Stationen auf niedrigem Niveau. Da die Lithogenflüsse während dieses Zeitraumes deutlich über den Staubeintragsraten liegen (Abb. 29), kommt es offenbar zu einer lateralen Zufuhr lithogenen Materials über die Meeresströmungen. Während des SW-Monsuns stellt sich hingegen an beiden Stationen ein deutlicher Überschuss des Staubeintrages gegenüber den Lithogenflussraten dar. Es wird demnach nur ein Teil des eingetragenen lithogenen Materials unmittelbar in die Tiefsee abgeführt. Dies lässt den Schluss zu, dass der Rest des Materials mit den während des SW-Monsuns entlang der arabischen Küste nach Nordosten verlaufenden Strömungen (Abb. 4) abgeführt und an anderer Stelle deponiert wird.

Der aus Abb. 29 ersichtliche zeitliche Versatz zwischen dem sommerlichen Anstieg der Staubeinträge und der Lithogenflüsse wurde auch schon in einem Experiment in der Sargasso See beobachtet (JICKELLS et al., 1998). Dieses Phänomen ist eine Folge der an der Abfuhr des lithogenen Materials in die Tiefsee beteiligten biologischen Prozesse. Diese hängen im wesentlichen mit dem windgetriebenen Auftrieb vor der Küste Somalias und des Omans und der Advektion der aufgetriebenen nährstoffreichen Wassermassen an die Stationen im westlichen und zentralen Arabischen Meer zusammen (RIXEN, 1995; RIXEN et al., 2000a). Infolge der geringen Strömungsgeschwindigkeiten und des Lebenszyklus einer Planktonblüte steigen die Flussraten erst etwa 2 bis 8 Wochen nach dem Beginn des windgetriebenen Küstenauftriebes an (RIXEN, 1995). Im Gegensatz dazu erfolgt der Staubtransport von der arabischen Küste zu den Fallenstationen aufgrund der während des

SW- Monsuns üblichen hohen Windgeschwindigkeiten von 12 m s^{-1} innerhalb von nur etwa 12 bis 24 Stunden, so dass die Staubdepositionsraten bereits deutlich vor den Lithogenflussraten ansteigen.

Im Gegensatz zum westlichen und zentralen Arabischen Meer trägt der Staubeintrag an der Station EPT quantitativ nur wenig zum lithogenen Partikelfluss bei (Abb. 30). Die Staubeinträge an dieser Station erreichen ihr Maximum von etwa $40 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ von Juni bis August. In diesem Zeitraum sind die Lithogenflüsse zwar auf einem Minimum, erreichen jedoch immer noch etwa $250\text{--}500 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Das sommerliche Maximum des Lithogenflusses von etwa $1700 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ tritt in einem Zeitraum auf, in dem die Staubdepositionsraten bereits rückläufig sind. Daraus lässt sich für den SW-Monsun ein maximaler äolischer Beitrag zum lithogenen Partikelfluss bei EPT zwischen 2 und 13 % ableiten. Noch weniger als die sommerlichen können die enormen Lithogenflüsse während des Winters (etwa $3000 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) durch den äolischen Eintrag erklärt werden. Zwar kommt es im Februar zu einer leichten Erhöhung der Staubeinträge, die vermutlich auf einen Eintrag mit den nordöstlichen Winden zurückgeht, jedoch ist dieser Eintrag im Vergleich mit den Lithogenflussraten sehr gering. So liegt der theoretische Staubanteil an den Lithogenflussraten im Winter bei etwa 1 %. An der Station EPT gewinnt offenbar der fluviatile Eintrag gegenüber der äolischen Deposition lithogenen Materials an Bedeutung. Dies zeigt die Gegenüberstellung der aus den monatlichen Wasserabflussraten des Indus (ITTEKOT et al., 1986) und seiner jährlichen Sedimentfracht von $58 * 10^6 \text{ t}$ (MILLIMAN & SYVITSKI 1992) berechneten monatlichen Sedimentfracht mit den Lithogenflussraten an der Station EPT (Abb. 30). Der Hauptteil der Indusfracht gelangt während des SW-Monsuns in das Arabische Meer, wobei der Höchstwert von etwa $1,2 * 10^6 \text{ t d}^{-1}$ zeitgleich mit den höchsten Lithogenflussraten im September auftritt. Dem großräumigen Strömungsmuster zufolge würde das fluviatile Material im Sommer zwar von der Station wegtransportiert werden, jedoch sind die Strömungen in unmittelbarer Küstennähe teilweise auch gegenläufig (frdl. mdl. Mitt. JENNERJAHN 1999), so dass auch ein Transport in nordwestlicher Richtung möglich ist. Das zeitgleiche Auftreten der hohen Sedimentfrachtraten und der Lithogenflussraten (Abb. 30) spiegelt die große Bedeutung des fluviatilen Eintrages für den lithogenen Partikelfluss bei EPT während des Sommer wider.

Die enormen Lithogenflussraten während des NE-Monsuns können jedoch mit direktem fluviatilen Eintrag nicht erklärt werden, da der Indus in den Wintermonaten nur wenig Material liefert (Abb. 30). Da die Sinkstofffalle in 500 m Wassertiefe unmittelbar am pakistanischen Kontinentalhang verankert ist, sind offenbar Resuspensionsprozesse auf dem Schelf oder gravitative Umlagerungen am Kontinentalhang, wie sie von v. RAD et al. (1995) beschrieben wurden, für diese hohen Flüsse verantwortlich.

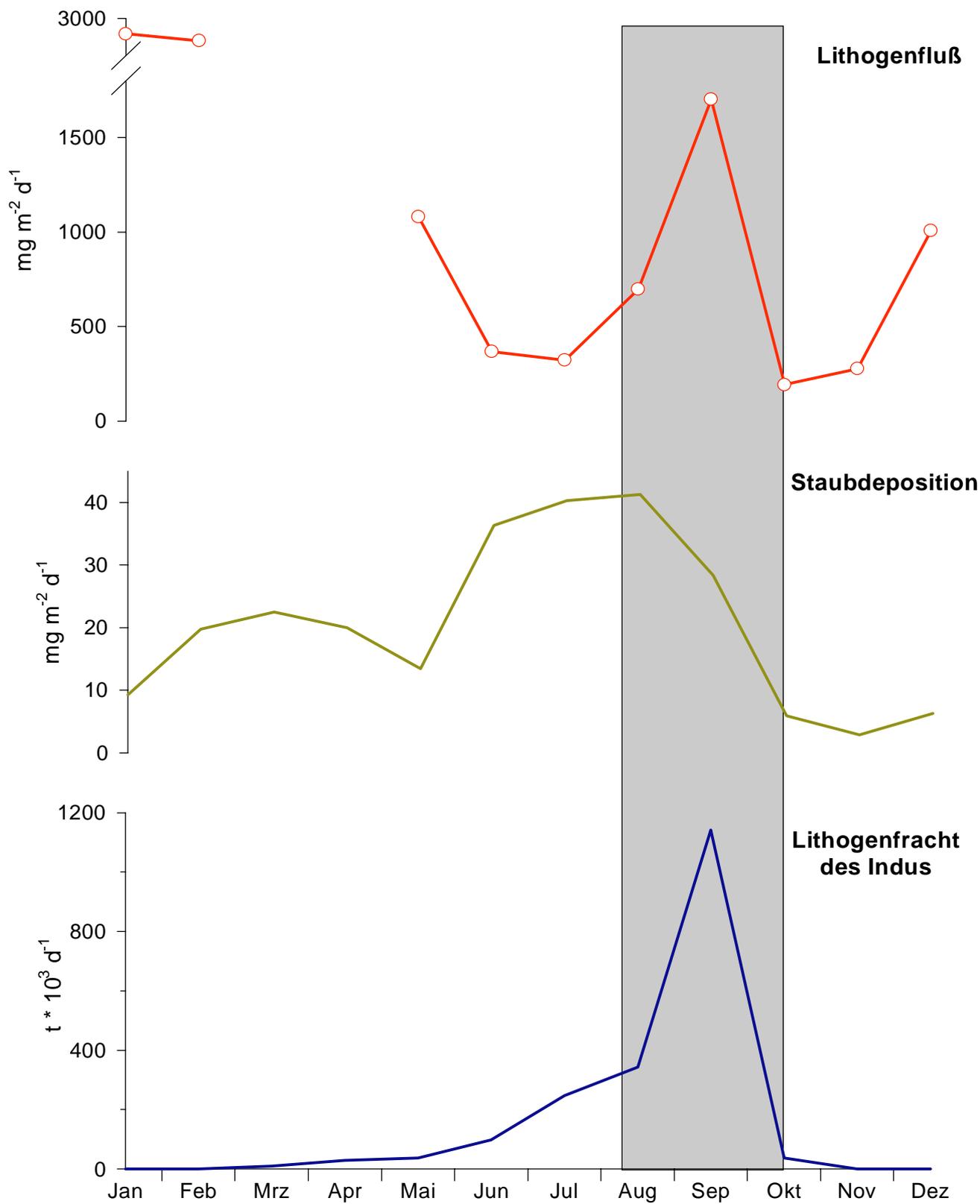


Abb. 30: Monatlich gemittelte Lithogenflüsse und Staubdepositionsraten an der Station EPT sowie monatlicher Sedimenteintrag des Indus. Zu beachten ist die unterschiedliche Skalierung der y-Achsen.

Zur Klärung der Frage, ob es sich bei dem resuspendierten lithogenen Material um primär äolisches oder fluviatiles Material handelt, wurden wiederum die Modelldaten von TEGEN & FUNG (1994, 1995) herangezogen. Die jährliche Staubdeposition im Bereich der Indusmündung beträgt etwa 17 g m^{-2} (Abb. 27). Bei einer geschätzten Schelffläche (nördlich der Indusmündung) von $80 * 10^9 \text{ m}^2$ ergibt sich daraus eine jährliche Staubdeposition von etwa $1,4 * 10^6 \text{ t}$. Während des gleichen Zeitraumes beträgt der fluviatile Eintrag $58 * 10^6 \text{ t}$ (MILLIMAN & SYVITSKI, 1992). Geht man davon aus, dass zwischen 75 % (MILLIMAN & SYVITSKI, 1992) und 90 % (EISMA et al., 1985) des fluviatilen Materials auf dem Schelf abgelagert werden, resultiert daraus eine Menge von etwa $44\text{--}52 * 10^6 \text{ t a}^{-1}$. Bei einer gleichmäßigen Verteilung über den Schelfbereich werden demnach nördlich der Indusmündung jährlich $22\text{--}26 * 10^6 \text{ t}$ fluviatilen Materials deponiert. Damit übersteigt die Menge der fluviatilen Ablagerungen auf dem nordindischen Schelf die äolischen Ablagerungen um den Faktor 16 bis 19. Dies führt zu der Schlussfolgerung, dass auch das resuspendierte lithogene Material in den Sinkstoffen des NE-Monsuns überwiegend aus fluviatilen Primärquellen stammt.

6.2 Bilanzierung von Lithogenflüssen und -einträgen

Auf der Basis des Modelldaten von TEGEN & FUNG (1994, 1995) konnte der gesamte Staubeintrag in das Arabische Meer berechnet werden. Da der Datensatz auf einem $5 * 4^\circ$ -Gitter beruht, repräsentiert jeder Datenpunkt eine Fläche von 246420 km^2 (Abb. 31). Diejenigen Flächen des Datengitters, die von der Küstenlinie beschnitten werden, gingen nur anteilig in die Berechnungen ein. Für die Fläche des Arabischen Meeres nördlich des Äquators ergibt sich daraus eine Fläche von etwa $7,2 * 10^6 \text{ km}^2$. Dieser Wert liegt etwas über dem von SEN GUPTA & NAQVI (1984) angegebenen. Die Abweichung ist einerseits auf Ungenauigkeiten der Berechnung infolge des groben Datengitters zurückzuführen, andererseits wird von den zitierten Autoren jedoch bei ihrer Angabe auch nur das Areal zwischen $0^\circ\text{--}25^\circ \text{ N}$ und $50^\circ\text{--}80^\circ \text{ E}$ zugrunde gelegt, während die hier durchgeführten Berechnungen auch das Gebiet westlich des $50.$ Längengrades beinhalten. Von SCHOTT (1935) wird die Fläche des Arabischen Meeres mit $7,5 * 10^6 \text{ km}^2$ angegeben.

Dieser Berechnung zufolge beträgt die jährliche Staubdeposition über dem Arabischen Meer etwa $75 * 10^6 \text{ t}$ (Abb. 31), was den Angaben von GOLDBERG & GRIFFIN (1970) von $80 * 10^6 \text{ t}$ sehr nahekommt. Eine deutliche Abweichung ergibt sich jedoch gegenüber den Berechnungen von SIROCKO & SARNTHEIN (1989) ($115 * 10^6 \text{ t}$) sowie CLEMENS (1998) ($53 *$

10^6 t). Mit diesen Autoren übereinstimmend zeigt der Staubeintrag ein Maximum während des SW-Monsuns. Er beträgt während der Monate Juni bis September $65 * 10^6$ t bzw. 85 % des Gesamteintrages. Nur etwa $3 * 10^6$ t äolisches Material (4 % des gesamten jährlichen Staubeintrages) werden während des NE-Monsuns im Arbeitsgebiet deponiert.

Dem äolischen Eintrag steht ein fluviatiler Eintrag von $183 * 10^6$ t a^{-1} gegenüber (siehe Kap. 3.4). Der überwiegende Teil der fluviatilen Fracht wird in der Regel jedoch bereits auf den unmittelbar den Flussmündungen vorgelagerten Schelfgebieten abgelagert, (KOLLA & COUMES, 1984). Nach SIROCKO & SARNTHEIN (1989) sowie RAMASWAMY et al. (1991) gilt dies auch für die Flussfracht des Indus und des Narmada. Nach Angaben von MILLIMAN (1990) gelangen nur etwa 25 – 30% des von den 10 größten Flüssen der Erde gelieferten Materials über den äußeren Schelf hinweg in die Tiefsee. Legt man diese Abschätzung zu Grunde, erreichen jährlich etwa $50 * 10^6$ t fluviatilen lithogenen Materials das tiefe Arabische Meer. Demzufolge werden etwa 60 % des lithogenen Eintrages in das tiefe Arabische Meer vom äolischen Material beigesteuert, während nur 40 % aus fluviatilen Quellen stammen. Frühere Abschätzungen ergaben einen äolischen Anteil an den Sedimenten des Arabischen Meeres zwischen etwa 20 % (GOLDBERG & GRIFFIN 1970) und 75 % (CHESTER et al., 1991). Aus einem Vergleich zwischen jährlichen Lithogenfluss- und Aerosoldepositionsraten an den Sinkstofffallenstationen lässt sich die unterschiedliche regionale Bedeutung des äolischen Eintrages abschätzen. Für die Berechnung der jährlichen Staubflüsse wurden die Datenpunkte aus Tab. 7 herangezogen. Die durchschnittliche jährliche Staubdeposition der 5 Stationen beträgt etwa 8 g m^{-2} (Tab. 8). Damit liegen die Modelldaten im Bereich der in der Literatur für das Arabische Meer angegebenen Werte von $7,1 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (DUCE et al., 1991), $8 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (SAVOIE et al., 1987) bzw. $10 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (CHESTER et al., 1991).

Ein Vergleich der Staubdepositionsraten mit den Lithogenflussraten macht jedoch regionale Variabilitäten innerhalb des Arbeitsgebietes deutlich. Bei WAST übertrifft der jährliche Staubeintrag den jährlichen Lithogenfluss deutlich, bei CAST, EAST und insbesondere bei SAST jedoch sind die Lithogenflüsse höher als die äolischen Einträge (Tab. 8). Ein Teil des in das westliche Arabischen Meer äolisch eingetragenen Materials muss daher über Strömungen abgeführt werden, während an den anderen Stationen zwischen 6 und 33 % des lithogenen Materials mit den Strömungen lateral zugeführt werden (Tab. 8). Insgesamt ist die Bilanz zwischen den Staubeinträgen und den Lithogenflüssen an diesen 4 Stationen jedoch etwa ausgeglichen (Tab. 8).

	WAST	CAST	EPT	EAST	SAST	Mittel*	Mittel**
Staubdeposition ($\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$)	16,0	5,0	7,5	6,1	5,0	8,0	7,9
Lithogenfluss ($\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$)	9,5	6,2	417	6,5	7,5	7,4	90
Staubanteil am Lith.-fluss (%)	168	81	2	94	67	108	9

Tab. 8: Jährliche Staubdepositions- und Lithogenflussraten an den Fallenstationen. Die Werte für die Stationen im östlichen (EAST) und südlichen Arabischen Meer (SAST) wurden nach Daten aus RIXEN (1995) berechnet. * Mittelwerte ohne EPT ** Mittelwerte mit EPT.

In dem von diesen Fallen repräsentierten Bereich des Arbeitsgebietes entspricht also der äolische Eintrag fast exakt dem in den Sinkstoffen gemessenen lithogenen Partikelfluss. Im folgenden wird dieser Bereich als „distale äolische Zone“ bezeichnet. Sie erstreckt sich zwischen 12° und 20° N sowie $57,5^\circ$ und $72,5^\circ$ E (Abb. 31). Der jährliche äolische Eintrag in die distale äolische Zone beträgt etwa $12,5 \cdot 10^6$ t, was 16 % des äolischen Gesamteintrages entspricht. Der überwiegende Teil des eingetragenen Staubes wird bereits in einer vor dem Horn von Afrika liegenden „proximalen äolischen Zone“ deponiert. Dort liegt der jährliche Staubeintrag bei etwa $45 \cdot 10^6$ t (Abb. 31). Dieser Wert repräsentiert etwa 59 % des äolischen Gesamteintrages in das Arabische Meer.

Die Einbeziehung der extrem hohen Lithogenflussraten bei EPT in die Berechnungen reduziert den potentiellen Anteil des äolischen Materials an den Lithogenflüssen auf etwa 9 % (Tab. 8), da die hohen Flussraten bei EPT den äolischen Eintrag um ein vielfaches übertreffen (Abb. 30, Tab. 8). Diese Lithogenflüsse müssen daher auf den fluviatilen Einfluss zurückgeführt werden, der den folgenden Berechnungen gemäß jedoch nur von regionaler Bedeutung sein kann: lässt man die bevorzugte Ablagerung des fluviatilen Materials auf dem Schelf unberücksichtigt und verteilt den gesamten Eintrag des Indus von $58 \cdot 10^6$ t (MILLIMAN & SYVITSKI, 1992) gleichmäßig über das gesamte Arabische Meer, so ergibt sich eine Sedimentation fluviatilen Materials in Höhe von $8,3 \text{ g m}^{-2}$. Dieser Wert kommt den gemittelten Lithogenflussraten für die Stationen WAST, CAST, EAST und SAST sehr nahe (Tab. 8). Eine derartig gleichmäßige Verteilung des fluviatilen Materials wird jedoch durch die hohen jährlichen Lithogenflüsse an der mündungsnächsten Station EPT widerlegt (Tab. 8) und widerspricht auch den Ergebnissen früherer Arbeiten (KOLLA & COUMES, 1984; SIROCKO & SARNTHEIN, 1989; MILLIMAN, 1990; RAMASWAMY et al., 1991; MILLIMAN & SYVITSKI, 1992). Legt man allein die Flussraten der Station EPT zu Grunde (Tab. 8), so könnte sich der gesamte fluviatile Eintrag nur über eine Fläche von $0,14 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ verteilen, was etwa 2 % der Gesamtfläche des Arabischen Meeres entspricht. Bei der durchschnittlichen jährlichen

Lithogenflussrate aller Stationen von 90 g m^{-2} (Tab. 8) erhöht sich die Fläche auf $0,66 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ bzw. 9 % der Gesamtfläche. Ausgehend von der pakistanisch/indischen Küste, würde der fluviatil dominierte Lithogenfluss demnach etwa bis zum 20. nördlichen Breitengrad reichen. In diesem im folgenden als „fluviatile Zone“ bezeichneten Areal ist der äolische Eintrag mit etwa $6 \cdot 10^6 \text{ t}$ gemessen an den etwa $58 \cdot 10^6 \text{ t}$ fluviatilen Eintrages relativ gering (Abb. 31). Diese Ergebnisse implizieren, dass der äolische Eintrag heute der wichtigste Prozess zur Lieferung lithogenen Materials in das distale Arabische Meer ist, während der fluviatile Einfluss sich auf das nördliche Arabische Meer beschränkt. Dies wird auch aus den Ergebnissen von PRINS et al (2000) deutlich, die einen deutlichen Rückgang der turbiditischen Sedimentation an der pakistanischen Küste im Zuge der letzten Deglaziation postulieren.

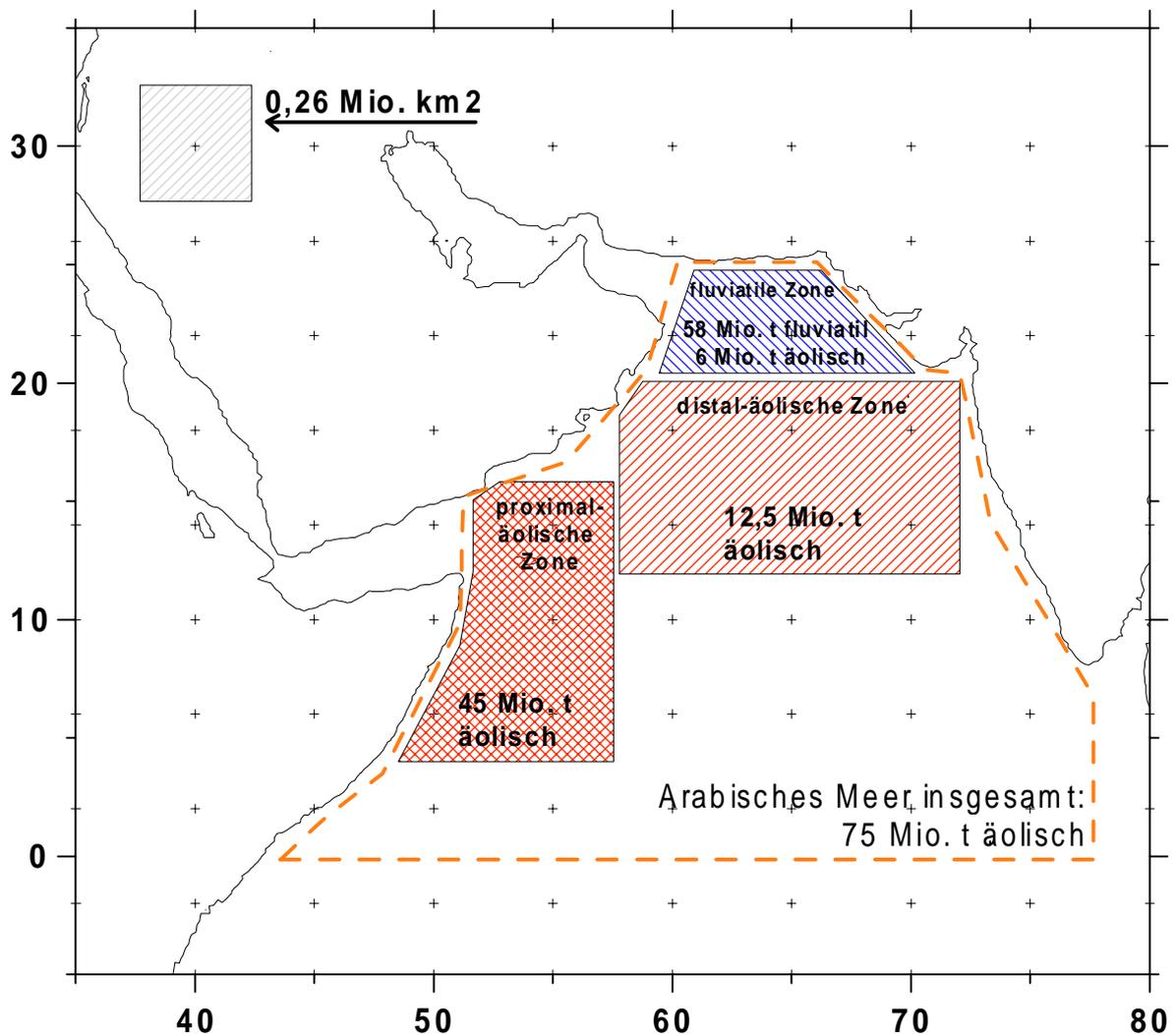


Abb. 31: Gesamter jährlicher Staubeintrag sowie regionale Verteilung des äolischen und des fluviatilen Eintrages in das Arabische Meer.

6.3 Quellen und Transport des lithogenen Materials

6.3.1 Fluviale Zone

Im Vergleich zum äolischen lithogenen Material an den Stationen WAST und CAST zeichnet sich das primär fluviale lithogene Material an der Station EPT durch geringere Feldspat- und höhere Tonmineralanteile aus (Abb. 32). Die Anteile des Quarzes bewegen sich dagegen an allen Stationen auf gleichem Niveau und tragen mit etwa 40 % zum lithogenen Material bei. An der Station EPT wird etwa die Hälfte des lithogenen Materials durch die Gruppe der Tonminerale beigesteuert (Abb. 32). Unter den Tonmineralen ist der Illit mit etwa 70 % dominierend (Abb. 32). Dieser stellt zusammen mit dem Quarz das häufigste Einzelmineral in den Sinkstoffen am pakistanischen Kontinentalhang dar. Die Feldspatanteile spielen mit durchschnittlich etwa 10 % nur eine untergeordnete Rolle bei der Zusammensetzung des lithogenen Materials (Abb. 32). Die ermittelte mineralogische Zusammensetzung der Sinkstoffe an der Station EPT stimmt recht gut mit Literaturangaben für Sedimente aus dem nördlichen Arabischen Meer überein. (GORBUNOVA, 1966, GOLDBERG & GRIFFIN, 1970; GORBUNOVA, 1977; KOLLA & BISCAYE, 1977). Eine quarz- und illitreiche Mineralvergesellschaftung der Sinkstoffe kann auf die Zufuhr von lithogenem Material aus dem Indus zurückgeführt werden, da die Suspensionsfracht der den Himalaya entwässernden Flüsse (Ganges, Brahmaputra und Indus) hohe Gehalte dieser Minerale aufweist (KONTA, 1985). Jedoch sind auch die feinen Sande der Wüste Thar reich an Quarz (WADHAWAN, 1996). Nach GRIFFIN et al. (1968) sind die Böden und Sedimente Nordindiens und Pakistans die Hauptquellen für den Illit, als weitere Quellen kommen die präkambrischen Metamorphite des Himalayas im Einzugsgebiet des Indus hinzu (RAO & RAO, 1995). Auch die hohen Chloritgehalte der Sinkstoffe von etwa 24 % (Abb. 32) können auf den fluvialen Eintrag zurückgeführt werden (KOLLA & BISCAYE, 1977; KOLLA et al., 1981a). Neben dem fluvialen Eintrag kann während des NE-Monsuns jedoch auch ein äolischer Eintrag in das nördliche Arabische Meer stattfinden (KOLLA et al., 1981a, CHESTER et al., 1985). Da jedoch die mineralogische Zusammensetzung der Aerosole aus den nordindischen und pakistanischen Trockengebieten der Indusfracht sehr ähnlich ist (GOLDBERG & GRIFFIN, 1970; ASTON et al., 1973), können diese beiden Transportprozesse auf der Grundlage mineralogischer Untersuchungen kaum voneinander unterschieden werden (KOLLA & BISCAYE, 1977; KOLLA et al., 1981a). Die geringen Staubdepositionsraten während des NE-Monsuns (Abb. 28 und 30) sprechen jedoch gegen einen quantitativ relevanten äolischen Eintrag.

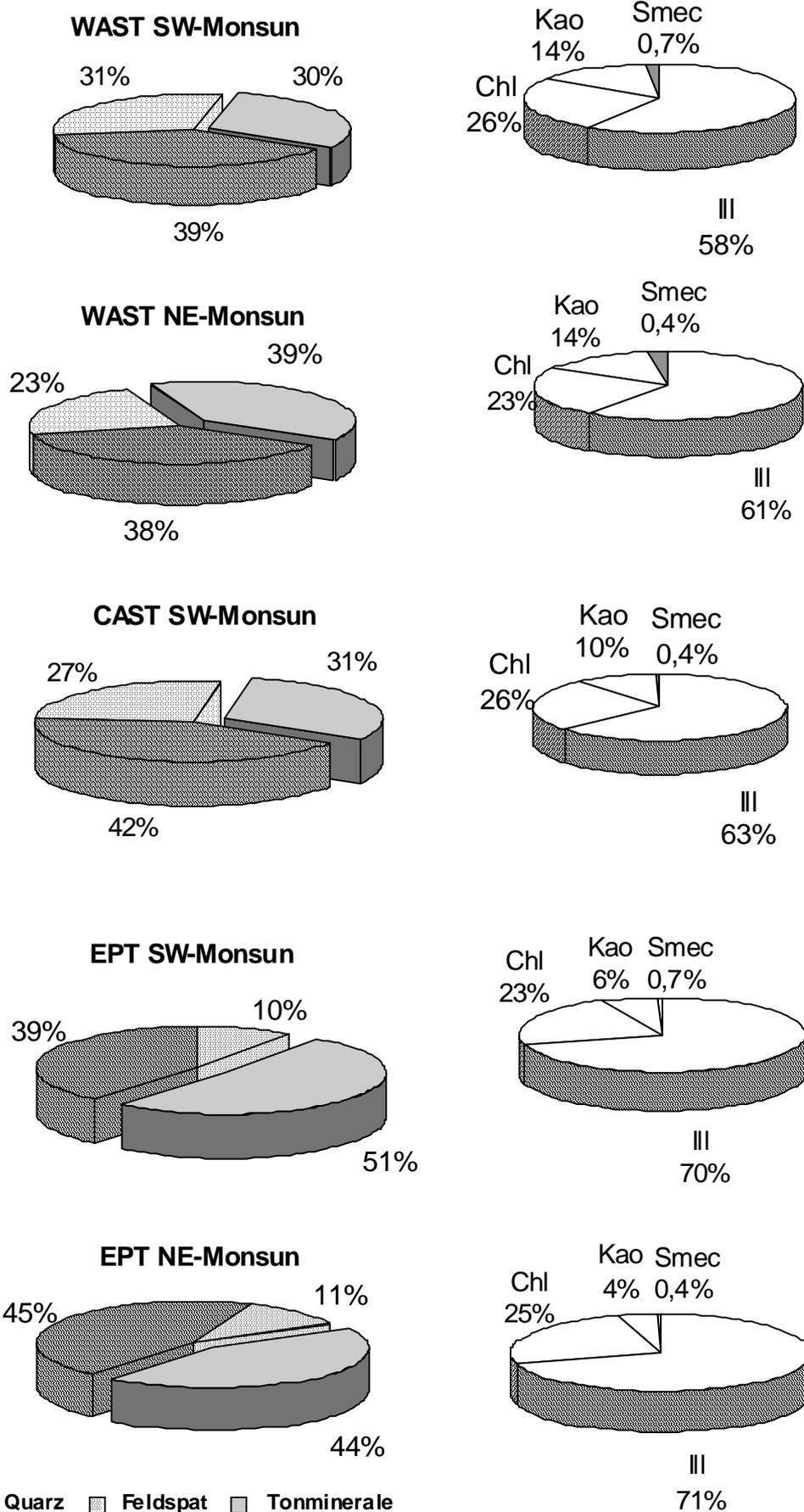


Abb. 32: Mineralogische Zusammensetzung der Sinkstoffe an den Stationen WAST, CAST und EPT während der unterschiedlichen Monsunphasen.

Die saisonale Variabilität in der Zusammensetzung der Tonminerale in den Sinkstoffen ist ausgesprochen gering (Abb. 32), was darauf hindeutet, dass der Indus sowohl während des SW- als auch während des NE-Monsuns die primäre Quelle des lithogenen Materials in den EPT-Sinkstoffen darstellt. Insgesamt geht der Anteil der Tonminerale jedoch zwischen Sommer und Winter zugunsten des Quarzes von 51 % auf etwa 44 % zurück (Abb. 32). Dies ist neben den in Kap. 6.1 angestellten Berechnungen ein weiterer Hinweis auf die jahreszeitlich wechselnden Transportprozesse des lithogenen Materials am pakistanischen Kontinentalhang.

Untermauert wird diese These durch die Ergebnisse der granulometrischen Untersuchungen. Ebenso wie die lithogenen Flussraten zeigen auch die Korngrößen der Sinkstoffe bei EPT eine deutliche Saisonalität. Die hohen Lithogenflussraten im Winter zeichnen sich jeweils durch relativ grobkörniges Material aus, während das zweite Lithogenflussmaximum im Sommer durch besonders feinkörniges Material gekennzeichnet ist. So betragen die Mediane während des NE-Monsuns zwischen 8 und 9,5 μm und während des SW-Monsuns nur etwa 3 – 4,5 μm (Abb. 22). Die Abnahme der mittleren Korngrößen im August/September wird durch eine Zunahme der Ton- und Feinsiltgehalte verursacht (Abb. 23). Zusammen haben diese beiden Fraktionen im Sommer einen Anteil von bis zu 75 % am lithogenen Material. Die Zufuhr dieses feinkörnigen Materials ist zeitlich an die Abflüsse aus dem Indus geknüpft (Abb. 30). Zum Winter gehen die Anteile des feinkörnigen Materials stark zurück und erreichen ein Minimum im Zeitraum der höchsten Lithogenflüsse im Dezember und Januar. Mit diesem Trend geht eine starke Zunahme der Mittel- und Grobsiltgehalte einher. Diese Fraktionen erreichen im Winter einen Anteil von bis zu 60 % am lithogenen Material.

Aus den mineralogischen und den granulometrischen Daten ergibt sich für das lithogene Material der Sinkstoffe an der Station EPT folgendes Szenario: der überwiegende Teil der Flussfracht wird während des SW-Monsuns dem nördlichen Arabischen Meer zugeführt (Abb. 30). Ein Teil der Suspension wird mit der Flussfahne über die Schelfkante hinaus transportiert. Dieses Material ist sehr feinkörnig (Abb. 22 und 23) und weist einen hohen Anteil an Tonmineralen auf (Abb. 32). Der größte Teil der Flussfracht wird jedoch im Sommer auf dem Schelf zwischengelagert. Dieses Material ist relativ grobkörnig und quarzreich (KOLLA et al., 1981b), da Quarz generell bevorzugt in gröberen Fraktionen auftritt. Dieses Material wird durch Umlagerungsprozesse im Winter remobilisiert, was zu einer deutlichen Vergrößerung der Sinkstoffe (Abb. 22 und 23) sowie einer Verschiebung der

mineralogischen Zusammensetzung von den Tonmineralen zugunsten des Quarzes führt (Abb. 32).

In Bezug auf die lithogenen Korngrößen unterscheiden sich die Sinkstoffe der fluviatilen Zone erheblich von denen der äolischen Zone (Tab. 9). Die Sinkstoffe an der Station EPT weisen wesentlich höhere Ton- und Feinsiltanteile sowie wesentlich niedrigere Mittel- und Grobsiltgehalte auf. Daraus resultieren die deutlich geringeren mittleren Korngrößen des fluviatil gelieferten lithogenen Materials. Anhand der Korngrößenverteilungen ist also eine eindeutige Unterscheidung zwischen fluviatil und äolisch eingetragenen lithogenem Material möglich.

	Median µm	Mean µm	Modal µm	Sortierung µm	Ton %	Feinsilt %	Mittel- silt %	Grobsilt %
EPT	6,00	8,29	7,06	7,30	11,67	39,91	39,85	8,57
WAST	12,23	13,12	12,34	7,77	2,93	16,92	61,48	18,62
CAST	11,32	12,21	12,74	7,66	3,91	18,91	62,17	15,00

Tab. 9: Mittlere Korngrößen und prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen an den lithogenen Sinkstoffen im westlichen und zentralen Arabischen Meer sowie am pakistanischen Kontinentalhang.

6.3.2 Äolische Zone

In den Sinkstoffen der äolisch beeinflussten Stationen ist der Quarz zwar das dominierende Mineral (Abb. 32), aufgrund seiner geringen regionalen und saisonalen Variabilität lassen sich anhand der Quarzgehalte jedoch keine exakten Aussagen hinsichtlich der Quellen und des Transports des lithogenen Materials treffen. Während des SW-Monsuns weisen die Sinkstoffe im zentralen Arabischen Meer geringfügig höhere Quarzanteile auf als die im westlichen Arabischen Meer (Abb. 32), was gegen eine ausschließliche Anlieferung des Quarzes aus westlichen Richtungen spricht. Dies wird auch durch die geringen saisonalen Unterschiede der Quarzanteile im westlichen Arabischen Meer belegt. Trotz entgegengesetzter Windrichtungen während des NE-Monsuns und trotz des geringen äolischen Eintrages in diesem Zeitraum sind die Quarzanteile in den Sinkstoffen im Winter ebenso hoch sind wie im Sommer (Abb. 32).

Da Quarzminerale im marinen Milieu nicht authigen gebildet werden können (REX & GOLDBERG, 1958) und zudem sehr verwitterungsresistent sind (BISCAYE, 1965; DAUPHIN, 1980; LEINEN et al., 1986), hat sich der Quarzgehalt in Sedimenten als Indikator für terrigenen und insbesondere äolischen Eintrag in die Tiefsee etabliert (REX & GOLDBERG, 1958; KOLLA & BISCAYE, 1977; KOLLA et al., 1981a). Eine exakte Identifizierung von Lithogenquellen

anhand der Quarzgehalte ist jedoch schwierig, da Quarz ein Hauptbestandteil sowohl von Sedimenten, als auch von Magmatiten und Metamorphiten sein kann, und demzufolge verschiedene Quellen gleichzeitig für dessen Lieferung verantwortlich sein können. Die wichtigste Quarzquelle für das westliche Arabische Meer ist die Arabische Halbinsel, die von tertiären Flachwassersedimenten durchzogen ist, deren Verwitterung quarzreiche Sande produziert (SIROCKO, 1989). Während des Sommers werden dort Stäube aufgewirbelt und mit nordwestlichen Winden über das Arabische Meer transportiert (KOLLA & BISCAYE, 1977; SIROCKO, 1989). Von STEWART et al. (1965) wurden hohe, mit der Entfernung zur Arabischen Küste zurückgehende Quarzgehalte in Sedimenten des Arabischen Meeres gefunden, jedoch mit einem äolischen Eintrag aus südwestlicher Richtung in Zusammenhang gebracht. Die Abnahme der Quarzgehalte wurde auf eine gravitative Fraktionierung während des äolischen Transports zurückgeführt, da Quarz überwiegend in den größeren Korngrößenfraktionen auftritt (REX & GOLDBERG, 1958; KOLLA et al., 1981b; UEMATSU et al., 1983). Die relativ gleichmäßige regionale Verbreitung des Quarzes in den Sinkstoffen des Arabischen Meeres spricht jedoch gegen eine derartige Fraktionierung bzw. für die Möglichkeit unterschiedlicher Quellgebiete für das lithogene Material.

Bessere Hinweise auf die Quellen des lithogenen Materials in der äolischen Zone liefert die Betrachtung der Feldspatanteile. Neben Quarz, Magnetit und einigen Tonmineralen zeichnet sich auch Feldspat durch seine hohe Verwitterungsresistenz im marinen Milieu aus (PETERSON & GOLDBERG, 1962). Er ist ein häufiger Bestandteil mineralischer Stäube und kann daher als Indikator für terrigenen und insbesondere äolischen Eintrag verwendet werden (REX & GOLDBERG, 1958; CHESTER et al., 1972). Da Feldspat unter ariden Klimabedingungen besonders stabil ist, wurde der Feldspatgehalt in Schelfsedimenten auch schon als Anzeiger für aride Lithogenquellen benutzt (HASHIMI & NAIR, 1986). Anhand der höheren Feldspatgehalte lässt sich daher das lithogene Material an den Stationen WAST und CAST (Abb. 32) als äolisch klassifizieren und klar von dem durch geringe Feldspatgehalte charakterisierten fluviatilen lithogenen Material an der Station EPT (Abb. 32) unterscheiden. Die Abnahme der Feldspatgehalte vom westlichen zum zentralen Arabischen Meer sowie die Saisonalität der Feldspatanteile im westlichen Arabischen Meer (Abb. 32) deuten darauf hin, dass der Feldspat bevorzugt während des SW-Monsuns aus westlichen Richtungen in das Arbeitsgebiet transportiert wird. Mit der Zunahme der Feldspatanteile in den Sinkstoffen während des SW-Monsuns geht eine Abnahme der Tonmineralanteile einher (Abb. 32). Die Zusammensetzung der Tonminerale ist jedoch in beiden Jahreszeiten nahezu identisch (Abb. 32). Auch die Unterschiede zwischen den Stationen WAST und CAST sind gering, lediglich

die Abnahme der Kaolinitanteile ist ein weiteres Indiz für einen Transport des Materials aus westlichen Richtungen, wie er durch die von WAST nach CAST abnehmenden Staubeinträge sowie Lithogenflüsse indiziert wird.

Der Trend einer mit zunehmender Entfernung zur arabischen Küste zurückgehenden Bedeutung des äolischen Eintrags spiegelt sich auch in den Korngrößenverteilungen des lithogenen Materials wider. Von WAST nach CAST nehmen die mittleren Korngrößen (Median, Mean, Modal) sowie die Grobsiltgehalte ab, während die Tonanteile sowie die Fein- und Mittelsiltgehalte ansteigen (Tab. 9). Diese regionalen Unterschiede sind einerseits ein Ausdruck der Fraktionierung während des äolischen Transportes, spiegeln andererseits jedoch auch unterschiedliche Mechanismen der Staubdeposition in das Oberflächenwasser wider.

Obwohl im westlichen Arabischen Meer sowohl die höchsten Flussraten als auch die höchsten Korngrößen des lithogenen Materials jeweils während des SW-Monsuns auftreten, (Abb. 33) ist die Korrelation zwischen diesen Parametern schlecht (Abb. 34). Dies wird unter anderem durch die starke interannuelle Variabilität des lithogenen Partikelflusses während des SW-Monsuns verursacht, wobei vor allem der Sommer 1991 mit seinen außergewöhnlich geringen Lithogenflussraten hervorzuheben ist. Die Korngrößen hingegen erreichen sehr regelmäßig im Sommer ihren Maximalwert von etwa 15 μm (Abb. 33).

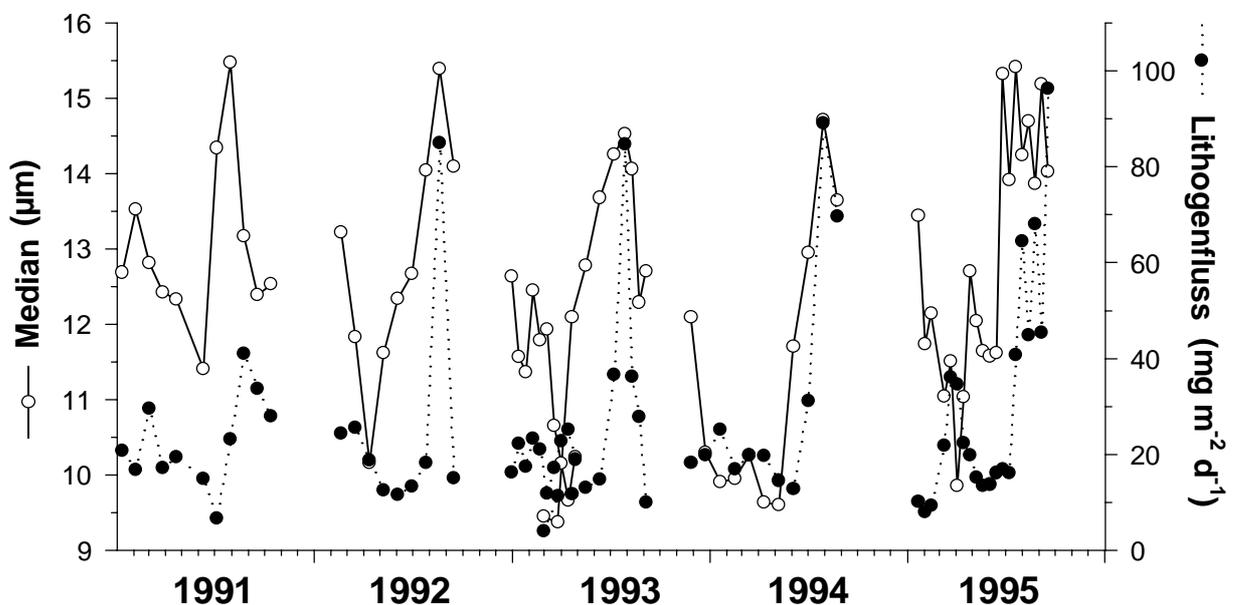


Abb. 33: Saisonalität von Lithogenflüssen und Korngrößen (Mediane) der Sinkstoffe im westlichen Arabischen Meer.

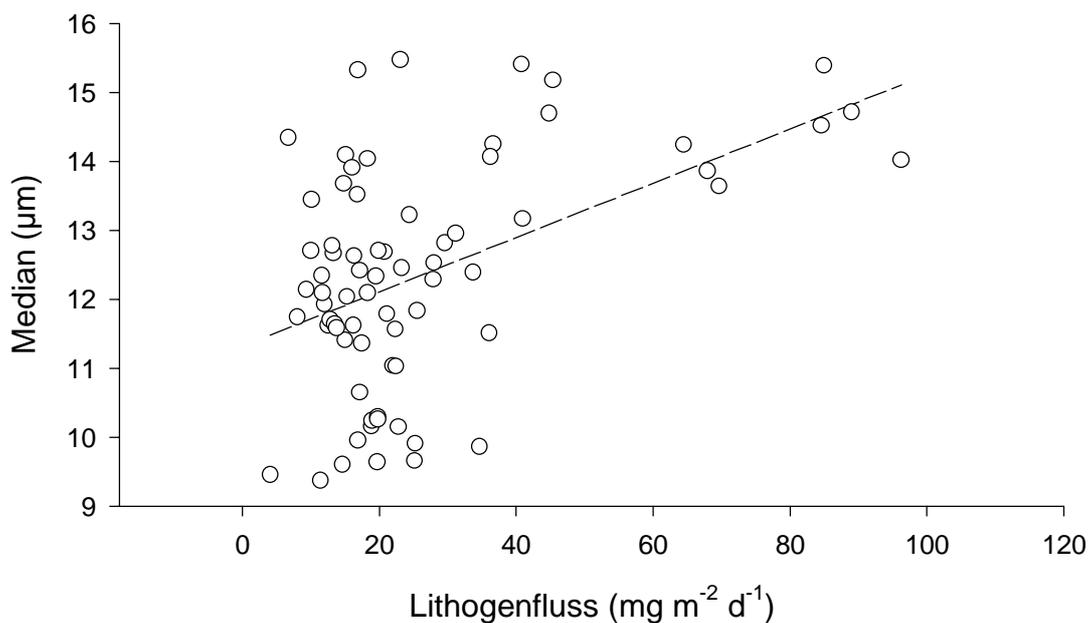


Abb. 34: Korrelation zwischen Lithogenflüssen und Medianen der Sinkstoffe im westlichen Arabischen Meer.

Daraus kann gefolgert werden, dass die Korngröße und die Höhe des lithogenen Partikelflusses von unterschiedlichen Faktoren gesteuert werden. Ähnliche Beobachtungen wurden bereits im Rahmen früherer Untersuchungen gemacht (CLEMENS, 1998) und dadurch erklärt, dass die Menge des Staubeintrages und die Korngröße des Staubes durch voneinander unabhängige Umweltfaktoren gesteuert werden. Während die Höhe des Eintrages in erster Linie von der Bodenbeschaffenheit sowie den Niederschlags- und Vegetationsbedingungen in den Quellgebieten (MIDDLETON, 1985; PROSPERO & NEES, 1986; HOVAN et al., 1989; PYE, 1989; YU et al., 1993; REA, 1994, MCTAINSH et al., 1998) sowie der Bodennutzung (TEGEN et al., 1996; WEINAN et al., 1998) abhängig ist, wird die Korngröße des eingetragenen Materials von der Energie des Transportmediums, also der Windgeschwindigkeit gesteuert (GILLETTE et al., 1974; GILLETTE, 1981; JANACEK & REA, 1985; CLEMENS & PRELL, 1990; CLEMENS & PRELL, 1991; REA, 1994; HOVAN, 1995). Daneben spielen für den lithogenen Partikelfluss in die Tiefsee auch biologische Faktoren eine wichtige Rolle (siehe Kap. 6.1). So wurden die außerordentlich geringen Lithogenflussraten im Sommer 1991 von RIXEN (1995) auf den Zustrom südäquatorialer Wassermassen ins westliche Arabische Meer zurückgeführt, die aufgrund ihrer Nährstoffarmut die Produktivität im Oberflächenwasser sowie den daraus resultierenden Partikelfluss negativ beeinflussen. Nach dieser These wird also der

Lithogenfluss in die Tiefsee durch das biogene Material limitiert. Allerdings ist es auch denkbar, dass geringere Staubeinträge 1991 für den geringen Fluss biogenen Materials verantwortlich sein könnten, da ein geringeres Lithogenangebot im Oberflächenwasser die Produktion organo-mineralischer Aggregate und damit den Partikeltransport herabsetzen würde. Auf der Grundlage der vorhandenen Daten lässt sich die Kausalität des Zusammenhanges jedoch nicht nachweisen, da für die Arabische Halbinsel weder Windgeschwindigkeits- noch Niederschlagsdaten in ausreichender zeitlicher Auflösung zur Verfügung standen.

Die zweite Ursache für die schlechte Korrelation zwischen Lithogenflüssen und Korngrößen ist ein geringer zeitlicher Versatz zwischen der Korngrößen- und der Lithogenflusskurve (Abb. 33). Der sommerliche Anstieg der Korngrößenkurve beginnt jeweils etwa ein Sammelintervall vor dem Anstieg der Lithogenflusskurve. Zwischen dem Eintrag des Staubes und dem Eintreffen der Partikel in der Sinkstofffalle liegt ein vertikaler Transport von 3000 m, der, wie bereits gezeigt, in erheblichem Maße von der biologischen Produktivität abhängig ist. Ein Teil des lithogenen Materials wird jedoch offenbar ohne biogene Hilfe sehr rasch in die Tiefsee abgeführt. Da feinkörnige Partikel nach dem Stoke'schen Gesetz aufgrund ihrer geringen Sinkgeschwindigkeiten mehrere Jahre benötigen, um die Falltiefe von 3000 m selbständig zu erreichen (Tab. 10), wird die Voraussetzung für einen schnellen, von der Biologie unabhängigen Partikeltransport nur durch grobkörniges lithogenes Material erfüllt. So erreichen nach dem Stoke'schen Gesetz beispielsweise Partikel mit einem Durchmesser von 40 μm Sinkgeschwindigkeiten von etwa 135 m d^{-1} (Tab. 10), was etwa im Bereich von Diatomeenaggregaten einer Größe von über 10 mm liegt (ALLDREDGE & SILVER, 1988).

Durchmesser (μm)	Dauer (d)	Dauer (a)	Sinkgeschwindigkeit (m/d)
0,5	141380	387	0,02
2	8836	24	0,08
6	982	3	3
20	88	<1	34
40	22	<1	136

Tab. 10: Zusammenhang zwischen Partikelgrößen und Sinkgeschwindigkeiten lithogener Partikel einer durchschnittlichen Dichte von $2,65 \text{ g/cm}^3$, berechnet nach dem Stoke'schen Gesetz sowie Dauer des Partikeltransports bis 3000 m Wassertiefe.

Solche groben Partikel können, lässt man laterale Strömungen unberücksichtigt, in ca. 20 Tagen bzw. einem Sammelintervall der Fallen bis in 3000 m absinken. Unter der Annahme, dass die groben Partikel nur einen geringen Teil des lithogenen Massenflusses ausmachen (CLEMENS, 1998), kommt es infolge des korngößenabhängigen Partikelflusses also in den Sinkstoffen der Tiefsee zu einer Entkopplung des Korngößensignals vom Lithogenflusssignal. Die These eines schnellen vertikalen Transports groben lithogenen Materials wird durch den Vergleich zwischen den Staubdepositionsraten und den Korngrößen der Sinkstoffe an der Station WAST belegt (Abb. 35). Im Gegensatz zu den Lithogenflussraten (Abb. 29) steigen die Korngrößen in der Falle etwa zeitgleich mit den Staubeinträgen im Oberflächenwasser an (Abb. 35). Der Staubeintrag ins Oberflächenwasser führt also unmittelbar zu einer Zunahme der Korngröße des lithogenen Materials in den Sinkstoffen. Die Steigerung der mittleren Korngrößen im SW-Monsun wird durch einen Anstieg des Grobsiltanteils von etwa 12 % auf 27 % hervorgerufen, während die Anteile der feineren Fraktionen zur Saisonalität des Staubeintrages gegenläufig sind (Abb. 35).

Auch für die Sinkstoffe aus dem zentralen Arabischen Meer gilt die These der Entkopplung der lithogenen Korngrößen von den Flussraten (vgl. Abb. 17 und 18). Zwar erreichen die Flussraten ihr Maximum während des SW-Monsuns, den Korngrößen fehlt jedoch das deutliche sommerliche Maximum, wie es für das westliche Arabische Meer charakteristisch ist. Stattdessen pendeln die Mediane über den Zeitraum von Mai bis August 1993 zwischen 11 und 13 μm (vgl. Abb. 14 und 18). Dies ist der wesentliche Unterschied zwischen den lithogenen Korngrößen im westlichen und dem zentralen Arabischen Meer. Als Erklärung für diesen Unterschied können unterschiedliche Depositionsprozesse des lithogenen Materials an den beiden Stationen herangezogen werden. Äolisch transportiertes Material kann durch Trocken- und durch Nassdeposition aus der Atmosphäre entfernt werden (PROSPERO et al., 1983). Bei der Trockendeposition findet infolge nachlassender Transportenergie ein gravitativer Ausfall des Staubes aus der Atmosphäre statt. So führt die Trockendeposition eine Korngrößenfraktionierung herbei (JUNGE, 1979). Grobes Material fällt bereits nahe seiner Quelle aus, so dass der Anteil feinen Materials in den Aerosolen mit der Transportweite zunimmt (SCHÜTZ, 1979). Die Aerosole werden mit ihrer Entfernung zu Quelle immer feiner, bis ab einer Entfernung von etwa 1000–2000 km von der Staubquelle kaum noch eine weitere Fraktionierung stattfindet (PROSPERO et al., 1983; REA et al., 1985; REA, 1994). Die Korngröße des transportierten Materials ist daher eine Funktion der Windgeschwindigkeit (JANACEK & REA, 1985; CLEMENS & PRELL, 1990; CLEMENS & PRELL, 1991; HOVAN, 1995).

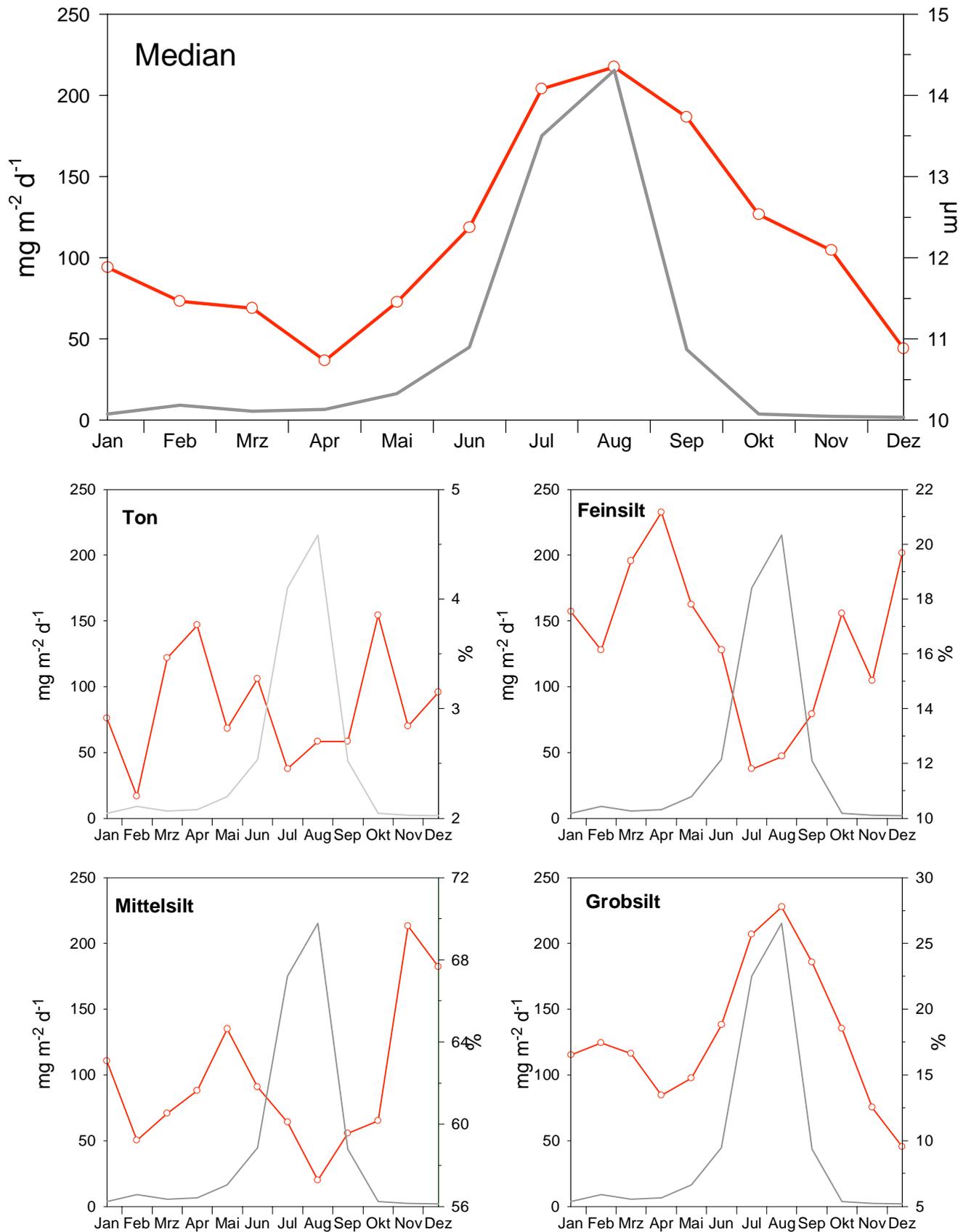


Abb. 35: Monatliche Staubdepositionsraten (—) sowie monatlich gemittelte Mediane und Anteile der Korngrößenfraktionen der Sinkstoffe (—) im westlichen Arabischen Meer (siehe Tab. 7).

Bei der Nassdeposition wird der Staub durch Niederschläge aus der Atmosphäre ausgewaschen, auch wenn die herrschenden Windgeschwindigkeiten noch für einen weiteren Transport ausreichen würden. Der Prozess der Nassdeposition verringert also die Ausbreitung des Staubes und unterbindet die bei der Trockendeposition entstehende gravitative Fraktionierung. Infolgedessen sind die Depositionsprozesse des Staubes eng mit den Niederschlagsverhältnissen verknüpft. Zur Darstellung der Niederschlagsverteilung im Arbeitsgebiet wurden die auf einem $2,5 \times 2,5^\circ$ -Datengitter basierenden Satellitendaten vom GPCP (Global Precipitation Climatology Projekt) verwendet (Abb. 36).

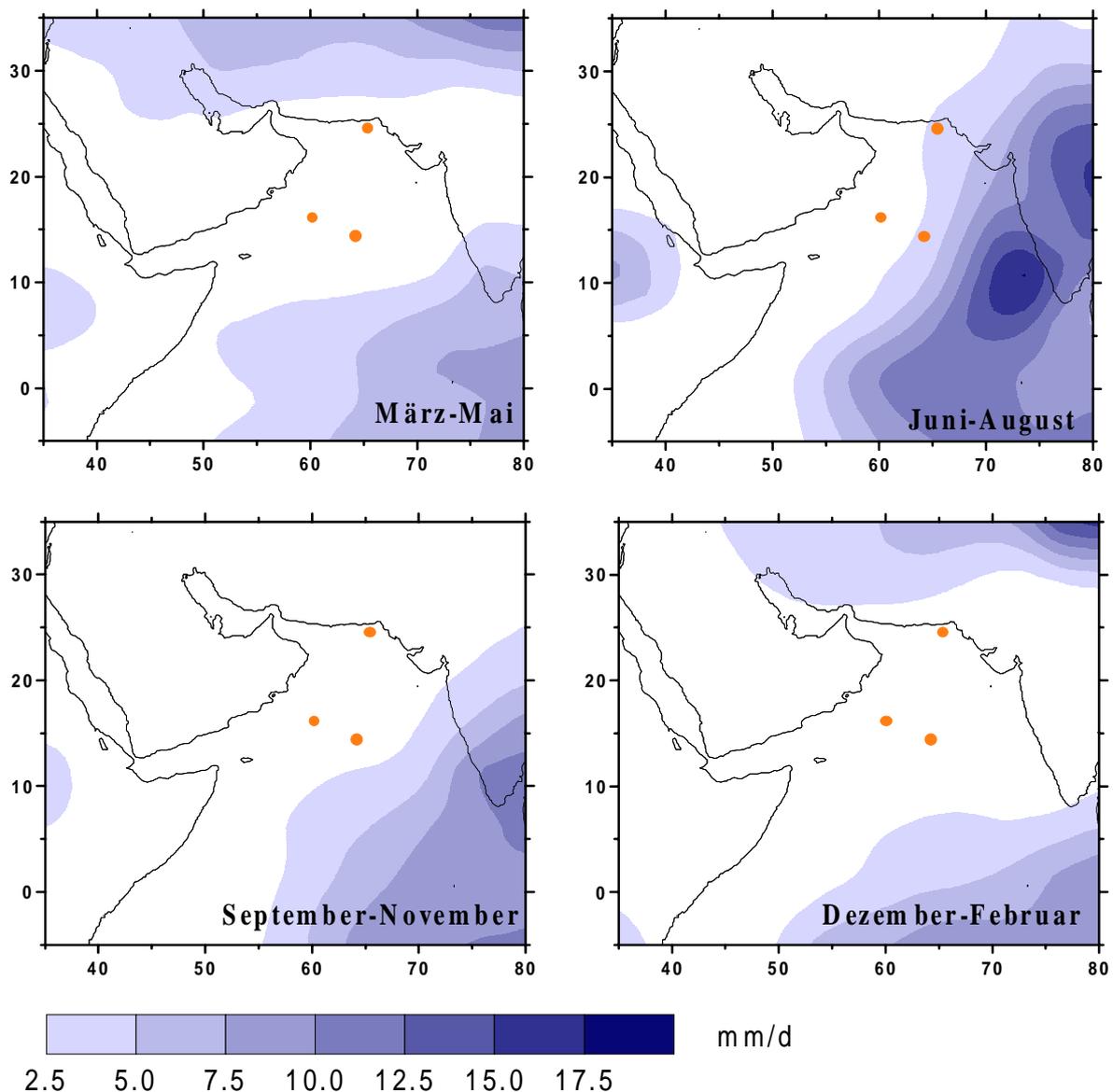


Abb. 36: Saisonalität der Niederschläge (mm d^{-1}) im Arabischen Meer als Mittelwerte der Jahre 1991 bis 1995.

Die Stationen im westlichen und zentralen Arabischen Meer sowie am pakistanischen Kontinentalhang sind mit Punkten markiert. Niederschlagsdaten bezogen über:

http://daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN_DOCS/hydrology/hd_precip_climatology.html#Arkin.

Im Herbst, Winter und im Frühjahr sind die Niederschlagsraten über dem Ozean sehr gering und erreichen nur in Nordindien und Pakistan sowie im äquatorialen Indischen Ozean Werte von $>5 \text{ mm d}^{-1}$. Im Sommer, also der Jahreszeit mit dem größten Staubeintrag, sind am Horn von Afrika sowie vor der Arabischen Küste ebenfalls sehr geringe Niederschlagsraten zu beobachten, die jedoch in westlicher Richtung deutlich zunehmen. Das Niederschlagsmaximum von 20 mm d^{-1} liegt unmittelbar vor der Westküste Indiens. Im Verlauf des Monsuns bewegt sich diese Zone hoher Niederschläge mit dem Stand der Sonne von der Südspitze Indiens bis in die Halbwüsten Nordindiens (FINDLATER, 1971). Der Bereich der geringen Niederschläge im westlichen Arabischen Meer ist etwa deckungsgleich mit der Zone hoher Staubdepositionsraten (Abb. 27 und 28). An der Station CAST sind die sommerlichen Niederschlagsraten etwa dreimal so hoch wie an der Station WAST. Noch deutlicher zeigen sich die lokalen Unterschiede bei der Betrachtung des Jahres 1993 (Abb. 37), für das von beiden Stationen Sinkstoffdaten vorliegen. Dieses Jahr zeichnet sich durch außergewöhnlich geringe Niederschläge im westlichen und besonders hohe Niederschläge im zentralen Arabischen Meer aus. Bei CAST betragen die sommerlichen Staubdepositionsraten nur ein Viertel der Werte von WAST, und zwar trotz der etwa vierfach höheren Niederschlagsraten.

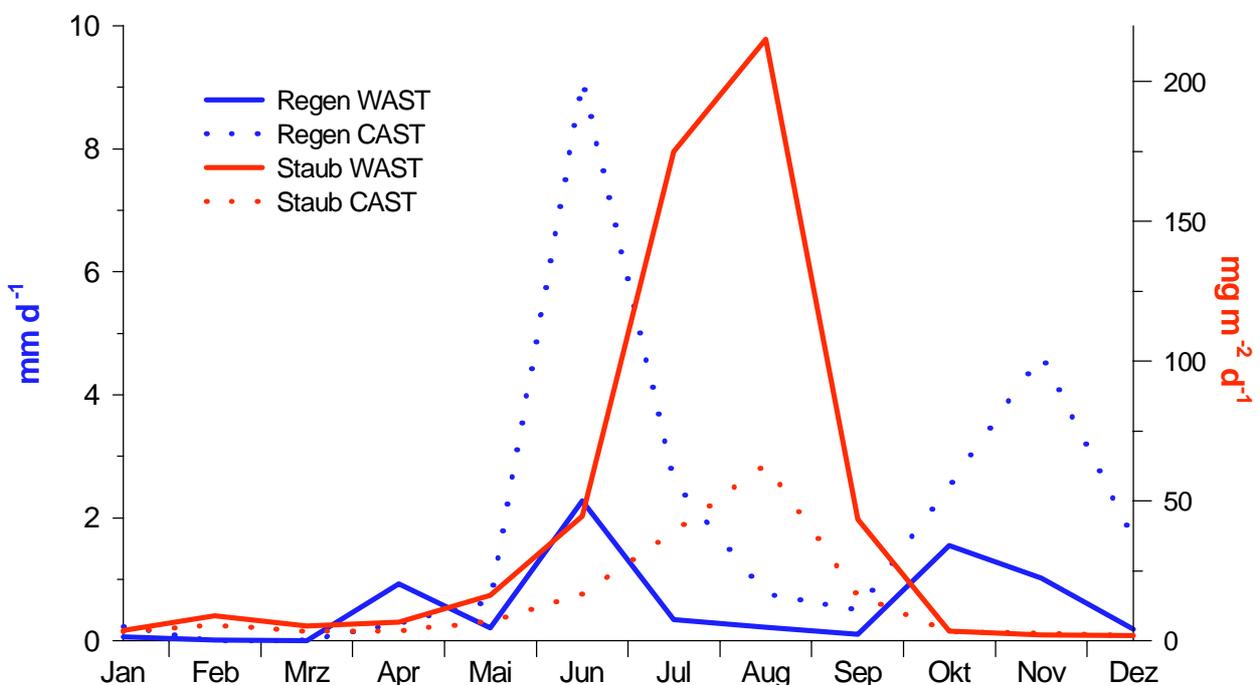


Abb. 37: Monatliche Niederschlags- und Staubdepositionsraten in westlichen und zentralen Arabischen Meer 1993.

Die geringen Niederschläge im westlichen Arabische Meer werden auch durch Daten einer 1995 im Rahmen des amerikanischen JGOFS-Projektes verankerten meteorologischen Boje bestätigt (WELLER, 1998, zitiert in CLEMENS, 1998). Daraus wurde von CLEMENS, (1998) die Dominanz der Trockendeposition im Arabischen Meer abgeleitet. Die Satellitenregendaten zeigen jedoch, dass die Nassdeposition am Staubeintrag in das Oberflächenwasser im zentralen Arabischen Meer wesentlich stärker beteiligt sein kann als im westlichen Teil des Arbeitsgebietes. Fast alle der SW-Monsunproben aus dem zentralen Arabischen Meer fallen in den Zeitraum der hohen Niederschläge. Da bei der Nassdeposition Partikel Korngrößenunabhängig aus der Atmosphäre ausgewaschen werden (TEGEN & FUNG, 1995) führt dieser Prozess zu einer Verringerung der Korngrößen des abgelagerten Materials.

Die zwischenzeitlichen Tiefpunkte in der saisonalen Kurve der Mediane (Abb. 18) und das Ausbleiben des SW-Monsunmaximums stellen sich daher als möglicher Effekt der Nassdeposition im zentralen Arabischen Meer dar.

Der Zeitraum der hohen Staubdepositionsraten bei gleichzeitig niedrigen Niederschlagsraten im zentralen Arabischen Meer, also der Trockendeposition, wird nur durch das Sammelintervall im August 1993 repräsentiert (Abb. 37). Für einen Vergleich mit den Korngrößendaten aus dem westlichen Arabischen Meer ist diese Probe somit von besonderer Bedeutung. Sie weist mit einem Median von 12,9 μm das grobkörnigste Material aller gemessenen Sinkstoffe aus dem zentralen Arabischen Meer auf (Abb. 18) und hat mit etwa 27 % auch einen sehr hohen Anteil an Grobsilt (Abb. 19). Im gleichen Zeitraum ist das Material im westlichen Arabischen Meer mit einem Median von durchschnittlich 14,4 μm und Grobsiltgehalten von etwa 30 % etwas grobkörniger als im zentralen Arabischen Meer (Abb. 38). Ein derartiger Korngrößengradient ist bei einem äolischen Transport und einer Trockendeposition zu erwarten, da die Station WAST in einer Entfernung von etwa 450 km zur Arabischen Halbinsel als nächstmöglicher Lithogenquelle liegt, während die Landentfernung der Station CAST ca. 1150 km beträgt. Ein ähnlicher Gradient wurde auch bei einem im Rahmen des amerikanischen JGOFS-Projektes 1995 im Arabischen Meer durchgeführten Sinkstofffallenexperiment (CLEMENS, 1998) beobachtet (Abb. 38).

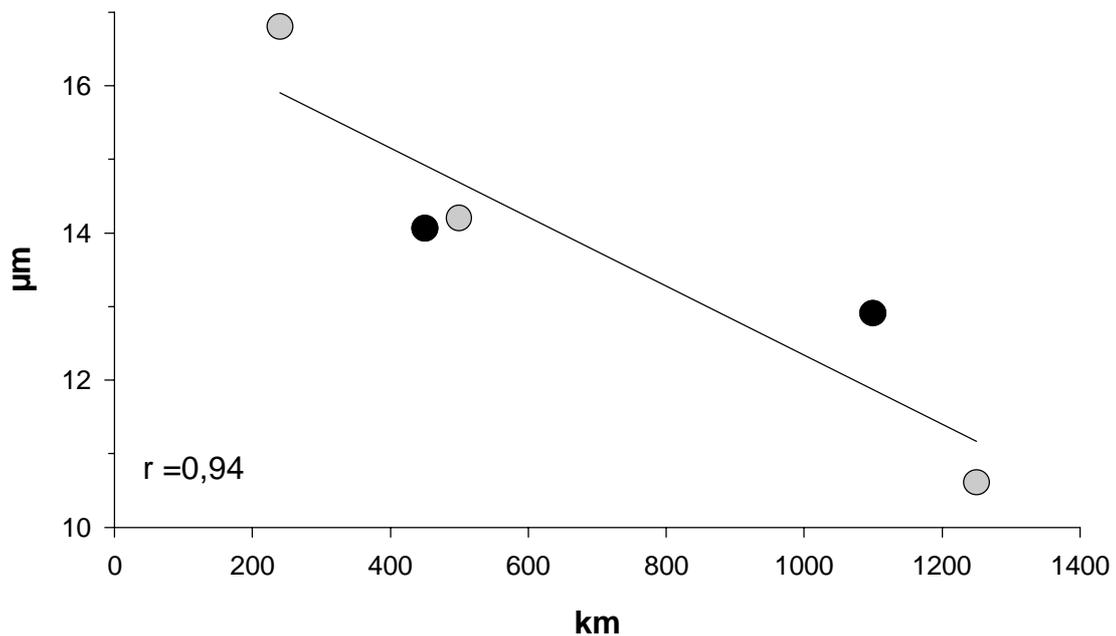


Abb. 38: Abnahme der Korngrößen (Mediane) mit zunehmender Entfernung zur Arabischen Küste. Schwarze Punkte symbolisieren die Stationen WAST und CAST, graue Punkte die Stationen aus dem amerikanischen JGOFS-Experiment (CLEMENS, 1998).

Die These unterschiedlicher Staubdepositionsmechanismen im westlichen und zentralen Arabischen Meer wird durch die Gegenüberstellung der Korngrößen und der Windgeschwindigkeiten deutlich. Es wurden dazu tägliche Satellitendaten des SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) (SCHLÜSSEL, 1994) von T. Rixen zur Verfügung gestellt. Da der SSM/I - Datensatz des Jahres 1991 infolge des Pinatubo-Ausbruches sowie der Brände der kuwaitischen Ölfelder sehr große Lücken aufweist und daher unzuverlässig ist (frdl. mdl. Mitt. T. RIXEN, 1999), wurden für dieses Jahr Mittelwerte aller fünf Jahre verwendet. Die im Folgenden dargestellten Zusammenhänge zwischen Korngrößen und Windgeschwindigkeiten beziehen sich auf das Niveau der Meeresoberfläche. Die Zusammenhänge lassen sich jedoch auf die mittlere Troposphäre übertragen, da die Dynamik der oberflächennahen und der troposphärischen Zirkulation vom gleichen großräumigen Druckgradienten gesteuert werden (CLEMENS, 1998). Die oberflächennahen nordostwärts gerichteten Winde im westlichen Arabischen Meer treten gleichzeitig mit einer süd- bis südostwärts gerichteten Luftströmung in der mittleren Troposphäre über der Arabischen Halbinsel auf (Abb. 39).

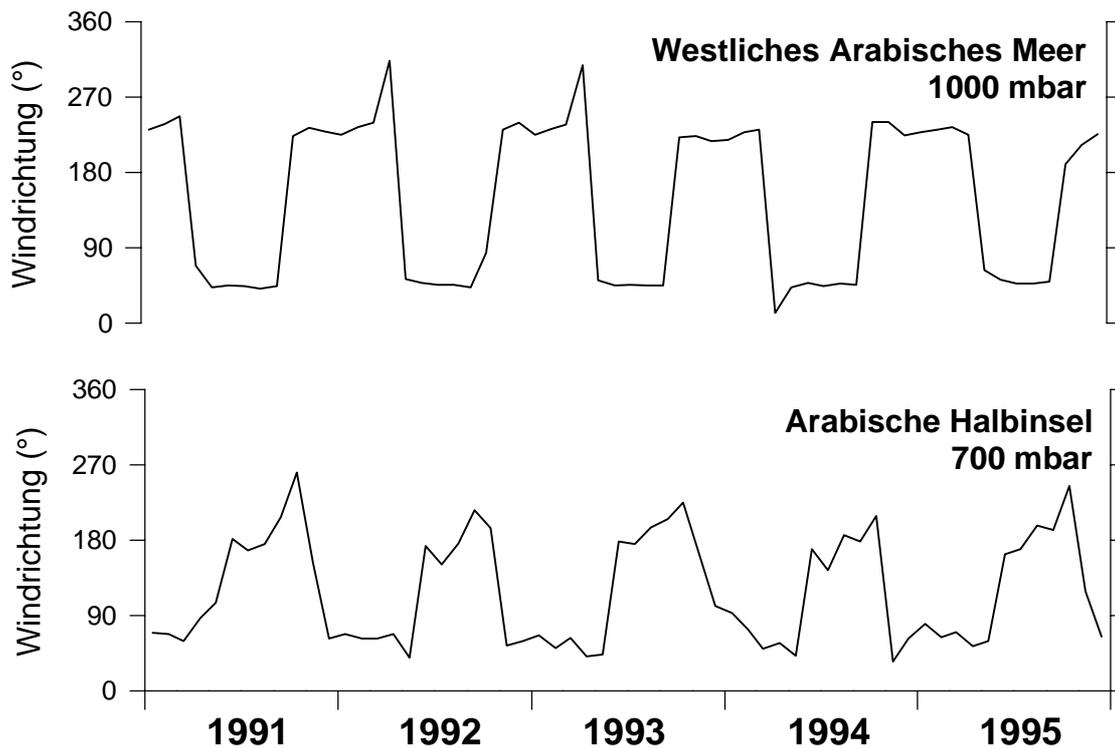


Abb. 39: Windrichtungen in Meereshöhe (1000 mbar) über dem westlichen Arabischen Meer und in der mittleren Troposphäre (700 mbar) über der Arabischen Halbinsel (25° N, 45° E) (siehe Abb. 3).
 Quelle für die Winddaten: <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Intrinsic/.PressureLevel/>.

Im zentralen Arabischen Meer steigen die Windgeschwindigkeiten an der Meeresoberfläche während des SW-Monsuns von etwa 2 auf maximal 10 m s^{-1} an (Abb. 40). In diesem Zeitraum steigen auch die Korngrößen an, die Feinsiltanteile gehen zurück und die Grobsiltanteile nehmen zu. Ein deutlicher Zusammenhang zwischen den Windgeschwindigkeiten und den Korngrößen lässt sich jedoch nicht erkennen, was als weiterer Hinweis auf den Einfluss der Nassdeposition im zentralen Arabischen Meer gewertet wird. Im westlichen Arabischen Meer variieren die Windgeschwindigkeiten im fünfjährigen Untersuchungszeitraum in einem sehr regelmäßigen Rhythmus (Abb. 41). Dieser ist durch relativ niedrige Windgeschwindigkeiten während des NE- und insbesondere des Intermensuns sowie sehr hohe Windgeschwindigkeiten während des SW-Monsuns gekennzeichnet. Infolge der vorherrschenden Trockendeposition sowie des sehr raschen Transports des lithogenen Materials in die Tiefsee wird der Anstieg der Windgeschwindigkeiten zu Beginn des SW-Monsuns von 2 auf maximal 12 m s^{-1} durch die Korngrößenkurve klar nachgezeichnet.

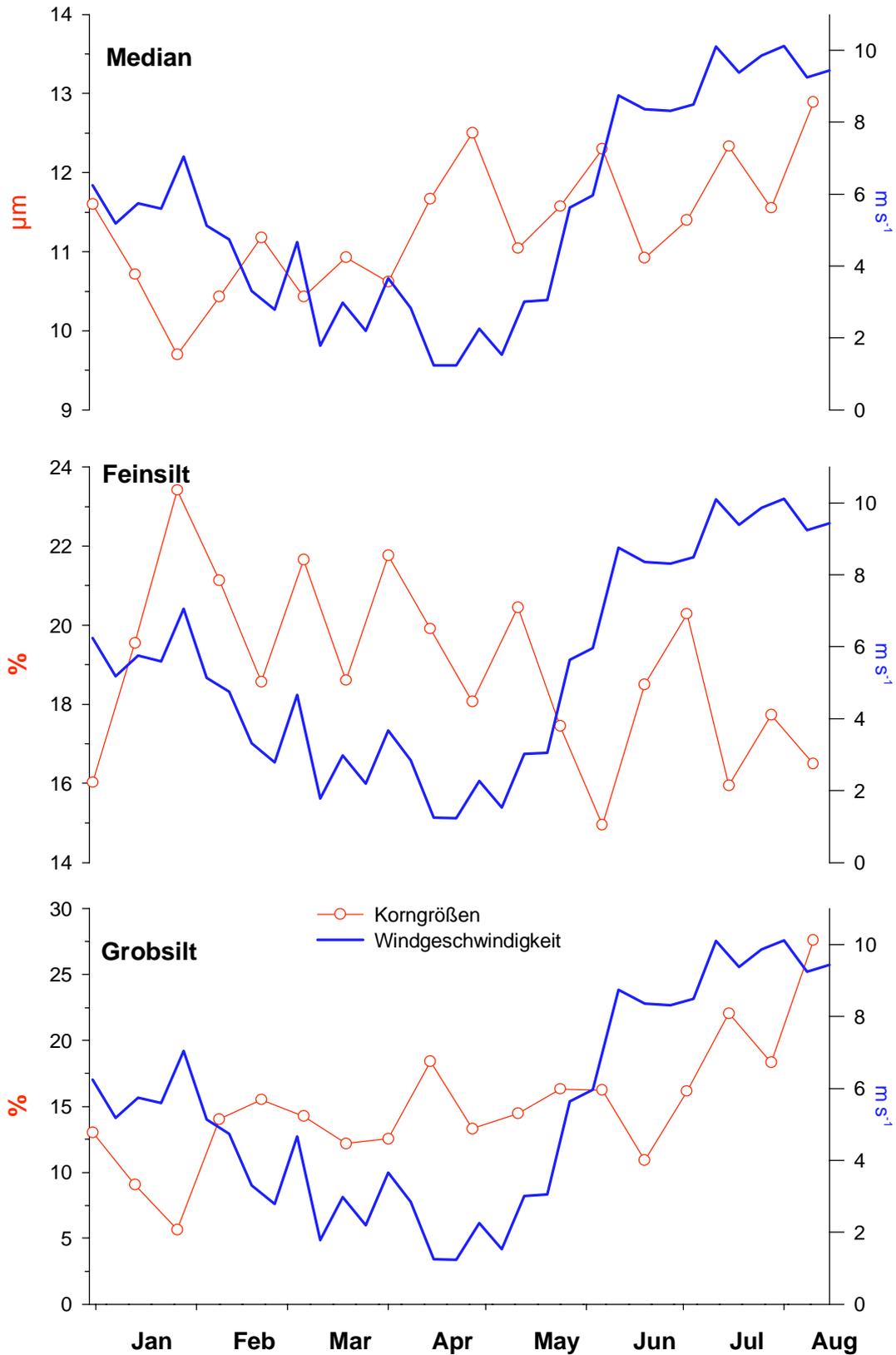


Abb. 40: Saisonalität des Medians, der Fein- und Grobsiltanteile der Sinkstoffe sowie der Windgeschwindigkeiten und im zentralen Arabischen Meer.

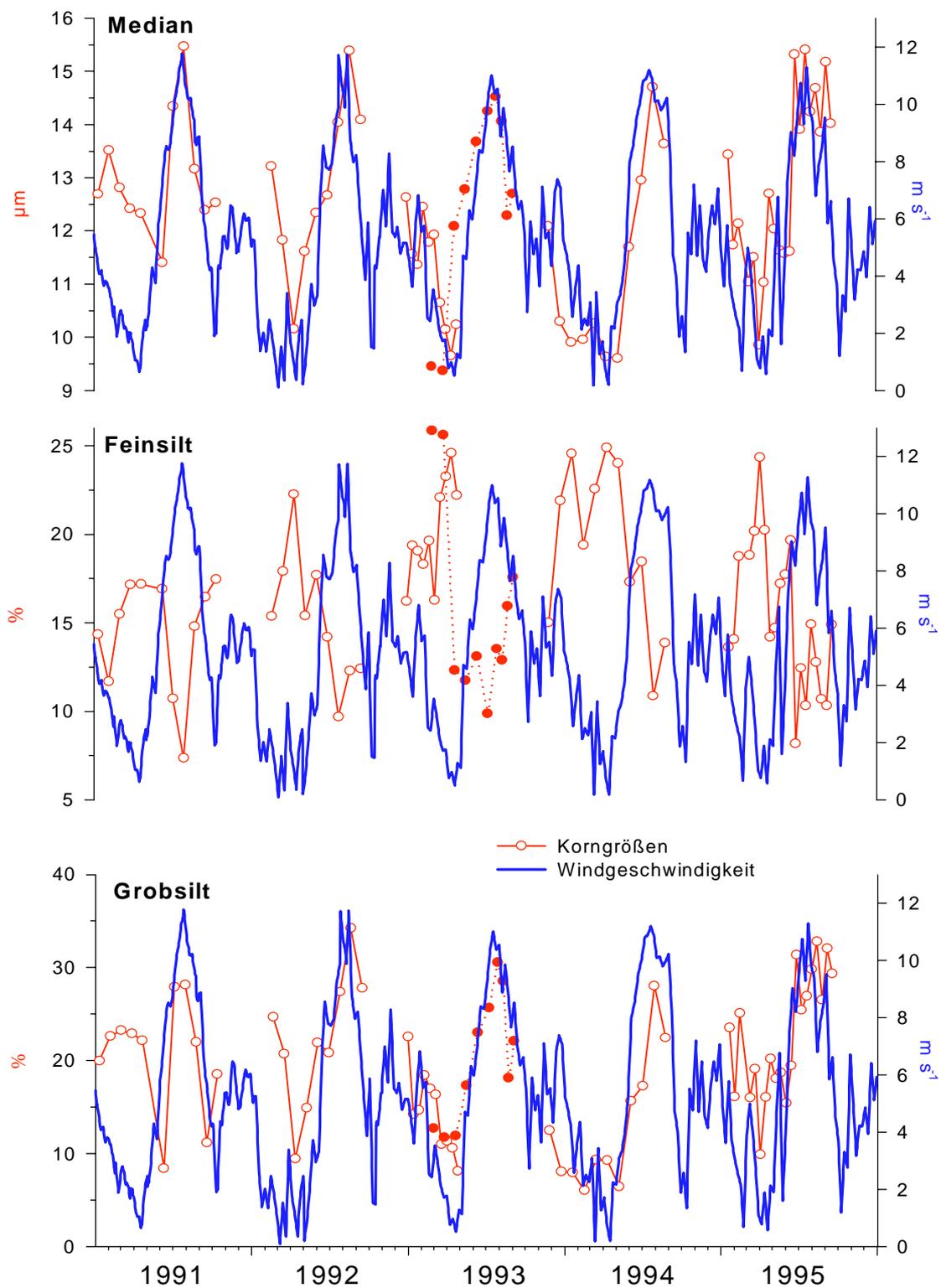


Abb. 41: Saisonalität des Medians, der Fein- und Grobsiltanteile der Sinkstoffe sowie der Windgeschwindigkeiten im westlichen Arabischen Meer. Gestrichelte Linie symbolisiert Daten der flachen Falle.

Dieser Trend wird am deutlichsten bei der Betrachtung der Mediane und der Grobsiltgehalte (Abb. 41). Die feineren Fraktionen, insbesondere der Feinsilt, zeigen einen den Windgeschwindigkeiten gegenläufigen Verlauf (Abb. 41). Zur Verdeutlichung des Zusammenhanges zwischen Windgeschwindigkeiten und lithogenen Korngrößen wurden aus den täglichen Windgeschwindigkeitsdaten Durchschnittswerte für die einzelnen Beprobungsintervalle der Sinkstofffallen errechnet und mit den Sinkstoffdaten korreliert (Abb. 42). Für die mittleren Korngrößen sowie den Grobsiltanteil ist der Zusammenhang signifikant positiv, für die feinen Fraktionen negativ. Die starken Winde während des SW-Monsuns liefern also insbesondere Material der Grobsiltfraktion aus den angrenzenden Trockengebieten in das westliche Arabische Meer, was zu einer deutlichen Steigerung der mittleren Korngrößen in den Sinkstoffen führt. Neben den mittleren Korngrößen ist also auch der Grobsiltgehalt in den Sinkstoffen ein geeigneter Indikator für die Geschwindigkeit der staubliefernden Winde.

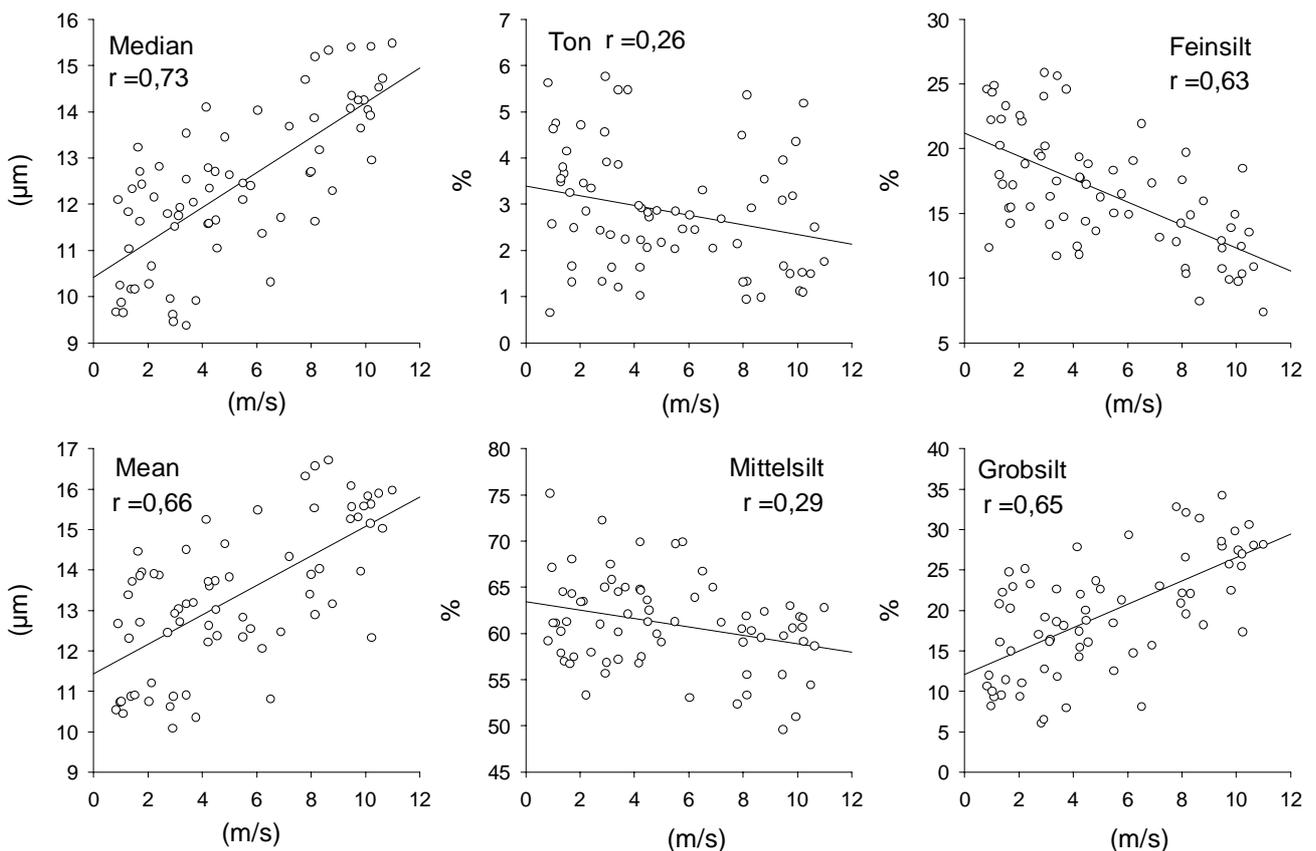


Abb. 42: Korrelationen zwischen Korngrößen und Windgeschwindigkeiten im westlichen Arabischen Meer

Anzahl der Proben: 107.

Die feineren Fraktionen hingegen erreichen während des SW-Monsuns ihre geringsten Anteile am lithogenen Material, was zur Annahme führt, dass ihr Eintrag nicht unmittelbar durch die Windgeschwindigkeit gesteuert wird. Die relativ hohen Anteile feinkörnigen Materials in den Sinkstoffen des NE- und des Intermonsuns (Abb. 41) gehen auf eine laterale Zufuhr lithogenen Materials in der Wassersäule zurück, da die Lithogenflussraten an der Station WAST in diesem Zeitraum höher sind als die Staubeinträge (Abb. 29). Eine potentielle Quelle dieses Materials stellt der Staubüberschuss dar, der im jeweils vorangegangenen SW-Monsun im westlichen Arabischen Meer in das Oberflächenwasser eingetragen wurde (siehe Kap. 6.1)

Die Steuerung der Korngrößen durch die Windgeschwindigkeit ist in jedem einzelnen der untersuchten Jahre signifikant (Abb. 43). Während des SW-Monsuns sind im westlichen Arabischen Meer sowohl die Korngrößen als auch die Windgeschwindigkeiten interannuell nur wenig variabel. Die interannuellen Variabilitäten der Regressionsgeraden sind vorwiegend auf die Streuung der Daten aus dem Zeitraum des NE- und Intermonsun, in dem der äolische Eintrag nur von geringer Bedeutung ist, zurückzuführen.

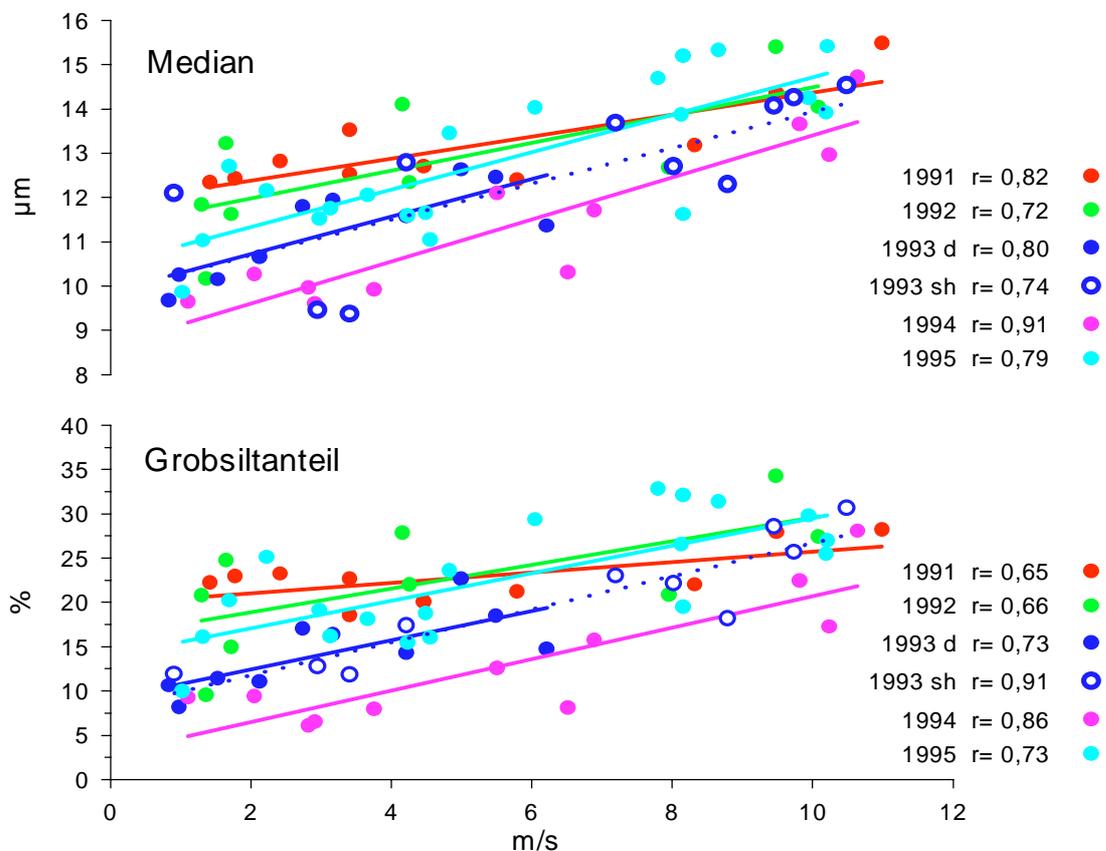


Abb. 43: Korrelationen zwischen Medianen und Grobsiltanteilen der Sinkstoffe mit den Windgeschwindigkeiten im westlichen Arabischen Meer für einzelne Jahre.

Den Regressionsgleichungen zufolge werden bei Windstärken von 10 m s^{-1} lithogene Partikel mit Medianen zwischen $13,9$ und $14,7 \text{ }\mu\text{m}$ ins westliche Arabische Meer eingetragen (Tab. 11). Für Mediane von $15 \text{ }\mu\text{m}$ werden Windstärken zwischen $10,8$ und $12,8 \text{ m s}^{-1}$ benötigt. Überträgt man die Regressionsgleichung für 1993 auf das zentrale Arabische Meer, so ergibt sich für eine Windgeschwindigkeit von $9,3 \text{ m s}^{-1}$, wie sie dort zur Zeit der Trockendeposition im August vorherrscht, ein theoretischer Median von $13,6 \text{ }\mu\text{m}$. Tatsächlich wurde dort in diesem Zeitraum ein Median von $12,9 \text{ }\mu\text{m}$ gemessen. (Anhang: Tab. 1). Diese geringe Abweichung zeigt, dass durch die Gleichungen aus den Korngrößen der Sinkstoffe im aus Tab. 11 ersichtlichen Rahmen realistische Windgeschwindigkeiten abgeleitet werden können.

	Median bei 10 m s^{-1}	Median bei 12 m s^{-1}	Benötigte Windstärke für $14\mu\text{m}$	Benötigte Windstärke für $15\mu\text{m}$
1991	14,39	14,89	8,44	12,44
1992	14,46	15,08	8,52	11,74
1993	13,89	14,69	10,28	12,78
1994	13,45	14,41	11,15	13,23
1995	14,66	15,5	8,43	10,81
Mittel	14,17	14,91	9,54	12,23

Tab. 11: Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit (m s^{-1}) und Median (μm) im westlichen Arabischen Meer, berechnet aus den Regressionsgleichungen in Abb. 43.

Da die Staubdeposition im westlichen Arabischen Meer von Niederschlägen unbeeinflusst ist, können mit Hilfe von Windgeschwindigkeiten sowie atmosphärischen Depositionsgeschwindigkeiten für mineralische Partikel Abschätzungen zu den potentiellen Transportstrecken des Staubes vorgenommen werden. Die Entfernung der Station WAST von den potentiellen Staubquellen beträgt etwa 450 km (Arabische Küste), 1300 km (Horn von Afrika) bzw. 1900 km (Nordende des Persischen Golfs). Als atmosphärische Depositionsgeschwindigkeit für mineralische Partikel wird von DUCE et al. (1991) $0,4 \text{ cm s}^{-1}$ für den offenen Ozean sowie 2 cm s^{-1} für nahe der Küste (bis 1000 km) deponiertes Material angegeben. SCHNEIDER et al. (1990) nennen für lithogenes Material der Größenklassen $2\text{--}4 \text{ }\mu\text{m}$, $4\text{--}8 \text{ }\mu\text{m}$ und $8\text{--}13 \text{ }\mu\text{m}$ Depositionsgeschwindigkeiten von $0,3$; $1,2$ bzw. $2,6 \text{ cm s}^{-1}$. Aufgrund der hohen Depositionsgeschwindigkeiten hat grobkörniges Material bei einem oberflächennahen Transport keine Chancen auf eine weiträumige Verbreitung. Bei einer Transporthöhe von 500 m sowie einer Depositionsgeschwindigkeit von 2 cm s^{-1} würde die laterale Ausbreitung des grobkörnigen Staubes selbst bei hohen Windgeschwindigkeiten von

15 m s⁻¹ maximal 375 km betragen. Die oberflächennahen südwestlichen Winde während des SW-Monsuns scheiden demnach als Transportmechanismus für grobkörniges lithogenes Material bis ins westliche Arabische Meer aus.

Die regelmäßig auf der Arabischen Halbinsel stattfindenden Staubaussbrüche hingegen können lithogene Partikel bis in Höhen zwischen 4 und 7 km schleudern (ACKERMANN & COX, 1989; SIROCKO, 1989; CLEMENS, 1998). Daraus resultiert bei einer Depositionsgeschwindigkeit von 2 cm s⁻¹ und einer Windgeschwindigkeit von 12 m s⁻¹, wie sie während des SW-Monsuns im westlichen Arabischen Meer regelmäßig auftritt, eine Transportentfernung zwischen 2400 und 3600 km. Diese Strecke wäre für einen Transport lithogenen Materials aus jeder der oben genannten Quellen bis ins westliche Arabische Meer ausreichend. Die Depositionsgeschwindigkeit hängt jedoch nicht nur von gravitativen Prozessen, sondern auch in erheblichem Masse von turbulenten Prozessen ab, welche die Transportweiten von lithogenem Material erheblich verkürzen können (FODA, 1983; FODA et al., 1985). Außerdem bleibt bei obigen Berechnungen die Korngrößenabhängigkeit der Depositionsprozesse unberücksichtigt. Um dieser Abhängigkeit Rechnung zu tragen, wurde das Depositionsmodell von TSOAR & PYE (1987) zur Berechnung der zurückgelegten Strecke des Staubes herangezogen (1).

$$L = U * 2E / K^2 D^4 \quad (1)$$

L = Transportstrecke (m); U = Windgeschwindigkeit (cm s⁻¹); E = Koeffizient des turbulenten Austausches (cm² s⁻¹); D = Partikeldurchmesser (cm); K = Konstante (8,1 * 10⁵ cm⁻¹ s⁻¹).

Mit zyklonischen Stürmen bzw. Haboobs (arabische Starkwinde), wie sie im Bereich der Arabischen Halbinsel auftreten (CLEMENS, 1998) sind turbulente Prozesse mit E–Werten zwischen 10⁵ - 10⁶ cm² s⁻¹ assoziiert (TSOAR & PYE, 1987). Bei diesen E–Werten sowie bei für das Arbeitsgebiet während des SW-Monsuns typischen Windgeschwindigkeiten von 12 m s⁻¹ liegt die Transportstrecke für 15 µm- Partikel zwischen 720 und 7200 km, während doppelt so große Partikel nur zwischen 45 und 450 km transportiert werden können (Abb. 44). Bei einer Erhöhung der Windgeschwindigkeit auf 15 m s⁻¹ erhöht sich die mögliche Transportstrecke auf etwa 56–560 km für 30 µm–Partikel sowie auf 900–9000 km für 15 µm–Partikel (Abb. 44). Unter zyklonischen Bedingungen ist demnach die Arabische Halbinsel die einzige mögliche Quelle für Partikel mit einem Durchmesser von 15 µm, während feineres

Material (10–12 μm) aus jeder der 3 oben genannten Quellen stammen kann. Partikel mit einem Durchmesser von 30 μm können hingegen nur unter extremen Bedingungen eines Haboobs und unter der Annahme einer Quelle im Bereich der Arabischen Küste die Station WAST erreichen. Allerdings können im Bereich der Arabischen Halbinsel während der Staubstürme auch Windgeschwindigkeiten bis zu 20 m s^{-1} auftreten (CLEMENS, 1998), so dass sich die Transportstrecke für 30 μm – Partikel auf etwa 750 km erhöht.

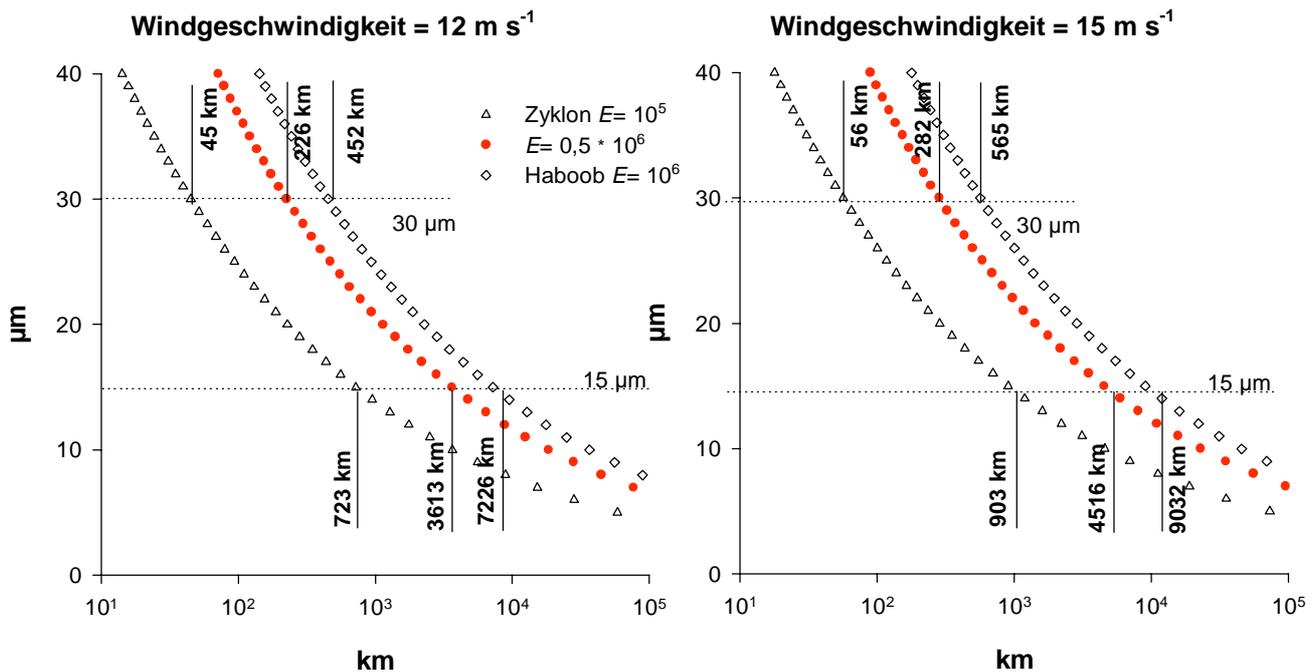


Abb. 44: Maximale Transportstrecken für lithogene Partikel bei verschiedenen atmosphärischen Bedingungen nach dem Modell von TSOAR & PYE (1987).

Die starke Abhängigkeit der Berechnungen von den zugrunde gelegten E -Werten lässt nur eine grobe Abschätzung der Transportstrecken zu. Die möglichen Quellgebiete für lithogenes Material verschiedener Partikelgröße bei einer Windgeschwindigkeit von 12 m s^{-1} sowie einem mittleren E -Wert von $0,5 \cdot 10^6 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ (siehe Abb. 44) ist in Abb. 45 dargestellt. Unter diesen Bedingungen können bis zu $17,5 \mu\text{m}$ große Partikel aus der Region um die Spitze des persischen Golfs die Station WAST erreichen. Aus der zentralen Arabischen Halbinsel können Partikel mit maximal $20 \mu\text{m}$ Durchmesser angeliefert werden, während die arabische Küstenregion als Quelle für Partikel mit $22,5$ bis $25 \mu\text{m}$ Durchmesser dient.

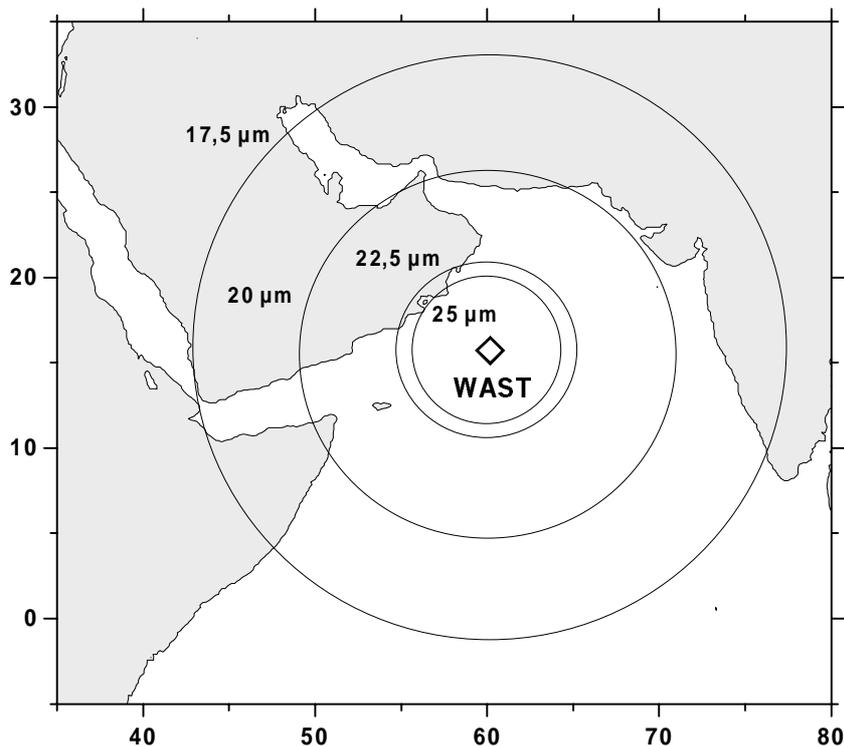


Abb. 45: Mögliche Quellgebiete für äolisch transportiertes lithogenes Material verschiedener Korngrößen bei durchschnittlichen atmosphärischen Bedingungen über der Arabischen Halbinsel (siehe Abb. 44) nach dem Modell von TSOAR & PYE (1987).

6.4 Regionale Verbreitung des lithogenen Materials

6.4.1 Lithogenakkumulationsraten

Erste Hinweise auf den Einfluss der bei der Diskussion der Sinkstoffdaten identifizierten Quellen des lithogenen Materials auf die Sedimentationsprozesse im Arabischen Meer finden sich bei einem Vergleich der Staubdepositionsraten (Abb. 27) und der Lithogenakkumulationsraten (Abb. 46) im Arbeitsgebiet. Zur Darstellung der Akkumulationsraten wurden Daten aus SIROCKO (1989) verwendet, die Sedimente mit Altern von 0-8000 Jahren umfassen. Die höchsten Lithogenakkumulationsraten finden sich in unmittelbarer Nähe der Küsten und gehen höchstwahrscheinlich auf hemipelagische Prozesse zurück. Im zentralen Teil des Beckens sind die Akkumulationsraten dagegen viel niedriger. Im Bereich der Stationen WAST und CAST stimmen die Lithogenakkumulationsraten recht gut mit den berechneten (Tab. 8) und den in der Literatur angegebenen durchschnittlichen Staubdepositionsraten (SAVOIE et al., 1987; CHESTER et al., 1991; DUCE; et al., 1991) sowie

den in den Fallen gemessenen Lithogenflüssen überein. Dies zeigt, dass der Staubeintrag die Sedimentation lithogenen Materials bestimmt und dass auch bodennah kein nennenswerter lateraler Eintrag stattfindet. Am pakistanischen Kontinentalhang ist ein direkter Vergleich der Werte nicht möglich, da der Datensatz von SIROCKO (1989) keinen Kern in unmittelbarer Nähe der Station EPT beinhaltet. Die Gesamtakkumulationsraten in Sedimenten vor der Mündung des Hab betragen jedoch nach SUTHHOF (1998) etwa $600 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ bei einem Lithogenanteil von etwa 80%. Dies stimmt gut mit den in den Sinkstoffen am pakistanischen Kontinentalhang gemessenen $417 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Tab. 8) überein. Demnach für die hohen Lithogenflüsse am pakistanischen Kontinentalhang verantwortlichen Resuspensionsprozesse nur von lokaler Bedeutung.

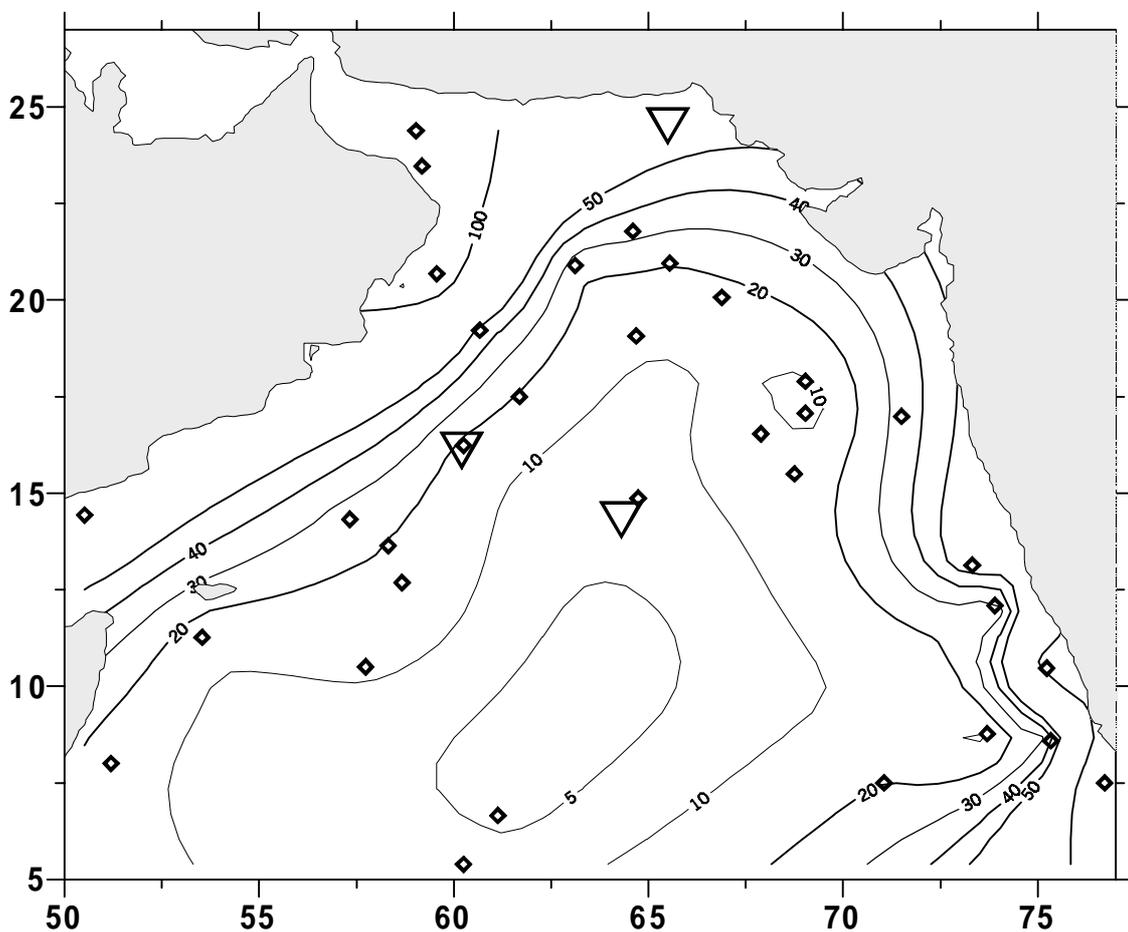


Abb. 46: Lithogenakkumulationsraten im Arabischen Meer in $\text{g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ nach SIROCKO (1989). Schwarze Rauten symbolisieren die Positionen der Kerne, schwarze Dreiecke die Positionen der Fallenstationen im westlichen und zentralen Arabischen Meer sowie am pakistanischen Kontinentalhang.

6.4.2 Mineralogische Zusammensetzung

Die regionale Verbreitung bestimmter Minerale in den Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres zeigt charakteristische Merkmale und lässt die Zuordnung zu bestimmten Lithogenquellen zu. Dazu gehört der Quarz (Abb. 47), dessen höchste Anteile in den küstennahen Regionen des Arabischen Meeres auftreten. Sedimente mit Quarzanteilen von über 40 % sind sowohl im westlichen Arabischen Meer bis in eine Entfernung von etwa 500 km zur Arabischen Küste anzutreffen, als auch im nördlichen Arabischen Meer bis etwa 700 km zur Entfernung Indusmündung. (Abb. 47). Da die Quarzanteile im zentralen Teil des Beckens auf 30–40% zurückgehen, zeigt sich in den Oberflächensedimenten deutlicher als in den Sinkstoffen (Kap. 6.3.1 und 6.3.2), dass Quarz sowohl aus westlichen äolischen (STEWART et al., 1965; KOLLA & BISCAYE, 1977; SIROCKO, 1989) als auch aus nördlichen fluviatilen Quellen (KOLLA & BISCAYE, 1977; KOLLA et al., 1981b) in das Arabische Meer eingetragen werden kann. Der Einfluss beider Quellen lässt mit zunehmender Entfernung zu den Quellen nach (Abb. 47). Die äolische Verbreitung von Quarz ist durch dessen bevorzugten gravitativen Ausfall während des Transports zurückzuführen, da Quarz überwiegend in der Grobfraction auftritt (BOWLES, 1975; KOLLA et al., 1981a). Aus dem gleichen Grund beschränkt sich die Verbreitung fluviatil eingetragener Quarze in der Regel auf hemipelagische Sedimente (REX & GOLDBERG, 1958; LEINEN et al., 1986). Dennoch sind im zentralen Teil des Beckens Quarzgehalte von etwa 30 % anzutreffen (Abb. 47), was vermutlich auf eine Mischung aus beiden Quellgebieten zurückgeht.

Eine eindeutige Zuordnung zu Quellen auf der Arabischen Halbinsel ist für die Feldspat- und die Dolomitgehalte der Oberflächensedimente möglich (Abb. 47). Beide sind durch eine starke Abnahme in östlicher bis nordöstlicher Richtung gekennzeichnet. Die Feldspatanteile liegen im westlichen Arabischen Meer zwischen 25 und 30 % und gehen in Richtung der pakistanisch-indischen Küste auf unter 20 % zurück. Die Zone feldspatreicher Sedimente entspricht etwa der Ausdehnung der Staubwolke während des SW-Monsuns (Abb. 28). In Zusammenhang mit den Beobachtungen bei den Sinkstoffen im westlichen Arabischen Meer spricht die räumliche Verbreitung des Feldspats klar für einen äolischen Eintrag während des SW-Monsuns. Da Feldspat neben dem Quarz vor allem in der Grobfraction der Aerosole anzutreffen ist und daher vorwiegend gravitativ ausfällt (JOHNSON, 1976), markiert die Verbreitung des Feldspats darüber hinaus die Zone der Trockendeposition im Arabischen Meer. Im Vergleich zum Feldspat- ist der Dolomitanteil der Sedimente mit maximal 5 %

wesentlich geringer und beschränkt sich auf ein deutlich kleinflächigeres Gebiet vor der Küste Omans. Nach SIROCKO (1989) bewegen sich die Dolomitgehalte in den holozänen Sedimenten des Arabischen Meeres ebenfalls zwischen 1 und 5 %. Die höchsten Gehalte wurden dabei vor der omanischen Küste sowie vor dem Horn von Afrika beobachtet. Die Hauptquellen für den Dolomit liegen in den Sedimenten von Nord- und Ostarabien (SIROCKO et al., 1991). Aerosole aus diesen Gebieten beinhalten neben hohen Karbonatanteilen auch bis zu 25 % Dolomit (KHALAF, 1989). Anhand der von der iranischen zur saudi-arabischen Küste deutlich zurückgehenden Dolomitgehalte in Sedimenten aus dem Persischen Golf wurde von PILKEY & NOBLE (1966) allerdings eine Quelle nördlich des Persischen Golfs identifiziert.

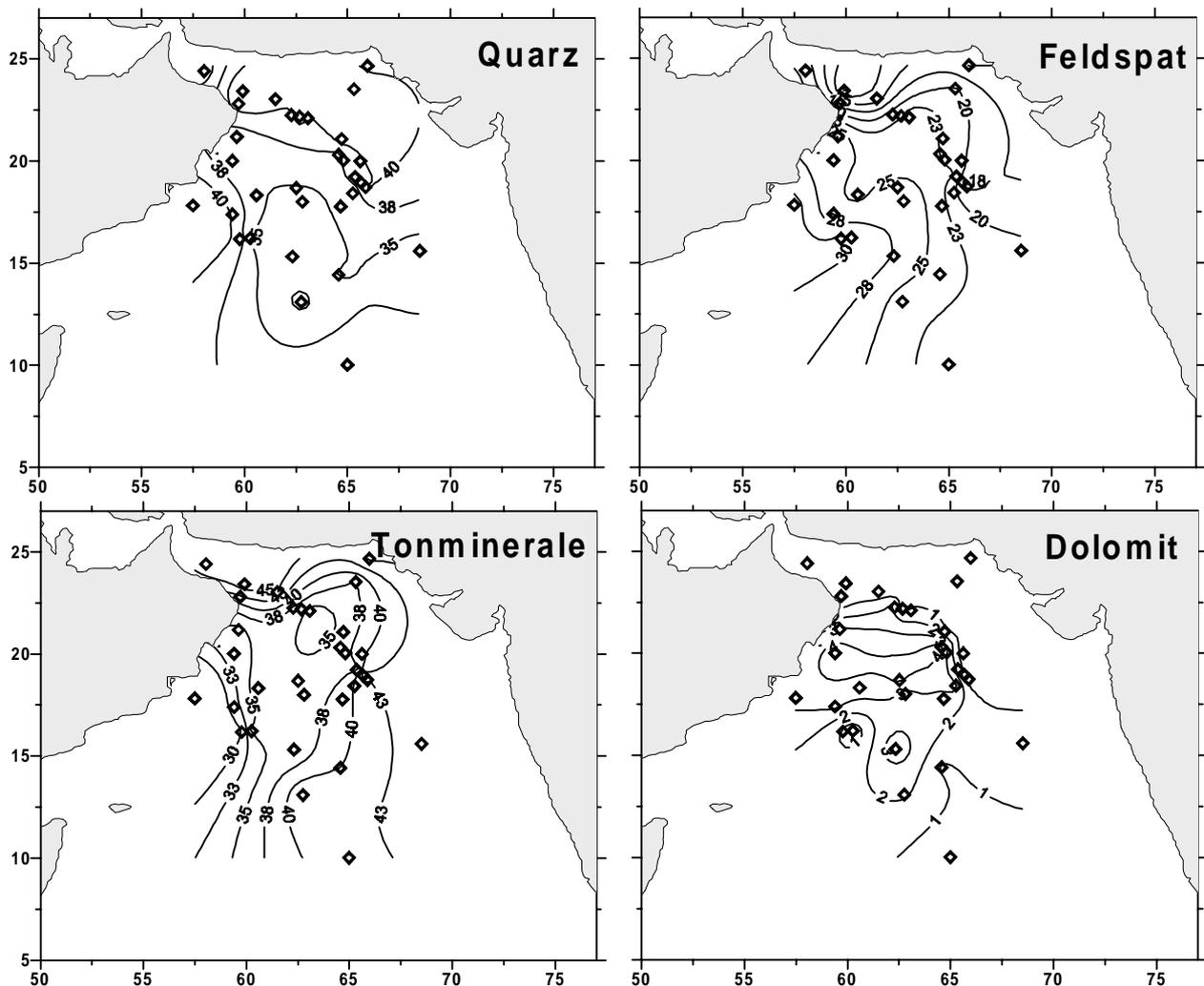


Abb. 47: Prozentuale Anteile von Quarz, Feldspat, Dolomit und Tonmineralen an den Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres. Rauten symbolisieren die Kernpositionen (siehe Tab. 2).

Hohe Tonmineralanteile (>40 %) zeigen sich vorwiegend in den Teilen des Arabischen Meeres, die außerhalb des Einflusses der arabischen Staubwolke liegen (vgl. Abb. 27 und 47). Sie kennzeichnen demnach einen abnehmenden Anteil äolischen und einen zunehmenden Anteil fluviatilen Materials. Dies gilt für das nördliche, östliche und südliche Arabische Meer. Die höchsten Tonmineralanteile am lithogenen Material werden jedoch mit über 45 % im äußeren nordwestlichen Teil des Arbeitsgebiets erreicht, was für einen Zustrom tonmineralreicher Suspension aus dem persischen Golf sprechen könnte.

Die Illitanteile in den Oberflächensedimenten sind nur wenig variabel (Abb. 48). Die höchsten Anteile treten an der pakistanischen Küste, im östlichen Arabischen Meer sowie im Golf von Oman auf (Abb. 48). Relativ gering sind dagegen die Illitgehalte in den Proben des westlichen Arabischen Meeres sowie des Murray-Rückens. Hohe Illitanteile, wie sie sich in Abb. 48 darstellen, sind für marine Sedimente vieler Meeresgebiete typisch. Nach GRIFFIN et al. (1968) betragen die Illitgehalte im Indischen Ozean durchschnittlich 33 %, im Pazifik 26–40 % und im Atlantik 47–55 %. Die weite Verbreitung von Illit in marinen Sedimenten wird von BISCAYE (1965) auf den Illitreichtum vieler Böden sowie auf die relativ hohe Verwitterungsresistenz des Minerals im marinen Milieu zurückgeführt. Auch für das Arabische Meer wird der Illit als dominierendes Tonmineral genannt. So weist die Einteilung der Sedimente des Arabischen Meeres nach KOLLA et al. (1981a) ein Gebiet mit illitreichen Sedimenten (Anteile zwischen 40 und 50 %) auf, das fast das ganze Arabische Meer, mit Ausnahme einer Zone vor dem Horn von Afrika und einem schmalen Streifen vor der indischen Küste, umfasst. Von GOLDBERG & GRIFFIN (1970) wurden in Sedimenten des Arabischen Meeres Illitanteile zwischen 20 und 50 % gemessen, wobei die höchsten Werte in einer Zunge von der pakistanischen Küste Richtung Äquator auftraten, während die Gehalte an der arabischen und der indischen Küste wesentlich geringer waren. SIROCKO (1989) gibt für die Tonfraktion der holozänen Sedimente des nördlichen Arabischen Meeres Illitgehalte zwischen 40 und 50 % und des südlichen Arabischen Meeres zwischen 30 und 40 % an. Von RAO & RAO (1995) wurden in Schelfsedimenten im Bereich der Indusmündung sogar Illitgehalte von bis zu 74 % ermittelt. Aufgrund der geringen regionalen Variabilität der Illitgehalte in den Oberflächensedimenten (Abb. 48) ist die Identifikation bestimmter Quellgebiete nicht möglich. Als potentielle nördliche Quellen werden in der Literatur die Wüste Thar, die Böden und Sedimente Nordindiens und Pakistan sowie die präkambrischen Metamorphite des Himalayas im Einzugsgebiet des Himalayas genannt (GRIFFIN et al., 1968; ASTON et al., 1968; GOLDBERG & GRIFFIN, 1970; KOLLA et al., 1981a; RAO & RAO 1995). Als westliche Quellen für den Illit wurden von KOLLA et al. (1976) die Wüsten Arabiens und

Somalias identifiziert. Für hohe Illitgehalte im Golf von Oman wurden von KOLLA et al. (1981a) nördliche und nordwestliche Winde verantwortlich gemacht, die im Bereich der Makranküste illitreichen Staub aufnehmen und über das nördliche Arabische Meer verteilen können.

Quantitativ ist der Chlorit das zweitwichtigste Tonmineral in den Oberflächensedimenten des Arbeitsgebietes. Eine Zone mit Chloritgehalten >20 % befindet sich im östlichen und südlichen Arabischen Meer (Abb. 48). Für das Auftreten dieser hohen Gehalte kann die Zufuhr fluviatilen lithogenen Materials vom Indus oder auch vom Narmada und Tapti verantwortlich gemacht werden (KOLLA & BISCAYE, 1977; KOLLA et al., 1981a). Die höchsten Chloritgehalte treten jedoch im Bereich des Golfs von Oman und entlang der pakistanischen Küste auf, während sich vor der arabischen Küste ein Chloritminimum ausbreitet (Abb. 48).

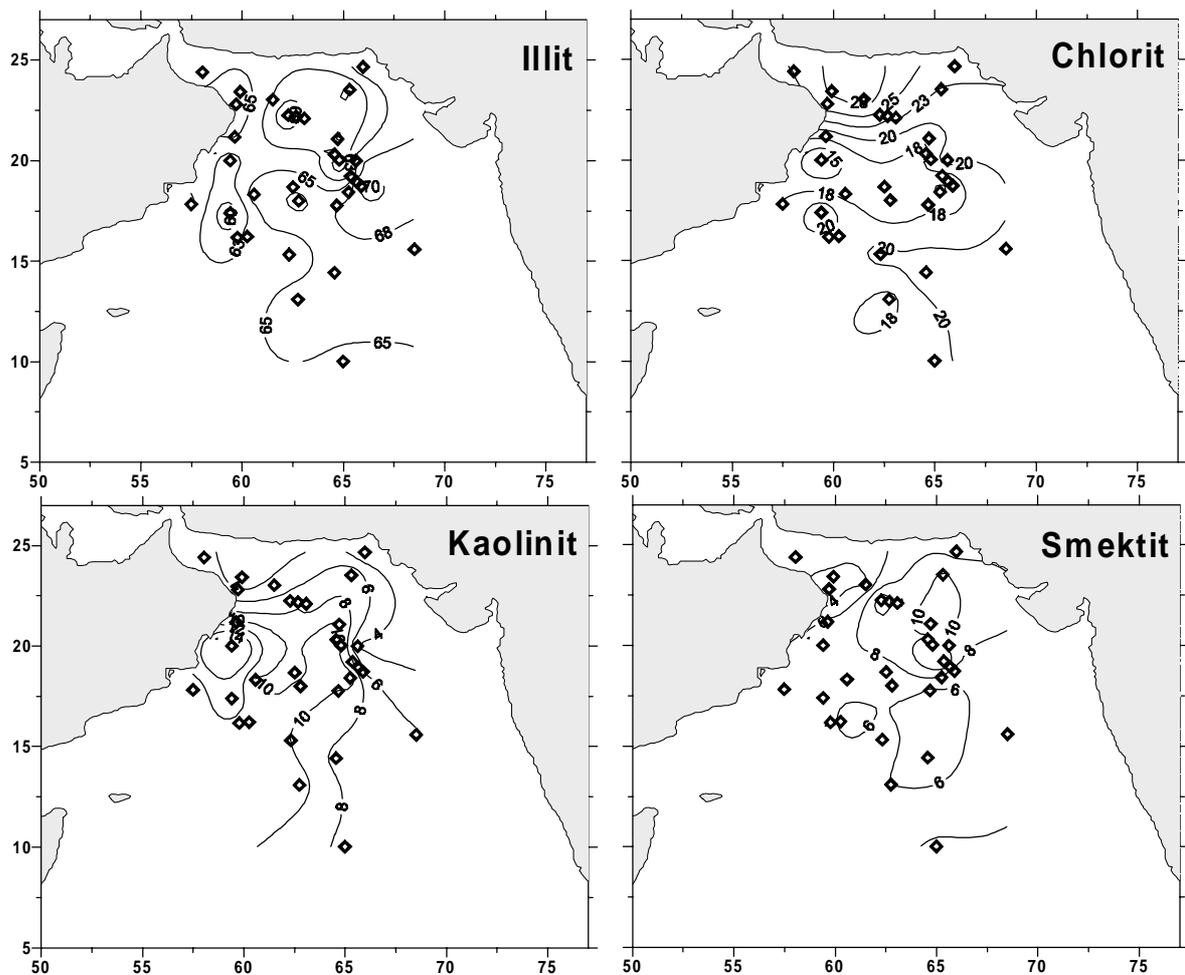


Abb. 48: Prozentuale Anteile von Illit, Chlorit, Kaolinit und Smektit an den Tonmineralen der Oberflächensedimente des Arabischen Meeres. Rauten symbolisieren die Kernpositionen (siehe Tab. 2).

Dieser Verteilung zufolge ist der Eintrag von Chlorit nicht auf den äolischen Eintrag während des SW-Monsuns, sondern eher auf einen fluviatilen Eintrag aus dem Norden oder einem Zustrom aus dem Persischen Golf zurückzuführen. Dieses Ergebnis wird durch die Daten früherer Untersuchungen unterstützt. GOLDBERG & GRIFFIN (1970) geben für die Sedimente des Arabischen Meeres Chloritanteile zwischen etwa 20 und 30 % an und finden ein Maximum ebenfalls im Bereich des Golfs von Oman. Nach SIROCKO (1989) liegen die Chloritgehalte im Golf von Oman und im nördlichen Arabischen Meer bei über 20 % und nehmen in südlicher Richtung stark ab. Von KOLLA et al. (1981a) wird das Zusammenfallen hoher Illit- und Chloritgehalte im Golf von Oman allerdings eher auf einen äolischen Transport aus dem iranischen Hinterland zurückgeführt. Gegen diese These sprechen jedoch die ganzjährig niedrigen Aerosoldepositionsraten (Abb. 28) und die geringe quantitative Bedeutung des äolischen im Vergleich zum fluviatilen Eintrag im nordwestlichen Arabischen Meer (Abb. 30).

Das Maximum der Kaolinitanteile ist, ähnlich wie das Feldspat- und Dolomitmaximum, vor der Arabischen Küste angesiedelt (Abb. 48). Somit ist der Kaolinit das einzige Tonmineral, dessen Verteilung mit der der übrigen äolisch eingetragenen Minerale übereinstimmt und daher klar auf eine Quelle auf der Arabischen Halbinsel hinweist. Das Muster der Kaolinitverteilung im Arabischen Meer entspricht annähernd dem des Feldspats, welcher das wichtigste Ausgangsmineral für den Kaolinit darstellt. Die enge Vergesellschaftung dieser beiden Minerale in den untersuchten Oberflächensedimenten legt eine gemeinsame Quelle innerhalb der Arabischen Halbinsel nahe. Dieses Ergebnis steht im Widerspruch zu dem von KOLLA et al. (1981a), die ein Maximum an Kaolinit von 10-20 % vor der südindischen Küste fanden und mit den tropischen Böden in Südindien in Zusammenhang brachten, da Kaolinit bevorzugt unter tropisch-feuchten Bedingungen, meist bei der Verwitterung von Feldspäten entsteht (KOLLA et al., 1981a; RAO, 1991). Daher werden Kaolinitgehalte in ozeanischen Sedimenten auch häufig mit fluviatilen Einträgen lithogenen Materials in Zusammenhang gebracht (BISCAYE, 1965). Hohe Kaolinitgehalte in marinen Sedimenten auch vor ariden Landmassen sind jedoch nicht ungewöhnlich. So fanden beispielsweise DELANY et al. (1967) in Stäuben über Barbados, als deren Quelle die Sahara eindeutig identifiziert werden konnte, Kaolinitgehalte von durchschnittlich 32 %. Auch die teilweise lateritischen Sedimente Westaustraliens stellen eine Quelle für Kaolinit dar. Da aus diesen Trockengebieten kein nennenswerter fluviatiler Abfluss stattfindet, kann nur ein äolischer Transport die hohen Gehalte dieses Minerals im südlichen Indischen Ozean erklären (GRIFFIN et al., 1968).

Mit den geringsten Anteilen (4–10 %) aller Tonminerale ist der Smektit an den Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres beteiligt. Zudem ist die regionale Verteilung dieses Minerals sehr fleckenhaft (Abb. 48), so dass eine Zuordnung zu einer bestimmten Quelle nicht möglich ist. Die relativ hohen Smektitgehalte im nordwestlichen Arabischen Meer, östlich des Murray- Rückens, stehen möglicherweise mit Einträgen von Suspension aus dem Indus in Zusammenhang, deren Smektitgehalt bei etwa 8 % liegt (EMAIS, 1985). Ebenso wie Kaolinit ist auch Smektit kein gesteinsbildendes Mineral, sondern entsteht lediglich als Produkt der chemischen Verwitterung. Das Ausgangsmineral ist bevorzugt Glimmer aus basischen Vulkaniten, wobei die Smektitbildung sowohl terrestrisch als auch submarin erfolgen kann (HEIM, 1990). Die wichtigste Quelle für die Smektite im nördlichen Indischen Ozean sind die südindischen Deccan- Basalte. Dem entsprechend sind hohe Smektitgehalte in den Sedimenten des Indischen Ozean auf einen schmalen Saum um die indische Halbinsel konzentriert und nehmen mit der Entfernung zum Schelf rasch auf Werte zwischen 10 und 20 % ab (GOLDBERG & GRIFFIN, 1970; KOLLA et al. 1976; KOLLA et al., 1981a; NAIDU et al., 1985; PRITHVIRAJ & PRAKASH, 1990). Da der dieser Arbeit zugrunde liegende Datensatz keine Sedimente vom indischen Schelf beinhaltet, konnten die smektitreichen Sedimente nicht erfasst werden.

6.4.3 Korngrößenverteilungen

Anhand der regionalen Variabilität der Korngrößen in den Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres lässt sich die Ausbreitung des äolisch eingetragenen Staubes gut erkennen (Abb. 49). Die mittleren Korngrößen zeigen eine Abnahme von etwa 50 μm im Bereich der Arabischen Halbinsel auf etwa 10 μm vor der indisch-pakistanischen Küste. Mediane von etwa 15 μm , wie sie in den Sinkstoffen bei WAST während des SW-Monsuns regelmäßig vorgefunden wurden, zeigen sich in den Oberflächensedimenten in einem zungenförmigen Bereich, der sich von der Arabischen Küste in nordöstlicher Richtung bis etwa 65° E erstreckt. Im zentralen und südlichen Arabischen Meer sind die Korngrößen der Oberflächensedimente dagegen sehr fein. Diese Verteilung spiegelt sich auch bei der Betrachtung der verschiedenen Korngrößenfraktionen wider (Abb. 50).

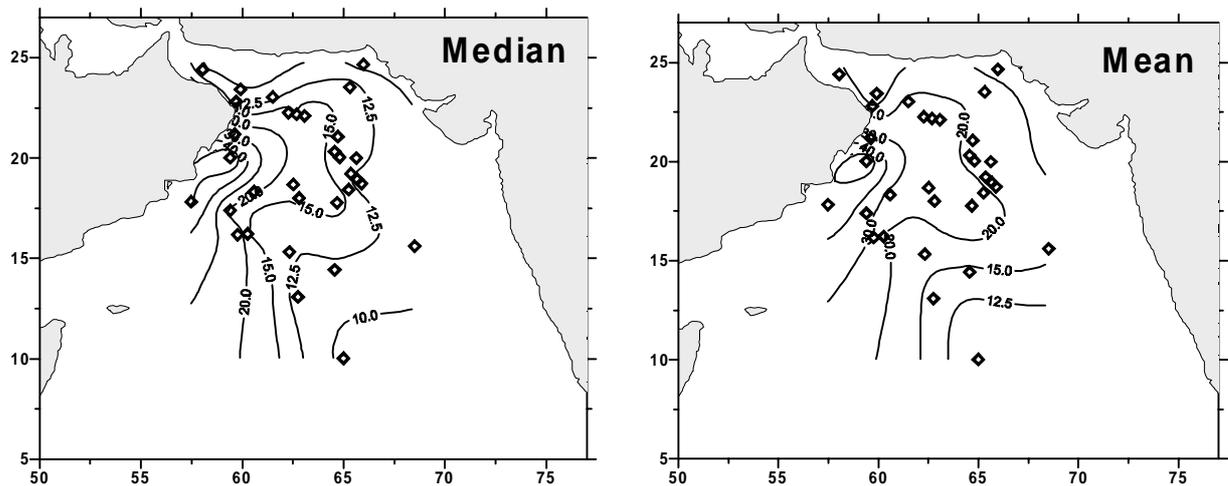


Abb. 49: Mittlere Korngrößen (Median und Mean) der Oberflächensedimente des Arabischen Meeres in μm . Rauten symbolisieren die Kernpositionen (siehe Tab. 2).

Die Fraktionen Ton, Feinsilt und Mittelsilt haben ihre geringsten Anteile am Sediment vor der Arabischen Küste und im westlichen Arabischen Meer und nehmen in westlicher und nordwestlicher Richtung zu. Der Grobsilt zeigt eine den feineren Fraktionen entgegengesetzte Verteilung. Er erreicht an der Arabischen Küste Anteile von etwa 40 %, im nordöstlichen Arabischen Meer etwa 30 % und im südlichen Arabischen Meer unter 20 %. Das Vorkommen von Feinsand bleibt auf einige Proben direkt an der Arabischen Küste beschränkt.

Da im Rahmen dieser Arbeit keine Sedimente aus dem Bereich der indischen Küste sowie der Meeresregion vor dem Horn von Afrika bearbeitet werden konnten, ist der Verlauf der Isolinien in diesen Bereichen mit großen Unsicherheiten behaftet. Um eine räumliche Abdeckung des gesamten Arbeitsgebietes zu erreichen, wurden zusätzliche Daten von SIROCKO (1989) herangezogen. Die Beprobungspositionen der von SIROCKO (1989) bearbeiteten Kerne stimmen an mit 6 Positionen der in dieser Arbeit untersuchten Sedimente überein. Ein Vergleich der Korngrößendaten dieser Kernpaare zeigt, dass die Lasermethode den Anteil der Tonfraktion gegenüber dem von SIROCKO (1989) verwendeten Sedigraphen stark unter-, den Grobsiltanteil jedoch deutlich überschätzt (siehe Kap. 4.3.2.2). Trotz der stark unterschiedlichen Werte sind die Ton- und die Grobsiltgehalte der beiden Untersuchungen signifikant miteinander korreliert (Abb. 51). Mit Hilfe der Regressionsgleichungen konnten daher die Ton- und Grobsiltgehalte nach SIROCKO (1989) zu einem Vergleich mit dem Datensatz der hier vorgelegten Arbeit umgerechnet werden. Die Einbeziehung dieser „korrigierten“ Daten in die Darstellung der räumlichen Ton- und Grobsiltverteilungen in den Oberflächensedimenten des Arabischen zeigt, dass die oben beschriebenen Ergebnisse auch im größeren geographischen Rahmen gültig sind (Abb. 52). Die höchsten Tonanteile treten im nördlichen und südöstlichen Arabischen Meer auf, die höchsten Grobsiltanteile jedoch vor der Arabischen Halbinsel.

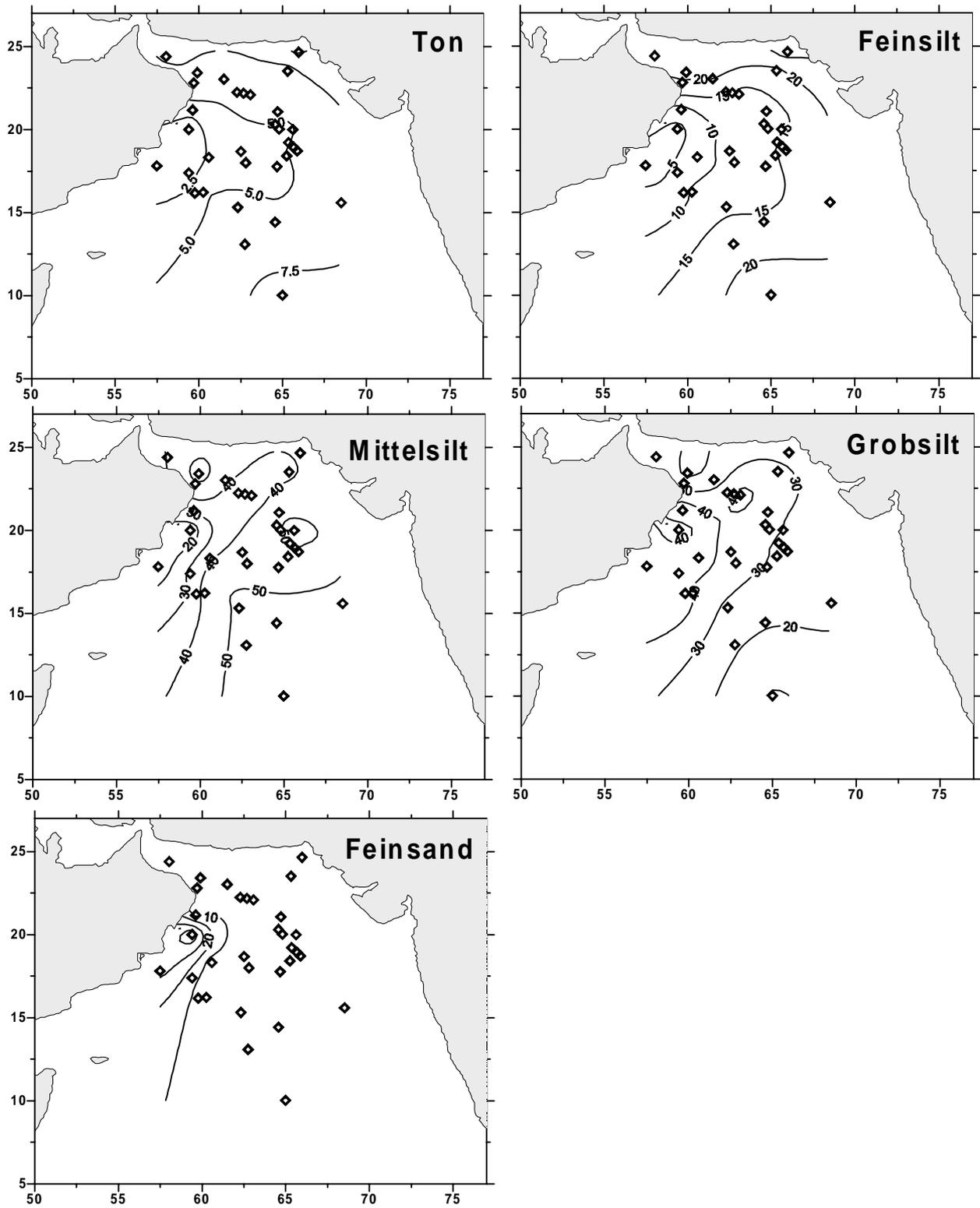


Abb. 50: Prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen an den Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres. Rauten symbolisieren die Kernpositionen (siehe Tab. 2).

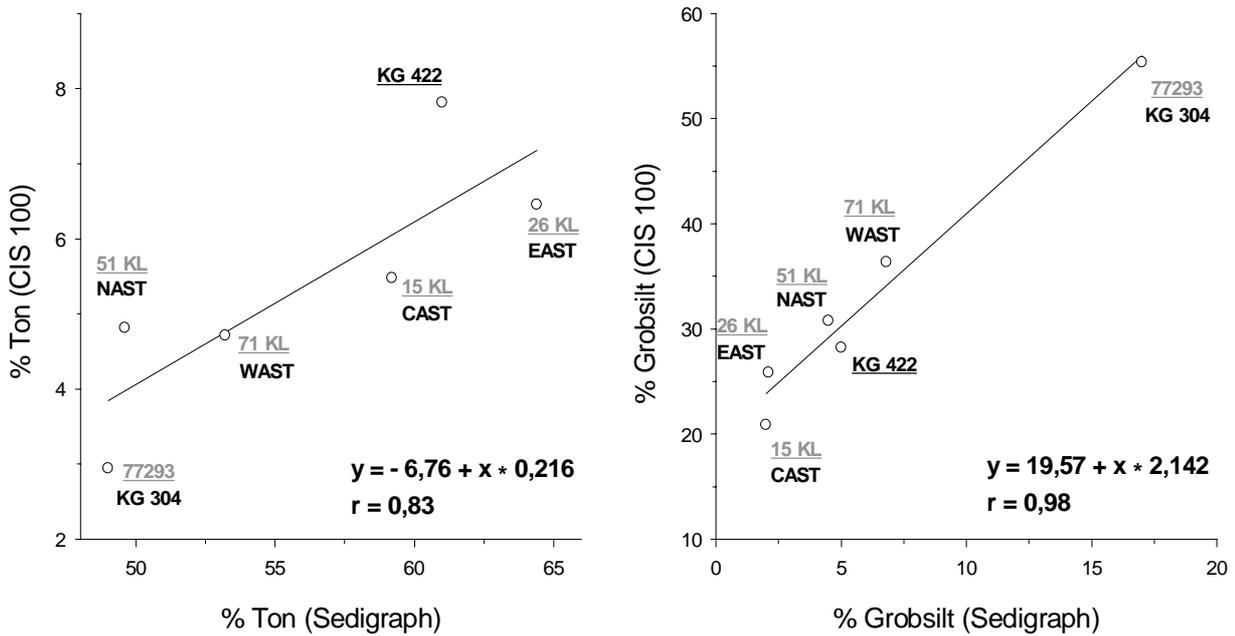


Abb. 51: Korrelationen zwischen der Lasermethode und der Sedigraph-Methode für die Ton- und Grobsiltgehalte von 6 Oberflächensedimenten aus dem Arabischen Meer. Graue Schrift kennzeichnet die Kerne von SIROCKO (1989), schwarze Schrift die entsprechenden Proben dieser Arbeit.

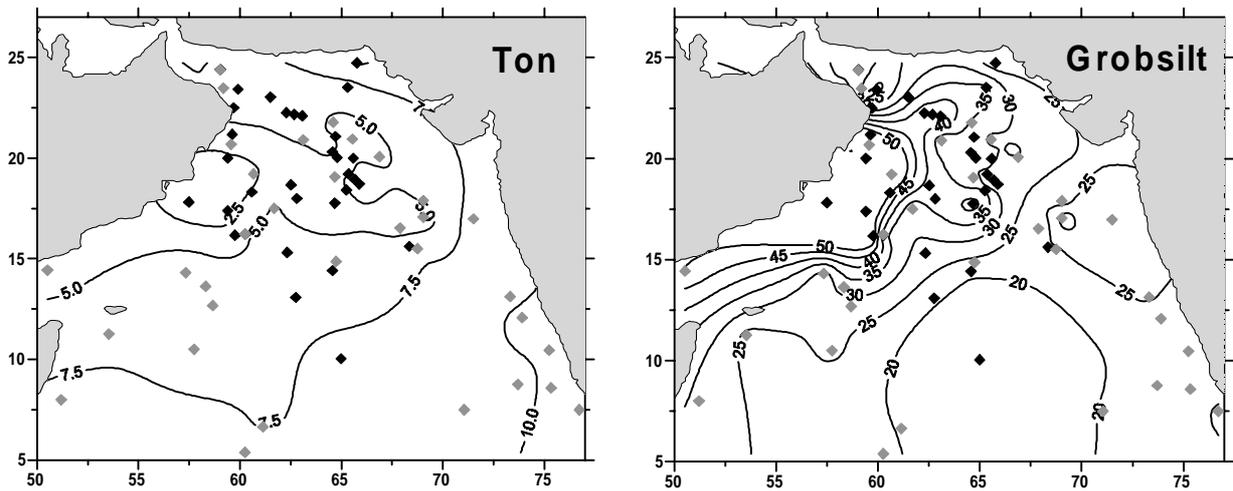


Abb. 52: Prozentuale Anteile der Ton- und Grobsiltfraktion an den Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres unter Einbeziehung der Daten eigener Proben (schwarze Rauten) und der nach den Regressionsgleichungen in Abb. 51 umgerechneten Daten von SIROCKO (1989) (graue Rauten).

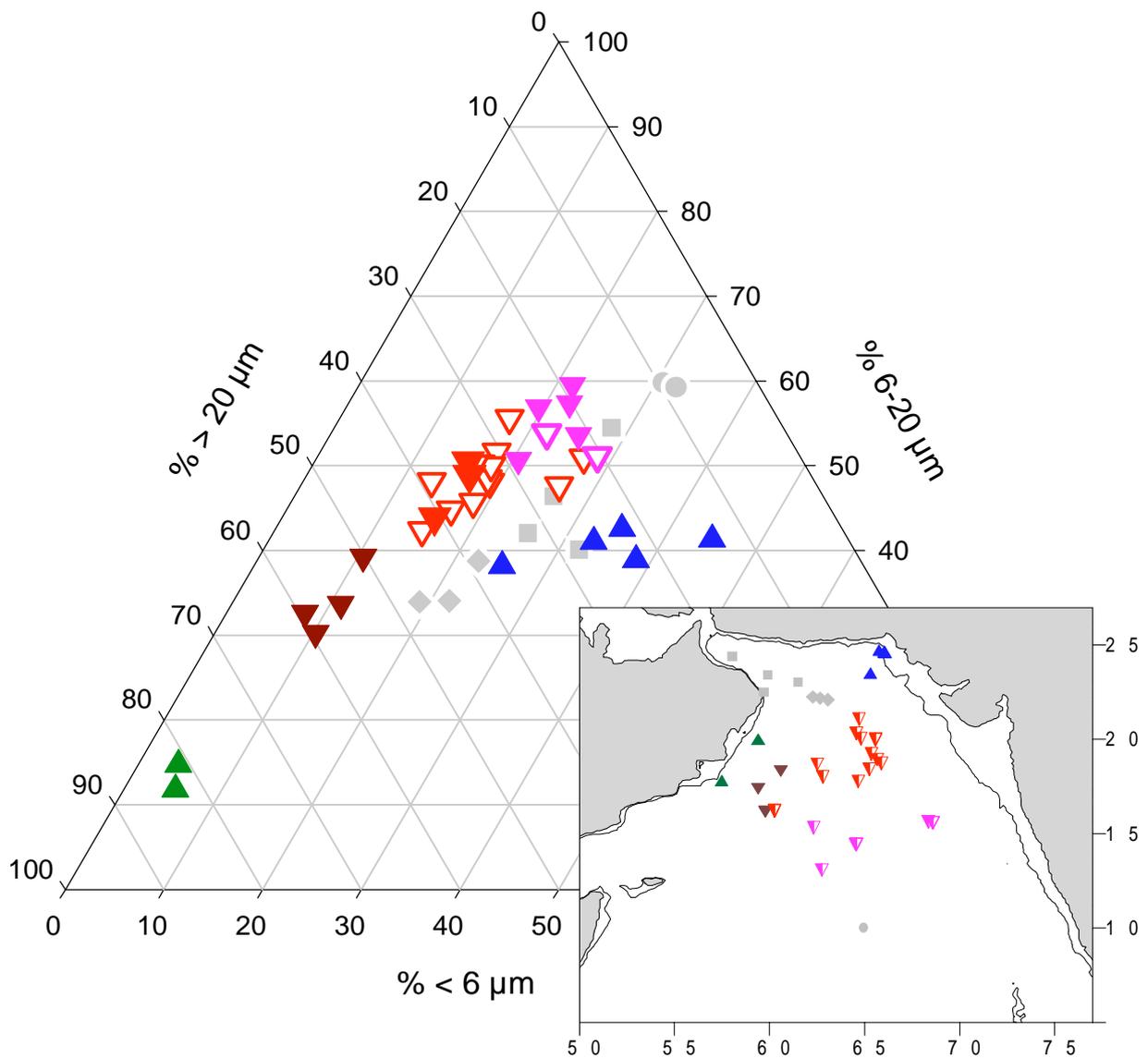
Die extreme Grobkörnigkeit der Sedimente an der Arabischen Küste ist möglicherweise eine Folge des Eintrages hemipelagischen bzw. resuspendierten Materials, dessen Akkumulationsraten in Küstennähe häufig über denen äolischen Materials liegen und das äolische Signal daher überlagern (REA, 1994; REA & HOVAN, 1995). Ein äolischer Eintrag aus weit entfernten Quellen kann für Sedimente mit einem hohen Grobsilt- und Feinsandanteil ausgeschlossen werden (TEGEN & FUNG, 1995). Auch nach dem Modell von TSOAR & PYE (1987) können beispielsweise Partikel mit einem Durchmesser von 40 μm unter den für das Arbeitsgebiet durchschnittlichen meteorologischen Bedingungen nur etwa 100 km transportiert werden (Abb. 44). Es existieren nur wenige Beispiele, nach denen sehr grobe Partikel über extrem große Entfernungen transportiert und in distalen ozeanischen Gebieten sedimentiert werden können. So fanden BETZER et al. (1988) in Aerosolen und Sinkstoffen im zentralen Pazifik Quarzkörner bis etwa 200 μm Durchmesser, die eindeutig einem Staubausschub in China zugeordnet werden konnten. Die Entfernung zur Quelle des Materials betrug etwa 10.000 km. Eine zufriedenstellende Erklärung für diese Phänomene ist bislang nicht gefunden worden.

Für die Fraktion des Grobsilts und Feinsands in den Sedimenten an der Arabischen Küste kann daher ein äolischer Transport über geringe Entfernungen, möglicherweise auch mit mehreren Zwischenlagerungen angenommen werden. Nach der Ablagerung des Materials auf dem Schelf kann dieses durch Strömungen und gravitative Prozesse umgelagert und entlang des Kontinentalhanges in die Tiefsee transportiert werden. Solches Material weist typischerweise hohe Anteile groben Materials auf (REA & HOVAN, 1995). Die Vermutung, dass es sich bei dem Transport der Grobfraktion um lokale Prozesse handelt, wird dadurch gestützt, dass der Feinsand lediglich in den Sedimenten an der omanischen Küste und des Owen-Beckens vorkommt, nicht aber in den Sedimenten östlich des Owen-Rückens.

Der Einfluss des äolischen Eintrages aus größeren Distanzen wird durch die sich von der omanischen Küste nach Nordosten erstreckende Zunge mit mittleren Korngrößen zwischen 15 und 20 μm (Abb. 49) sowie Grobsiltanteilen zwischen 30 und 40% (Abb. 50 und 52) repräsentiert. Von einem äolischen Transport dieses Materials kann ausgegangen werden, da die Ausdehnung der Zunge etwa den Staubverteilungen über dem Arabischen Meer während des SW-Monsuns entspricht (Abb. 28). Im Vergleich zu nachweislich äolischen Oberflächensedimenten aus dem zentralen Pazifik (JANACEK, 1985; REA & HOVAN, 1995) ist das Material aus dem Arabischen Meer wesentlich grobkörniger, was auf die geringere Distanz zu den Staubquellen zurückgeführt werden kann.

Für die Sinkstoffe der Station WAST konnte ein Zusammenhang zwischen den sommerlichen Windgeschwindigkeiten und dem Eintrag von Grobsilt gezeigt werden (Abb. 43). Die regionale Verteilung der Korngrößen in den Sedimenten zeigt, dass sich die Station WAST am südlichen Rand der Region des starken äolischen Eintrages befindet. Nördlich der Station reicht der Eintrag von $15\ \mu\text{m}$ – Partikeln bis etwa 65°E . In südöstlicher Richtung gehen die mittleren Korngrößen und die Anteile des Grobsilts jedoch rasch zurück. Dieser Trend wurde bereits bei einem Vergleich zwischen den Korngrößen der Sinkstoffe des westlichen und zentralen Arabischen Meeres beobachtet. Die Ausbreitung der Staubwolke über dem Arbeitsgebiet ist neben den Windrichtungen auch stark von den Niederschlagsverteilungen über dem Ozean abhängig (Kapitel 6.3.2). Die im Bereich des zentralen Arabischen Meer stark ansteigenden Niederschlagsraten (Abb. 36) stellen offensichtlich eine Barriere für die Ausbreitung des Staubes dar. Als Grenze zwischen der Zone der Trockendeposition und den Gebieten der Nassdeposition kann etwa die nördliche Position des Findlater-Jets angenommen werden, wo die trockenen, heißen und staubreichen Luftmassen des Nordens an die feuchten, relativ kühlen ozeanischen Luftmassen des Südens angrenzen (SIROCKO, 1989; CLEMENS, 1998). An dieser Grenze geht die Bedeutung des äolischen Eintrags daher zurück und die des fluviatil eingetragenen Materials nimmt zu. Dies führt zu der relativen Feinkörnigkeit der Sedimente im südlichen und östlichen Arabischen Meer sowie am pakistanischen Kontinentalhang. Der Verlauf der $10\ \mu\text{m}$ -Isolinie kann als Indikator für diesen Einfluss angesehen werden, da diese Korngröße etwa der jener Sinkstoffe bei EPT entspricht, die in infolge der winterlichen Resuspension fluviatilen Materials in das nördliche Arabische Meer gelangen.

Anhand der Darstellung der Fraktionen $<6\ \mu\text{m}$, $6\text{-}20\ \mu\text{m}$ und $>20\ \mu\text{m}$ in einem Ternärdiagramm (Abb. 53) sowie der Verteilungskurven der Korngrößen (Abb. 54) lassen sich verschiedene Sedimentgruppen unterschiedlicher Lithofazies voneinander abgrenzen. Die beiden von gravitativen Umlagerungsprozessen am Kontinentalhang beeinflussten Sedimente vom omanischen Kontinentalhang unterscheiden sich aufgrund ihres hohen Grobsilt- und Feinsandanteils stark von allen anderen Proben (Abb. 53). Sie weisen auch, wie von REA & HOVAN (1995) für hemipelagische Sedimente postuliert, eine sehr flache Korngrößenverteilung mit einem hohen Grobkornanteil auf (Abb. 54). Da das lithogene Material an der Arabischen Küste aus äolischer Lieferung stammt, können diese Sedimente als äolisch-hemipelagisch bezeichnet werden. Die ebenfalls durch Umlagerungsprozesse beeinflussten Proben von der pakistanischen Küste weisen infolge des starken fluviatilen Eintrages mit 30-40 % den höchsten Ton- und Feinsiltgehalt aller Sedimente auf (Abb. 53).



Distal-äolische Sedimente, Trockendeposition

- ▼ Westliches Arabisches Meer
- ▽ Nördliches Arabisches Meer

Distal-äolische Sedimente, Nassdeposition

- ▼ Zentrales Arabisches Meer
- ▽ Östliches Arabisches Meer

Proximal-äolische Sedimente

- ▼ Owen - Rücken

Äolisch-hemipelagische Sedimente

- ▲ Omanischer Kontinentalhang

Fluvial-hemipelagische Sedimente

- ▲ Pakistanischer Schelf

Unklare Zuordnung

- Persischer Golf
- ◆ Murray - Rücken
- Südliches Arabisches Meer

Abb. 53: Zuordnung der Oberflächensedimente des Arabischen Meeres zu verschiedenen Lithofaziesgruppen anhand der Anteile der Fraktionen $< 6 \mu\text{m}$, $6-20 \mu\text{m}$ und $> 20 \mu\text{m}$.

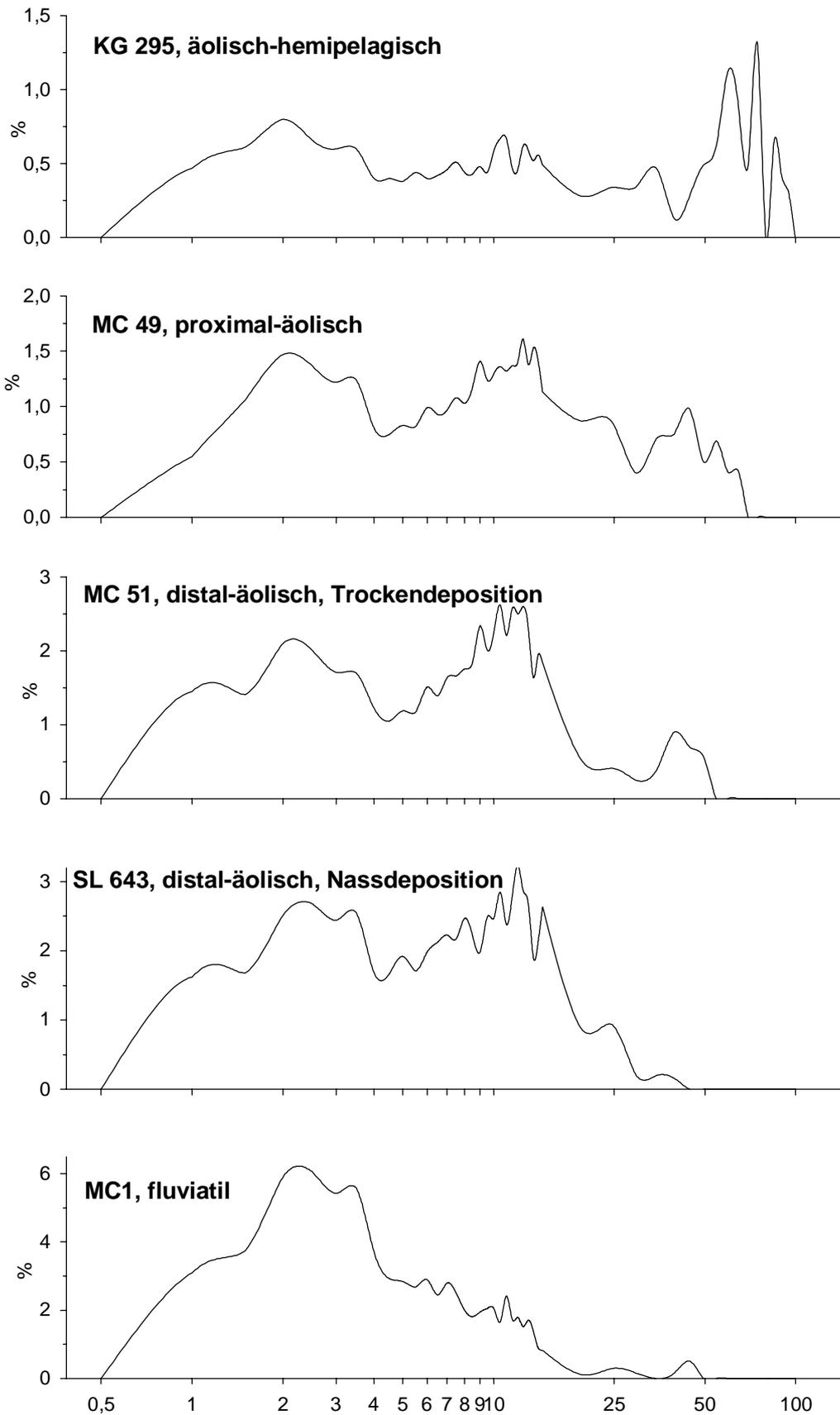


Abb. 54: Volumenbezogene Korngrößenverteilungskurven für typische Oberflächensedimente (Anhang: Tab. 2) der verschiedenen Lithofaziesgruppen (siehe Abb. 53).

Die Korngrößenverteilung dieser fluviatil-hemipelagischen Sedimente ist deutlich besser sortiert als die der übrigen Gruppen (Abb. 54). Für die große Gruppe der Sedimente aus dem westlichen und nördlichen Arabischen Meer, die unter dem direkten Einfluss des Staubeintrages während des SW-Monsuns stehen, sind Grobsiltgehalte zwischen 25 und 40 % sowie Ton- und Feinsiltgehalte von weniger als 20 % charakteristisch (Abb. 53). Diese Sedimente können als äolisch–distal bezeichnet werden und unterliegen der Trockendeposition (Abb. 54). Von dieser Probengruppe lassen sich die Proben aus dem zentralen und östlichen Arabischen Meer abgrenzen. Infolge des Einflusses der Nassdeposition weisen sie geringere Grobsiltgehalte und höhere Anteile von Partikeln $> 6 \mu\text{m}$ auf (Abb. 53 und 54). Die Proben vom Owen- Rücken stellen hinsichtlich ihres Anteils an grobem Material einen Übergang zwischen äolisch–hemipelagischer und distaler äolischer Sedimentation dar (Abb. 53). Diese äolisch-proximalen Sedimente besitzen einen geringeren Feinsand- und höheren Mittelsiltanteil als die Proben von der omanischen Küste (Abb. 54).

6.5 Implikationen für paläoklimatische Anwendungen

6.5.1 Vergleich zwischen Sinkstoffen und Oberflächensedimenten

Will man die Variabilität der mineralogischen Zusammensetzung und der Korngrößen in Sedimenten für paläoklimatische Fragestellungen nutzen, ist es notwendig, zu ermitteln, in welcher Weise sich die lithologischen Merkmale der Sinkstoffe auf die Oberflächensedimente übertragen. Bei Sedimentationsraten im Arabischen Meer zwischen $15 \text{ cm } 10^3 \text{ a}^{-1}$ an der arabischen und südindischen Küste und $5 \text{ cm } 10^3 \text{ a}^{-1}$ im offenen Arabischen Meer (SIROCKO, 1989) repräsentieren die in dieser Arbeit untersuchten Oberflächensedimente Alter zwischen 70 und 200 Jahren. Infolgedessen ist zu erwarten, dass die kurzfristigen Variabilitäten der lithologischen Eigenschaften der Sinkstoffe geglättet in das Sediment übergehen. Bei der vergleichenden Betrachtung der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente und der Sinkstoffe (Abb. 55) scheint sich dies auch zu bestätigen. Anhand der mineralischen Hauptkomponenten (Abb. 55a) lässt sich lediglich eine deutliche Trennung zwischen fluviatiler und äolischer mineralogischer Zusammensetzung ausmachen. Die Zusammensetzung der Sedimente bei EPT entspricht etwa den Sinkstoffen, jedoch lässt sich das Sediment keiner der Monsunphasen klar zuordnen. Ähnliches gilt auch für das westliche Arabische Meer, wobei hier 3 der 4 untersuchten SW–Monsunphasen relativ gut mit der mineralogischen Zusammensetzung der Sedimente übereinstimmen. Die Sinkstoffe des NE-

Monsuns weisen hingegen etwas geringere Feldspat- und höhere Tonmineralgehalte auf als die Sedimente. Dies indiziert ein leichtes Übergewicht des SW- Monsuns gegenüber dem NE- und Intermonsun bei der Übertragung der lithologischen Signale von den Sinkstoffen in das Oberflächensediment. Im zentralen Arabischen Meer unterscheiden sich die Sedimente von den Sinkstoffen des SW-Monsuns deutlich durch höhere Tonmineral- und geringere Quarz- und Feldspatgehalte. Diese Verschiebung der mineralogischen Zusammensetzung zwischen Sinkstoffen und Sediment ist ein Hinweis darauf, dass das Sedimentationsgeschehen im zentralen Arabischen Meer weniger stark vom SW-Monsun geprägt ist als im westlichen Arabischen Meer. Offenbar kommt es über Meeresströmungen oder bodennahen Transport im zentralen Arabischen Meer zu einem zusätzlichen Eintrag lithogenen Materials mit einer eher fluviatilen geprägten mineralogischen Zusammensetzung. Diese These wird durch den Vergleich der Flussraten der lithogenen Sinkstoffe mit den Staubflüssen im zentralen Arabischen Meer bestätigt (Abb. 29; Tab. 8).

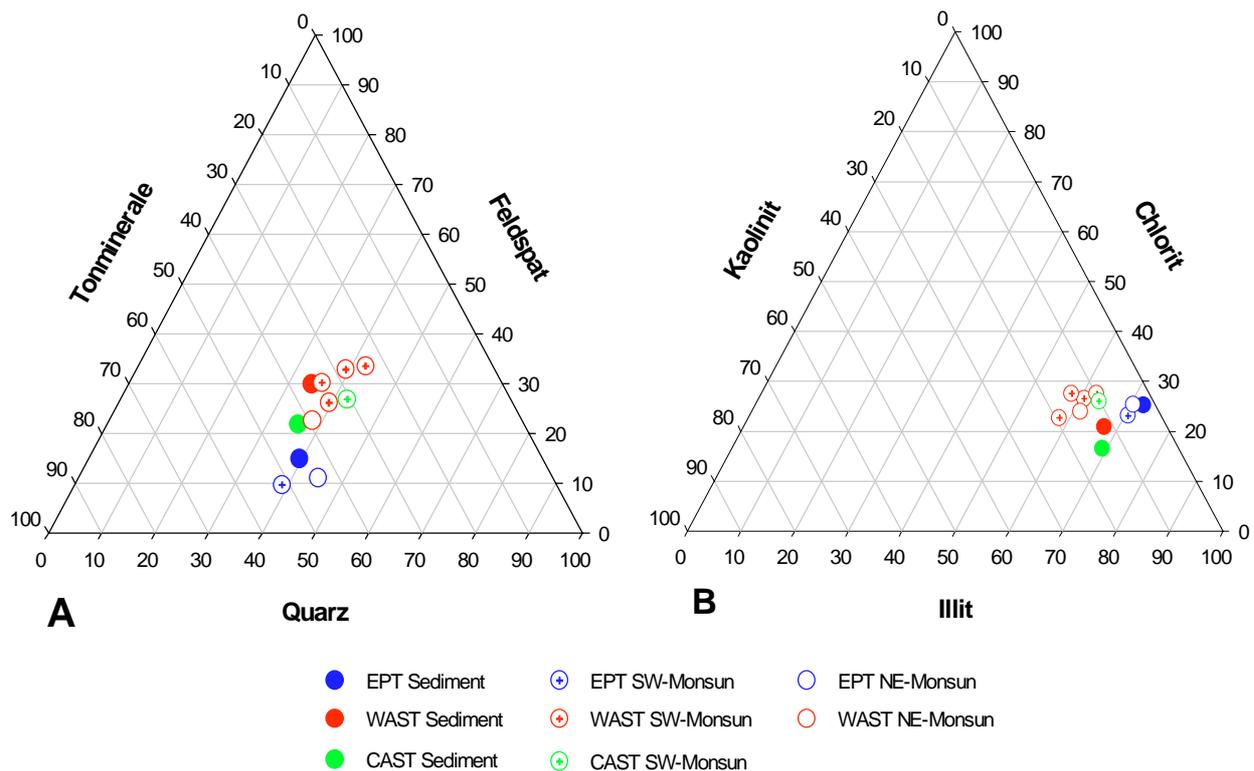


Abb. 55: Vergleich der Anteile der mineralogischen Hauptkomponenten (A) sowie der Tonmineralzusammensetzung (B) zwischen Sinkstoffen und Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres.

Die Zusammensetzung der Tonminerale (Abb. 55b) ist an allen Stationen sehr ähnlich. Die Sinkstoffe und Sedimente vom pakistanischen Kontinentalhang besitzen eine fast identische mineralogische Zusammensetzung. Aufgrund der etwas niedrigeren Kaolinitanteile heben sie sich etwas von den äolisch geprägten Sedimenten im westlichen und zentralen Arabischen Meer ab. Innerhalb der äolischen Gruppe kommt es, insbesondere im zentralen Arabischen Meer, zwischen Sinkstoffen und Sediment zu einer leichten Zunahme der Illitanteile, was als weiteres Indiz für eine laterale Advektion gewertet werden kann.

Bei der Betrachtung der Korngrößen zeigen sich sowohl bei den Sinkstoffen als auch bei den Sedimenten wesentlich stärkere Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen (Abb. 56a). Die äolisch bestimmten Sinkstoffe im westlichen und im zentralen Arabischen Meer heben sich deutlich von den fluviatil geprägten Sinkstoffen am pakistanischen Kontinentalhang ab. An der Station WAST können die SW-Monsunsinkstoffe aufgrund ihrer höheren Grobsiltgehalte von den Sinkstoffen des NE- und Intermonsuns abgegrenzt werden. Ein Vergleich mit den Sedimenten aus dem westlichen Arabischen Meer (Abb. 56b) zeigt eine große Ähnlichkeit zwischen der Zusammensetzung der Sedimente und der größten Sinkstoffe des SW-Monsuns.

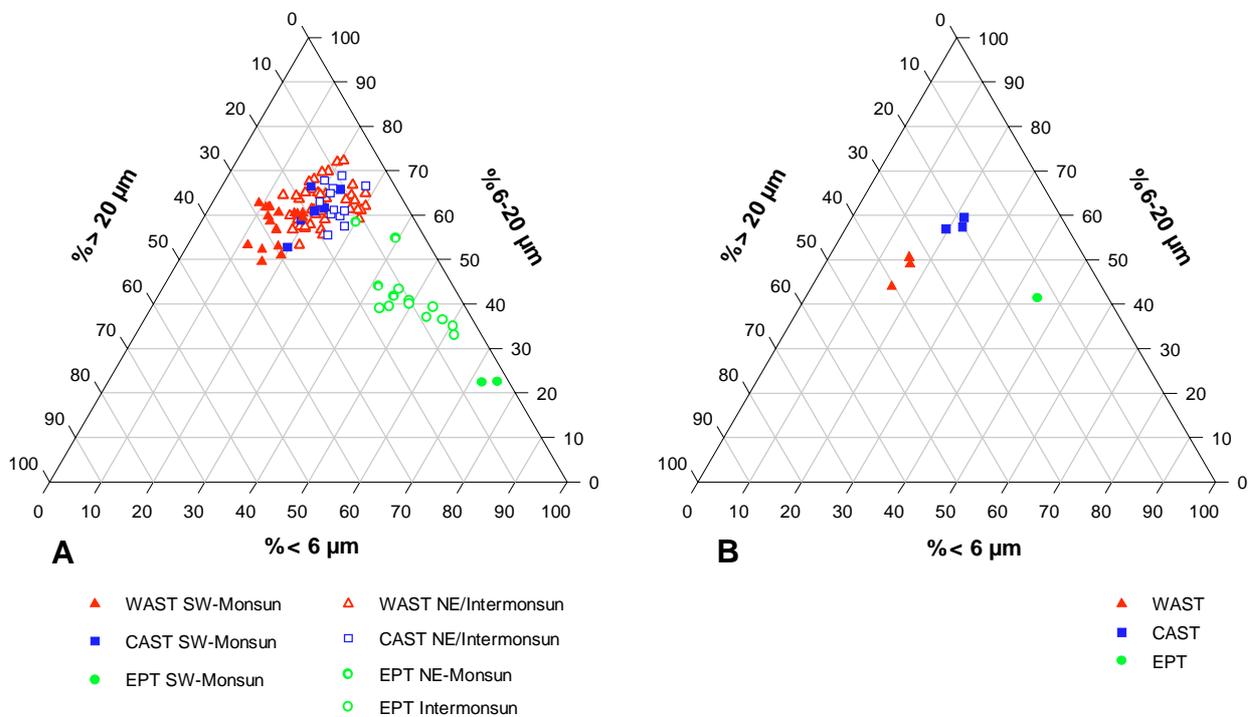


Abb. 56: Prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen <6 μm, 60-20 μm sowie >20 μm an den Sinkstoffen (A) und Oberflächensedimenten (B) des Arabischen Meeres.

Ein ähnliches Bild stellt sich auch für das zentrale Arabische Meer dar, wo die Sinkstoffe insgesamt einen etwas geringeren Grobsiltanteil aufweisen als im westlichen Arabischen Meer und sich die Anteile der Fraktionen saisonal etwas weniger voneinander unterscheiden. Die Zusammensetzung der Sedimente aus den zentralen Arabischen fällt dennoch eher in den Bereich der gröberen Sinkstoffe des SW-Monsuns. Die Sinkstoffe vom pakistanischen Kontinentalhang weisen die größte saisonale Variabilität in der Zusammensetzung des lithogenen Materials aller Stationen auf, deren Gemeinsamkeit allerdings in den sehr geringen Grobsiltanteilen liegt (Abb. 56a). Ein Kennzeichen der resuspendierten Sinkstoffe des NE-Monsuns sind jedoch die im Vergleich zu den fluviatilen Proben des Sommer wesentlich höheren Mittelsiltgehalte. Alle übrigen Proben sind hinsichtlich ihrer Zusammensetzung zwischen diesen beiden Gruppen einzuordnen. Im Sediment am pakistanischen Kontinentalhang prägt sich das Korngrößensignal des NE-Monsuns ab (Abb. 56b). Die extrem feinkörnigen fluviatil geprägten Sinkstoffe während des SW-Monsuns finden sich im Korngrößensignal der Sedimente nicht wieder. An allen untersuchten Stationen werden die Korngrößen der Sedimente also wesentlich von den Korngrößenmaxima der Sinkstoffe beeinflusst. Dies spiegelt sich auch in den mittleren Korngrößen der Oberflächensedimente wider. An allen Stationen weisen die Sedimente etwas gröbere Mediane auf als der jährliche Durchschnittswert der Sinkstoffe (Tab. 12). Es wird also kein durchschnittliches Korngrößensignal in die Sedimente übertragen (CHESTER, 1986), sondern das Signal der Phase höchster Lithogenflussraten, welche an allen Stationen auch die Phase größter Korngrößen ist. Dies bedeutet, dass die Korngrößen in Sedimenten am pakistanischen Kontinentalhang ein durch die Resuspension fluviatilen Materials geprägtes NE-Monsunsignal tragen, während die Korngrößen in Sedimenten des westlichen und (eingeschränkt) des zentralen Arabischen Meeres ein von der Windstärke abhängiges SW-Monsunsignal widerspiegeln.

Station	Sedimente	Sinkstoffe $\bar{\phi}$			
		$\bar{\phi}$	SW-Monsun	NE-Monsun	Intermonsun
WAST	14,9 μm	12,2 μm	14,2 μm	12,4 μm	11,4 μm
CAST	11,9 μm	11,3 μm	11,9 μm	10,7 μm	11,3 μm
EPT	7,0 μm	6,0 μm	3,9 μm	7,5 μm	5,8 μm

Tab. 12: Vergleich der Mediane von Oberflächensedimenten und Sinkstoffen an den Stationen WAST, CAST und EPT.

6.5.2 Hinweise auf glazial/holozäne Klimaveränderungen

Im Rahmen einer Diplomarbeit wurde von BREUL (1999) der Sedimentkern KL 616 aus dem westlichen Arabischen Meer (16° N, 60° E) granulometrisch untersucht. Der Kern ist bei einer Länge von 220 cm durch 3 turbiditische Einschaltungen gestört. In den pelagischen Sequenzen variiert der Median etwa zwischen 11 und 16 µm, während die Turbidite durch Mediane von bis zu 72 µm gekennzeichnet sind. Die Sedimentationsraten der pelagischen Sequenzen betragen etwa $5 \text{ cm } 10^3 \text{ a}^{-1}$ (BREUL, 1999).

Die Korngrößen am Top des Kerns KL 616 stimmen gut mit denen der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Oberflächensedimente im westlichen Arabischen Meer überein. Ein Vergleich zwischen den Sinkstoffdaten und den Kerndaten zeigt, dass die Korngrößen während des gesamten Subatlantikums etwa denen der Sinkstoffe während des heutigen SW-Monsuns entsprechen (Abb. 57). Aufgrund der geringen Variabilität der Korngrößen in den letzten 2000 Jahren kann für diesen Zeitraum auf ein Windregime im Arbeitsgebiet geschlossen werden, das dem heutigen etwa entspricht. Die pelagische Sequenz zwischen 70 und 170 cm hat ein Alter zwischen 4000 und 24000 Jahren (BREUL, 1999) und repräsentiert daher etwa die Zeitspanne vom letzten glazialen Maximum bis zum frühen Atlantikum (Abb. 57). Der Übergang von glazialen zu holozänen Bedingungen geht mit einer tendenziellen Abnahme der Mediane in KL 616 von etwa 20 µm auf 12 µm einher (Abb. 57). Dieser Trend ist vor dem Hintergrund des rezenten Zusammenhanges zwischen Windgeschwindigkeiten und Korngrößen zunächst überraschend, da die Intensität des SW-Monsuns während des letzten Glazials gegenüber dem Holozän reduziert war (DUPLESSY, 1982; OVERPECK et al., 1996). Dies wird in erster Linie auf die abgeschwächte solare Insolation infolge einer veränderten Stellung der Erde zur Sonne (Milankovich-Zyklen) und die daraus resultierende Abschwächung des sommerlichen Hitzetiefs über dem asiatischen Kontinent zurückgeführt (PRELL, 1984; KUTZBACH & GUETTER, 1986; CLEMENS & PRELL, 1990; CLEMENS et al., 1991). Infolge der Abschwächung des Druckgradienten zwischen Festland und Kontinent kam es jedoch auch zu einer Verschiebung der Windzonen (SIROCKO & SARNTHEIN, 1989; SIROCKO et al., 1991). Während des Glazials war der Findlater-Jet, und damit die Zone der höchsten Niederschläge, wesentlich weiter südlich positioniert und nach Osten abgelenkt. Dies hatte zur Folge, dass die sommerlichen nordwestlichen Winde weiter nach Süden vordringen und ihre Staubfracht in distalere Bereiche des Arabischen Meeres deponieren konnten (SIROCKO & SARNTHEIN, 1989; SIROCKO et al., 1991). Daher waren die Lithogenakkumulationsraten im Arabischen Meer während des letzten glazialen Maximums etwa zwei- bis fünffach höher als heute (CLEMENS & PRELL, 1990; SIROCKO et al., 1993).

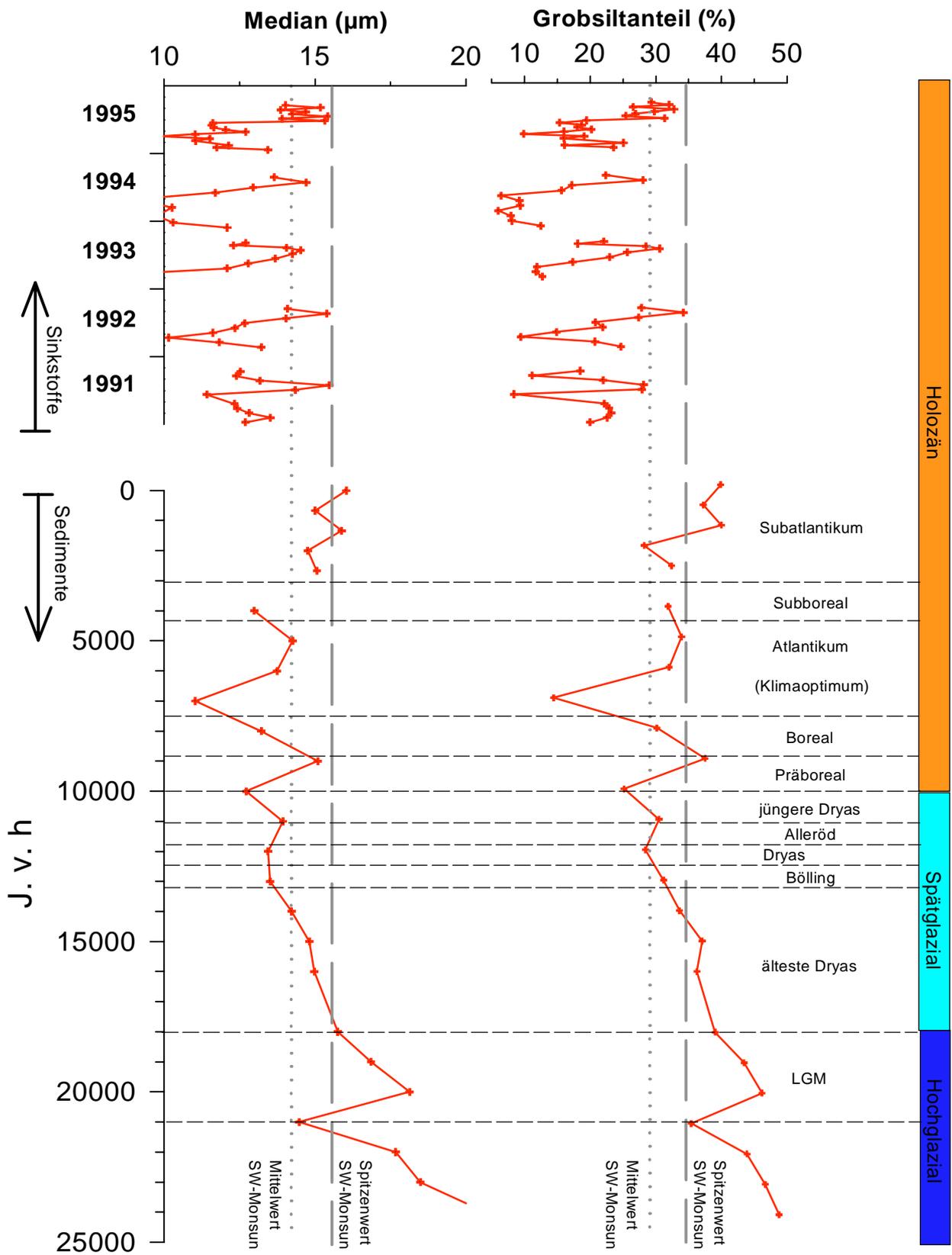


Abb. 57: Korngrößen (Median und Grobsiltanteil) der Sinkstoffe der Station WAST und der pelagischen Sequenzen des Kerns KL 616 im westlichen Arabischen Meer (16° N, 60° E) (nach BREUL, 1999). Gliederung des Glazials nach SCHREINER (1992).

Über die Verschiebung des Windsystems hinaus war auch die Intensität der nordwestlichen Strömungen während des SW-Monsuns, die für den Transport von äolischen Material von wesentlicher Bedeutung ist, im letzten Glazial deutlich erhöht (SIROCKO et al., 2000), was die großen Mediane im Kern KL 616 in diesem Zeitraum erklärt (Abb. 57).

Mit der Abschwächung der glazialen Bedingungen kam es zu einer allmählichen Nordwärtsverschiebung der Windzonen, und einer Intensivierung des SW-Monsuns. Parallel dazu ging die Intensität und die Reichweite der staubliefernden nordwestlichen Winde zurück, (SIROCKO & SARNTHEIN, 1989; SIROCKO et al., 1991), was sich in den abnehmenden Medianen von KL 616 während des Spätglazials zeigt (Abb. 57). Die Korngrößen in den Sedimenten des westlichen Arabischen Meeres hängen demnach nicht von den Geschwindigkeiten der oberflächennahen südwestlichen Winde, sondern vielmehr von denen der nordwestlichen Winde in der mittleren Troposphäre ab. Diese These stimmt gut mit den Berechnungen zu den Quellgebieten des lithogenen Materials (Kap. 6.3.2) überein.

Weitere, in marinen Sedimenten des Arabischen Meeres dokumentierte Hinweise auf den postglazialen Klimaumschwung sind abnehmende terrigene Einträge (SIROCKO et al., 1993), zunehmende Abundanzen der auftriebsanzeigenden Foraminifere *globigerina bulloides* (OVERPECK et al., 1996), sinkende Sauerstoffisotopenwerte (DUPLESSY, 1982; OVERPECK et al., 1996) sowie eine Verschiebung der Pollenvergesellschaftung (VAN CAMPO et al., 1982; OVERPECK et al., 1996). Ihren Höhe- und Wendepunkt fand diese Entwicklung vor etwa 5000 Jahren, als die Zone der höchsten Niederschläge sich unmittelbar vor der Arabischen Küste befand und die oberflächennahen südwestlichen Winde ihr Maximum erreichten (SIROCKO & SARNTHEIN, 1989; SIROCKO et al., 1991). Im Kern KL 616 ist dieser Zeitraum durch die geringsten Korngrößen gekennzeichnet (Abb. 57). Dies kann einerseits auf die abgeschwächten nordwestlichen Winde zurückzuführen sein, andererseits jedoch auch auf erhöhte Niederschlagsraten. Es fällt auf, dass die Mediane von KL 616 während des Klimaoptimums mit etwa 12 µm etwa denen der Sinkstoffe und der Oberflächensedimente des von sommerlichen Niederschlägen beeinflussten zentralen Arabischen Meeres entsprechen. Dies kann als Hinweis auf eine verstärkte Nassdeposition im westlichen Arabischen Meer im Zeitraum zwischen etwa 9000 und 5000 J.v.h. gewertet werden. Auf der Arabischen Halbinsel und in der Ostsahara sind diese humiden Klimabedingungen zwischen etwa 9000 und 5000 J.v.h. unter anderem in der Entwicklung von Binnenseen in der Nubischen Wüste (ABELL & HOELZMANN, 2000; HOELZMANN et al., 2000) sowie in der Entstehung der Akkadischen Kultur in Mesopotamien (CULLEN et al., 2000) dokumentiert.

Die Frage, ob eine Verringerung der Windgeschwindigkeiten oder eine Zunahme der Niederschlagsraten für die postglaziale Abnahme der Korngrößen in KL 616 verantwortlich sind, kann auf der Grundlage der vorliegenden Daten nicht abschließend geklärt werden. Unsicherheiten hinsichtlich der Interpretation ergeben sich aus der Tatsache, dass neben den Windgeschwindigkeiten auch die Lage der Windfelder und der Niederschlagszonen beim Übergang vom Glazial zum Holozän starken Schwankungen ausgesetzt waren. Die Nutzung von lithogenen Korngrößen als Paläowindgeschwindigkeitsanzeiger ist jedoch nur unter der Voraussetzung einer Trockendeposition möglich. Bei der paläoklimatischen Interpretation granulometrischer Daten ist es daher von Bedeutung, die Komplexität des gesamten meteorologischen Systems zu berücksichtigen.

7 Zusammenfassung

Im Rahmen der Untersuchungen am lithogenen Material aus Sinkstoffen des Arabischen Meeres wurden 107 Proben aus dem westlichen und zentralen Arabischen Meer sowie vom Pakistanischen Kontinentalhang hinsichtlich ihrer Korngrößenverteilung analysiert. Nach der granulometrischen Untersuchung wurden aus den Einzelproben 8 Mischproben für die Phasen des SW- und des NE-Monsuns hergestellt und auf ihre mineralogische Zusammensetzung untersucht. Die Ergebnisse der Sinkstoffuntersuchungen wurden denen von 43 Oberflächensedimenten aus dem Arabischen Meer gegenübergestellt. Die Ergebnisse der Untersuchungen erlauben Rückschlüsse hinsichtlich der Quellen der lithogenen Materials sowie der am Transport vom Land in die Tiefsee beteiligten Prozesse.

Aus Daten des globalen Aerosolmodells von TEGEN & FUNG (1994; 1995) konnte für das Arabische Meer ein jährlicher Staubeintrag von $75 \cdot 10^6$ t errechnet werden. Etwa 85 % des äolischen Eintrages fällt in den Zeitraum des SW-Monsuns. Ein Vergleich zwischen den Staubeinträgen und den Lithogenflussraten ergab, dass der lithogene Partikelfluss im westlichen und zentralen Arabischen Meer vom Staubeintrag bestimmt wird, während im nördlichen Arabischen Meer der fluviatile Eintrag die Hauptquelle für das lithogene Material darstellt. Die höchsten Lithogenflüsse an den äolisch dominierten Stationen treten jeweils während des SW-Monsuns, kurz nach dem Zeitraum der höchsten Staubdepositionsraten auf. Die sommerlichen Staubdepositionsraten gehen vom westlichen (maximal $200 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) zum zentralen Arabischen Meer ($60 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) deutlich zurück. Analog dazu sind die maximalen Lithogenflussraten im westlichen Arabischen mit $50 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ höher als im

zentralen Arabischen Meer mit $35 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Beides ist ein Ausdruck des mit zunehmender Entfernung zur Arabischen Küste abnehmenden äolischen Einflusses.

Dieser Trend manifestiert sich auch in den vom westlichen zum zentralen Arabischen Meer zurückgehenden Korngrößen des lithogenen Materials. Sie zeigen an beiden Stationen eine ausgeprägte saisonale Variabilität, wobei das gröbste Material jeweils während des SW-Monsuns in die Fallen gelangt. Im westlichen Arabischen Meer erreichen die Mediane in diesem Zeitraum etwa $15 \text{ }\mu\text{m}$, im zentralen Arabischen Meer infolge der gravitativen Fraktionierung während des äolischen Transports jedoch nur etwa $12 \text{ }\mu\text{m}$.

Deutliche Unterschiede zwischen den beiden äolischen Stationen zeigen sich hinsichtlich der Depositionsmechanismen des lithogenen Materials. Im westlichen Arabischen ist die Saisonalität der lithogenen Korngrößen signifikant mit den Windgeschwindigkeiten an der Meeresoberfläche korreliert. Dieser Zusammenhang ist ein Resultat der ganzjährig ariden Bedingungen, die eine Trockendeposition des Staubes ermöglichen. Im zentralen Arabischen Meer besteht die gute Korrelation zwischen den Windgeschwindigkeiten und den Korngrößen nicht. Dies ist auf die wesentlich höheren sommerlichen Niederschläge zurückzuführen, die zu einem größeren Einfluss der Nassdeposition führen. Sie sorgt dafür, dass insbesondere während des frühen SW-Monsuns relativ feinkörniges Material aus der Atmosphäre ausgewaschen wird.

Hauptverantwortlich für den Staubeintrag in das Arbeitsgebiet sind die nordwestlichen Winde der mittleren Troposphäre während des SW-Monsuns. Als Quellgebiete des lithogenen Materials in den Sinkstoffen des westlichen und zentralen Arabischen Meeres konnten die Wüsten und Halbwüsten der Arabischen Halbinsel und am persischen Golf identifiziert werden, wobei aus letzterer lediglich Partikel mit einem Durchmesser von maximal etwa $17 \text{ }\mu\text{m}$ bis ins westliche Arabische Meer transportiert werden können. Für die hohen Grobsiltanteile in den Sinkstoffen während des Sommers müssen Quellgebiete in unmittelbarer Nähe der Arabischen Küste angenommen werden. Weitere potentielle Staublieferanten sind die oberflächennahen südwestlichen Winde während der Sommermonate; sie können jedoch höchstens Partikel der Feinsiltfraktion ins westliche Arabische Meer transportieren.

Die Station am Pakistanischen Kontinentalhang ist durch die höchsten Lithogenflussraten aller Stationen und durch eine den anderen Stationen entgegengesetzte Saisonalität gekennzeichnet. Maximale Lithogenflüsse von etwa $3500 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ treten dort während der beiden untersuchten NE-Monsune auf. Charakteristisch für dieses Material sind Mediane zwischen 7 und $10 \text{ }\mu\text{m}$ sowie relativ hohe Quarzanteile. Während des SW-Monsuns

tritt ein sekundäres Flussmaximum von etwa $2000 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ auf. Dieses Material ist mit mittleren Korngrößen von $4\text{-}5 \text{ }\mu\text{m}$ und einem Ton- und Feinsiltgehalt von etwa 70% extrem feinkörnig und weist hohe Tonmineralanteile auf. Als Hauptursache für die hohen Lithogenflüsse an der Station EPT ist der Eintrag aus dem Indus anzusehen, der während des SW-Monsuns sein Maximum erreicht. Der feinkörnige und tonmineralreiche Teil der Flussfracht wird direkt über die Schelfkante transportiert und verursacht das sekundäre Lithogenflussmaximum in den Sinkstoffen. Der grobkörnige und quarzreiche Anteil der Flussfracht wird im Sommer auf dem Schelf zwischengelagert und gelangt erst durch Remobilisierungsprozesse im Winter in die Sinkstoffe, wodurch die enorm hohen Lithogenflüsse während des NE-Monsuns ausgelöst werden.

Die regionale Verbreitung der Korngrößen in den Oberflächensedimenten belegt, dass der äolische Eintrag der heute bei weitem wichtigste Prozess zur Lieferung lithogenen Materials in das distale Arabische Meer ist. Maximale Korngrößen (Mediane bis etwa $60 \text{ }\mu\text{m}$) treten vor der Arabischen Küste auf, was auf äolisch-hemipelagische Sedimentationsprozesse zurückgeht. Eine Zunge äolisch abgelagerter Sedimente mit Medianen von $15 \text{ }\mu\text{m}$ erstreckt sich von der Arabischen Küste bis weit ins nordöstliche Arabische Meer. Sie ist etwa deckungsgleich mit der Zone der hohen Staubdepositionsraten. Weitere gute Anzeiger für die Ausbreitung des äolischen Materials ist die Verteilung der Minerale Feldspat, Dolomit und Kaolinit in den Oberflächensedimenten des Arbeitsgebietes. Die Ablagerung fluviatil-hemipelagischer Sedimente mit Korngrößen $<10\mu\text{m}$ beschränkt sich auf einen Saum vor der pakistanisch-indischen Küste. Auch die höchsten Tonmineralanteile finden sich in den fluviatil beeinflussten Sedimenten des nordöstlichen Arabischen Meeres.

Für paläoklimatische Betrachtungen ist es von Bedeutung, dass jeweils diejenigen Korngrößensignale, die zur Zeit der Hauptlithogenflussphasen in den Sinkstoffen auftreten, in die Oberflächensedimente übertragen werden. In den Sedimenten bei EPT findet man also das Korngrößensignal des NE-Monsuns (resuspendiertes Material), in den Sedimenten bei WAST und bei CAST jedoch das Signal des SW-Monsuns (äolisches Material). Infolge des festgestellten Zusammenhanges zwischen Korngrößen und Windgeschwindigkeiten im westlichen Arabischen Meer spiegeln daher Veränderungen der Korngrößen im Sediment in geologischen Zeiteinheiten Veränderungen der Windgeschwindigkeiten wider, solange von einer Trockendeposition des Staubes ausgegangen werden kann. Die Betrachtung eines kurzen Sedimentkerns aus dem westlichen Arabischen Meer liefert Hinweise auf eine vom LGM zum Atlantikum abnehmende Geschwindigkeit der staubliefernden nordwestlichen Winde, was sich gut in des bisherige Bild von postglazialen Veränderungen des Windregimes

im Arbeitsgebiet einfügt. Aufgrund der Komplexität des Klimasystems im Arabischen Meer und seiner starken Schwankungen beim Übergang vom Glazial zum Holozän ist diese Interpretation jedoch mit einigen Unsicherheiten behaftet. Eine regionale Ausweitung der granulometrischen Untersuchungen, beispielsweise auf Kerne aus dem nördlichen und zentralen Arabischen Meer, könnte dazu beitragen, diese Unsicherheiten zu reduzieren und zu exakteren Aussagen hinsichtlich der postglazialen Klimaschwankungen im Arbeitsgebiet zu gelangen.

8 Literatur:

- Abell, P.I. & P. Hoelzmann (2000): Holocene palaeoclimates in northwestern Sudan: stable isotope studies on molluscs. *Glob. Planet. Change* **26**, 1-12.
- Ackermann, S.A & S.K. Cox (1989): Surface weather observations of atmospheric dust over the southwest summer monsoon region. *Meteorol. Atmos. Phys.* **41**, 19-34.
- Aharonson, E.F., N. Karasikov, M. Roitberg & J. Shamir (1986): Galai CIS-1 – a novel approach to aerosol particle size analysis. *J. Aerosol Sci.* **17**, 530-536.
- Allredge, A-L. & M.W. Silver (1988): Characteristics, dynamics and significance of marine snow. *Prog. Oceanogr.* **20**, 41-82.
- Allen, T. (1991): Particle Size Measurement. Chapman & Hall, London, 832 S.
- Arimoto, R., R.A. Duce, D.L. Savoie, J.M. Prospero, R. Talbot, J.D. Cullen, U. Zomza, N.F. Lewis & B.J. Ray (1996): Relationships among aerosol constituents from Asia and the north Pacific during PEM-West A. *J. Geophys. Res.* **101**, 2011-2023.
- Aston, S.R., R. Chester, L.R. Johnson & R.C. Padgham (1973): Eolian dust from the lower atmosphere of the eastern Atlantic and Indian Oceans, China Sea and Sea of Japan. *Mar. Geol.* **14**, 15-28.
- Betzer, P.R., K.L. Carder, R.A. Duce, J.T. Merrill, N.W. Tindale, M. Uematsu, D.K. Costello, R.W. Young, R.A. Feely, J.A. Breland, R.E. Bernstein. & A.M. Greco (1988): Long-range transport of giant mineral aerosol particles, *Nature* **336**, 568-571.
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* **76**, 803-832.
- Blank, M., M. Leinen & J.M. Prospero (1985): Major Asian aeolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western north Pacific. *Nature* **314**, 84-86.
- Bory, A.J.M. & P.P. Newton (2000): Transport of airborne lithogenic material down through the water column in two contrasting regions of the eastern subtropical North Atlantic Ocean. *Glob. Biogeochem. Cycles* **14**, 297-315.
- Bowles, F.A. (1975): Paleoclimatic significance of quartz/illite variations in cores from the eastern equatorial North Atlantic. *Quat. Res.* **5**, 225-235.
- Breul, H. (1999): Zur Sedimentationsgeschichte des Arabischen Meeres. Diplomarbeit Fachber. Geowissenschaften Universität Hamburg, 134 S.
- Buurman, P., Th. Pape & C.C. Muggler (1997): Laser grain-size determination in soil genetic studies 1. Practical Problems. *Soil Science* **162**, 211-218.
- Chester, R. (1986): The marine mineral aerosol. In: P. Buat-Menard (Ed.), The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling, D. Reidel Pub. Comp., 443-476.
- Chester, R., H. Elderfield, J.J. Griffin, L.R. Johnson & R.C. Padgham (1972): Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. *Mar. Geol.* **13**, 91-105.
- Chester; R., A.G. Griffiths & J.M. Hirst (1979): The influence of soil-sized atmospheric particulates on the elemental chemistry of the deep-sea sediments of the northeastern Atlantic. *Mar. Geol.* **32**, 141-154.

- Chester, R., E.J. Sharples & G.S. Sanders (1985): The concentrations of particulate aluminum and clay minerals in aerosols from the northern Arabian Sea. *J. Sed. Pet.* **55**, 37-41.
- Chester, R.; A.S. Berry & K.J.T. Murphy (1991): The distribution of particulate atmospheric trace metals and mineral aerosols over the Indian Ocean. *Mar. Chem.* **34**, 261-290.
- Clemens S.C. (1998): Dust response to seasonal atmospheric forcing: proxy evaluation and calculation. *Paleoceanography* **13**, 471-490.
- Clemens, S. & W. Prell (1990): Late pleistocene variability of Arabian summer monsoon winds and continental aridity: Eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. *Paleoceanography* **5**, 109-145.
- Clemens, S.C. & W.L. Prell (1991a): Late Quaternary forcing of the Indian Ocean summer monsoon winds: A comparison of Fourier model and general circulation model results. *J. Geophys. Res.* **96**, 22683-22700.
- Clemens, S.C., W.L. Prell, D. Murray, G. Shimmiel & G. Weedon (1991b): Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon, *Nature* **333**, 720-725.
- Clemens, S.C., D.W. Murray & W.L. Prell (1996): Nonstationary phase of the Plio-Pleistocene Asian monsoon. *Science* **274**, 943-948.
- Coumes, F. & V. Kolla (1984): Indus fan: seismic structure, channel migration and sediment thickness in the upper fan. In: B.U. Haq and J.D. Milliman (Eds.), *Geology and Oceanography of the Arabian Sea and Coastal Pakistan*, 101-110.
- Cullen, H.M., P.B. deMenocal, S. Hemming, G. Hemming, F.H. Brown, T. Guilderson & F. Sirocko (2000): Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology* **28**, 379-382.
- Curry, J.R. & G.M. Moore (1974): Sedimentary and tectonic processes in the Bay of Bengal deep-sea fan and Geosyncline. In: C. Burk und C.L. Drake (Eds.), *The Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, 617-627.
- Currie, R.I., A.E. Fisher & P.M. Hargreaves (1973): Arabian Sea upwelling. In: B. Zeitzschel (Ed.), *The Biology of the Indian Ocean*. Springer-Verlag, 37-52.
- Dauphin, J.P. (1980): Size distribution of chemically extracted quartz used to characterize fine-grained sediments. *J. Sed. Pet.* **50**, 205-214.
- Degens, E.T. & V. Ittekkot (1984): A new look at clay-organic interactions. In: E.T. Degens, W.E. Krumbein & A.A. Prashnowsky (Eds.), *Ein Nord-Süd Profil: Zentraleuropa-Mittelmeerraum-Afrika (Festband Georg Knetsch)*, *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg* **56**, 229-248.
- Degens, E.T., S. Kempe & J.E. Richey (1991): Summary: Biogeochemistry of major world rivers. In: E.T. Degens, S. Kempe & J.E. Richey (Eds.), *Biogeochemistry of Major World Rivers*, *SCOPE* **42**, Wiley, Chichester, 323-347.
- Delany, A.C., Audrey Claire Delany, D.W. Parkin, J.J. Griffin, E.D. Goldberg & B.E.F. Reinmann (1967): Airborne dust collected at Barbados. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 885-909.
- Deuser, W.G., P.G. Brewer, T.D. Jickells, & R.F. Commeau (1983): Biological control of the removal of abiogenic particles from the surface ocean. *Science* **219**, 388-391.

- Duce, R.A., C.K. Unni, B.J. Ray, J.M. Prospero & J.T. Merrill (1980): Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical north Pacific: Temporal variability. *Science* **209**, 1522-1524.
- Duce, R.A., P.S. Liss., J.T. Merrill, E.L. Atlas, P. Buat-Menard, B.B. Hicks, J.M. Miller, J.M. Prospero, R. Arimoto, T.M. Church, W. Ellis, J.N. Galloway, L. Hansen, T.D. Jickels, A.H. Knap, K.H. Reinhardt, B. Schneider, A. Soudine, J.J. Tokos, S. Tsunogai, R. Wollast & M. Zhou (1991): The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Glob. Biogeochem. Cycles* **5**, 193-259.
- Duplessy, J.C. (1982): Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean. *Nature* **295**, 494-498.
- Eisma, D., P. Bernard, J.J. Boon, R. Van Grieken, J. Kalf & W.G. Mook (1985): Loss of particulate organic matter in estuaries as exemplified by the Ems and Gironde estuaries. In: E.T. Degens, S. Kempe and R. Herrera (Eds.), Transport of Carbon and Minerals in World Rivers, pt 3. *Mitt. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband* **58**, 397-412.
- Emais, K. (1985): Particulate suspended matter in major world rivers – II: results on the rivers Indus, Waikato, Nile, St. Lawrence, Yangtse, Parana, Orinoco, Caroni, and Mackenzie. In: E.T. Degens, S. Kempe and R. Herrera (Eds.), Transport of Carbon and Minerals in World Rivers, pt 3. *Mitt. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband* **58**, 593-617.
- Emmel, F.J. & J.R. Curray (1983/1984): The Bengal submarine fan, northeastern Indian Ocean. *Geo-Mar. Letters*, **3**, 119-124.
- Eve, A., J. Merrill, M. Leinen & J. King (1998): The effect of source area and atmospheric transport on mineral aerosol collected over the North Pacific Ocean. *Glob. Planet. Change* **18**, 137-159.
- Ferguson, W.S., J.J. Griffin & E.D. Goldberg (1970): Atmospheric dust from the North Pacific – a short note on a long-range eolian transport. *J. Geophys. Res.* **75**, 1137-1139.
- Findlater, J. (1969): A major low-level air current near in the Indian Ocean during the northern summer. *Quart. J. R. Met. Soc.* **95**, 362-380.
- Foda, M.A.(1983): Dry-fall of fine dust on sea. *J. Geophys. Res.* **88**, 6021-6026.
- Foda, M.A., F.I. Khalaf, & A.S. Al-Kadi (1985): Estimation of dust fallout rates in the northern Arabian Gulf. *Sedimentology* **32**, 595-603.
- Frater, A. (1994): Regen Raga – Eine Reise mit dem Monsun. Klett-Cotta, Stuttgart, 368 S.
- Gerbich, Ch. (1995): Lithogener Partikelfluss im zentralen Südchinesischen Meer: Quellen, Transport und Sedimentation. Diplomarbeit Fachber. Geowissenschaften Universität Hamburg, 91 S.
- Gillette, D.A. (1979): Environmental factors affecting dust emission by wind erosion. In: C. Morales (Ed.), Saharan Dust – Mobilization, Transport, Deposition, John Wiley & Sons, Chichester, 71-91.
- Gillette, D.A. (1981): Production of dust that may be carried great distances. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* **186**, 11-26.

- Gillette, D.A., I.H. Blifford JR & D.W. Fryrear (1974): The influence of wind velocity on the size distributions of aerosols generated by the wind erosion of soils. *J. Geophys. Res.* **79**, 4068-4075.
- Goldberg, E.D. & J.J. Griffin (1970): The sediments of the northern Indian Ocean. *Deep Sea Res.* **17**, 513-537.
- Gorbunova, Z.N. (1966): Clay mineral distribution in Indian Ocean sediments. *Oceanology* **6**, 215-221.
- Gorbunova, Z.N. (1977): Clay minerals in the cenozoic bottom sediments of the Indian Ocean. *Oceanology* **17**, 689-694.
- Goudie, A.S., A. Warren, D.K.C. Jones & R.U. Cooke (1978): The character and possible origins of the eolian sediments of the Wahiba Sand Sea. *The Geographical Journal* **153**, 231-256.
- Griffin, J.J., H. Windom & E.D. Goldberg (1968): The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep Sea Res.* **15**, 433-459.
- Haake, B. (1990): Zur Biogeochemie der Sinkstoffe im Arabischen Meer: Implikationen für den marinen Kohlenstoffkreislauf. Dissertation Fachber. Geowissenschaften Universität Hamburg, 164 S.
- Haake, B. & V. Ittekkot (1990): Die Wind- getriebene „biologische Pumpe“ und der Kohlenstoffentzug im Ozean. *Naturwissenschaften* **77**, 75-79.
- Haake, B., V. Ittekkot, V. Ramaswamy, R.R. Nair & S. Honjo, (1992): Fluxes of amino acids and hexosamines to the deep Arabian Sea. *Mar. Chem.* **40**, 291-314.
- Haake, B., V. Ittekkot, T. Rixen, V. Ramaswamy, R.R. Nair & W.B. Curry, (1993): Seasonality and interannual variability of particle fluxes to the deep Arabian Sea. *Deep Sea Res.* **40**, 1323-1344
- Haake, B., T. Rixen, T. Reemtsma, V. Ramaswamy & V. Ittekkot, (1996): Processes determining seasonality and interannual variability of settling particle fluxes to the deep Arabian Sea. In: V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo & P.J. Depetris (Hrsg.), Particle Flux to the Ocean, *SCOPE* **58**, John Wiley & Sons, Chichester, 251-270.
- Hashimi, N.H. & R.R. Nair (1986): Climatic aridity over India 11.000 years ago: evidence from feldspar distribution in shelf sediments. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* **53**, 309-319.
- Hastenrath, S. (Ed.) (1991): Climate Dynamics of the Tropics. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 488 S.
- Heim, D. (Ed.) (1990): Tone und Tonminerale. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 157 S.
- Herman, J.R., P.K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, & C. Seftor (1997): Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *J. Geophys. Res.* **102**, 16911-16922.
- Hoelzmann, P., H.J. Kruse & F. Rottinger (2000): Precipitation estimates for the eastern Saharan palaeomonsoon based on a water balance model of the West Nubian Palaeolake Basin. *Glob. Planet. Change* **26**, 105-120.
- Honjo, S. (1980): Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. *J. Mar. Res.*, **38**, 53-97.
- Honjo, S. (1982): Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particulate flux at the Panama Basin. *Science* **218**, 883-884.

- Hovan, S.A. (1995): Late cenozoic atmospheric circulation intensity and climatic history recorded by eolian deposition in the eastern equatorial Pacific. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Res.* **138**, 615-626.
- Hovan, S.A., D.K. Rea, N.G. Pisias & N.J. Shackleton (1989): A direct link between the China loess and marine $\delta^{18}\text{O}$ records: aeolian flux to the North Pacific. *Nature* **340**, 296-298.
- Husar, R.B., J.M. Prospero & L.L. Stowe (1997): Satellite sensing of tropospheric aerosols over the Oceans with NOAA AVHRR. *J. Geophys. Res.* **102**, 16889-16909.
- Ittekkot, V. & R. Arain (1986): Nature of particulate organic matter in the river Indus, Pakistan. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 1643-1653.
- Ittekkot, V. (1993): The abiotically driven biological pump in the ocean and short-term fluctuations in atmospheric CO_2 contents. *Global Planet. Change* **8**, 17-25.
- Ittekkot, V., S. Safiullah & R. Arain (1986): Nature of organic matter in rivers with deep sea connections: the Ganges-Brahmaputra and Indus. *Sci. Tot. Env.* **58**, S. 93-107.
- Ittekkot, V., R.R. Nair, B. Haake, M. Bartsch & U. Salge (1990): Sedimentfallen-Untersuchungen im nördlichen Indischen Ozean. *Die Geowissenschaften* **8**, 192-197.
- Ittekkot, V., B. Haake, M. Bartsch, R.R. Nair & V. Ramaswamy (1992): Organic Carbon removal in the sea: The continental connection. In: C.P. Summerhayes, W.L. Prell & K.C. Emis (Eds.), *Upwelling Systems: Evolution since the early Miocene*. *Geol. Soc. Spec. Pub.* **64**, 167-176.
- Janacek, T.R. (1985): Eolian sedimentation in the northwest Pacific ocean: A preliminary examination of the data from Deep Sea Drilling Project sites 576 and 578. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* **86**, 589-603.
- Janacek, T.R. & D.K. Rea (1985): Quaternary fluctuations in the northern hemisphere tradewinds and westerlies. *Quat. Res.* **24**, 150-163.
- Jickells, T.D. (1999): The inputs of dust derived elements to the Sargasso Sea: a synthesis. *Mar. Chem.* **68**, 5-14.
- Jickells, T.D., S. Dorling, W.G. Deuser, T.M. Church, R. Arimoto & J.M. Prospero (1998): Air-borne dust fluxes to a deep water sediment trap in the Sargasso Sea. *Glob. Biogeochem. Cycles* **12**, 311-320.
- Johnson, L.R. (1976): Particle-size fractionation of eolian dusts during transport and sampling. *Mar. Geol.* **21**, M17-M21.
- Junge, C. (1979): The importance of mineral dust as an atmospheric constituent. In: C. Morales (Ed.), *Saharan Dust – Mobilization, Transport, Deposition*, John Wiley & Sons, Chichester, 49-60.
- Khalaf, F. (1989): Textural characteristics and genesis of the eolian sediments in the Kuwaiti desert. *Sedimentology* **36**, 253-271.
- Kolla, V. & P.E. Biscaye (1977): Distribution and origin of quartz in the sediments of the Indian Ocean. *J. Sed. Pet.* **47**, 642-649.
- Kolla, V. & R.B. Kidd, (1982): Sedimentation and sedimentary processes in the Indian Ocean. In: A.E.M. Nairn & F.G. Stehli (Eds.), *The Ocean Basins and Margins, Vol. 6, The Indian Ocean*. Plenum Press, New York and London.
- Kolla, V. & F. Coumes (1984): Indus fan, Indian Ocean. In: A.H. Bouma, W.R. Normark & N.E. Barnes (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer Verlag.

- Kolla, V., L. Henderson & P.E. Biscaye (1976): Clay mineralogy and sedimentation in the western Indian Ocean. *Deep Sea Res.* **23**, 949-961.
- Kolla, V., J.A. Kostecki, F. Robinson, P.E. Biscaye & P. K. Ray (1981a): Distributions and origins of clay minerals and quartz in surface sediments of the Arabian Sea. *J. Sed. Pet.* **51**, 563-569.
- Kolla, V., P.K. Ray & J.A. Kostecki (1981b): Surficial sediments of the Arabian Sea. *Mar. Geol.* **41**, 183-204.
- Konert, M. & J. Vandenberghe,(1997): Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* **44**, 523-535.
- Konta, J. (1985): Mineralogy and chemical maturity of suspended matter in major rivers sampled under the SCOPE/UNEP projekt. In: E.T. Degens, S. Kempe and R. Herrera (Eds.), Transport of Carbon and Minerals in World Rivers, pt 3. *Mitt. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband* **58**, 569-592.
- Krishnan, M.S.(Ed.) (1982): Geology of India and Burma. CBS Publishers & Distributors, India, 536 S.
- Kutzbach, J.E. & P.J. Guetter (1986): The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations over the past 18000 years. *J. Atmos. Sci.* **43**, 1726-1759.
- L.O.T.-Oriel (1994): CIS-Partikelanalyse. 11 S.
- Lee, C., S.G. Wakeham & J.I. Hedges (1988): The measurement of oceanic particle flux - are swimmers a problem?. *Oceanography*, **1**, 34-36.
- Leinen, M., D. Cwienk, G.R. Heath, P.E. Biscaye, V. Kolla, J. Thiede & J.P Dauphin (1986): Distribution of biogenic silica and quartz in recent deep-sea sediments. *Geology* **14**, 199-203.
- Loizeau, J.L., D. Arbouille, S. Santiago & J.P. Vernet (1994): Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology* **41**, 353-361.
- Luther, M.E., J.J. O'Brien & W.L. Prell (1990): Variability in upwelling fields in the northwestern Indian Ocean –1. Model experiments for the last 18.000 years. *Paleoceanography*. **5**, 422-445.
- McGregor, G. R. & S. Nieuwoldt (Eds.) (1998): Tropical Climatology. John Wiley & Sons, Chichester, 339 S.
- McTainsh, G.H., A.W. Lynch & E.K. Tews (1998): Climatic control upon dust storms in eastern Australia. *J. Arid Env.* **39**, 457-466.
- Membery, D.A. (1983): Low level wind profiles during the Gulf Shamal. *Weather* **38**, 18-24.
- Middleton, N.J. (1985): Effect of drought on the dust production in the Sahel. *Nature* **316**, 421-434.
- Middleton, N.J. (1986): Dust storms in the Middle East. *J. Arid Env.* **10**, 83-96.
- Middleton, N.J. (1987): Climatic controls on the frequency, magnitude and distribution of dust storms: Examples from India/Pakistan, Mauritania, and Mongolia. In: M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.), Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Atmospheric Transport. Kluwer Acad. Norwell, Mass., 97-132.

- Milliman, J.D. (1990): River discharge of water and sediments to the oceans: Variations in space and time. In: V. Ittekkot, S. Kempe, W. Michaelis & A. Spitzzy (Eds.), *Facets of Modern Biogeochemistry*. Springer Verlag, Berlin.
- Milliman, J.D. & R.H. Meade (1983): World-wide delivery of sediments to the oceans. *J. Geol.* **91**, 1-21.
- Milliman, J.D. & J.P.M. Syvitski (1992): Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* **100**, 525-544.
- Milliman, J.D., G.S. Quaraishee & M.A.A. Beg (1984): Sediment discharge of the Indus river to the ocean: Past, present and future. In: B.U. Haq and J.D. Milliman (Eds.), *Geology and Oceanography of the Arabian Sea and Coastal Pakistan*, 65-70.
- Naidu, A.S., T.C. Mowatt, B.L.K. Somayajulu & K.S. Rao (1985): Characteristics of clay minerals in the bed loads of major rivers of India. In: E.T. Degens, S. Kempe and R. Herrera (Eds.), *Transport of Carbon and Minerals in World Rivers*, pt 3. *Mitt. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband* **58**, 559-568.
- Nair, R. R., V. Ittekkot, S.J. Manganini, V. Ramaswamy, B. Haake, E.T. Degens, B.N. Desai, & S. Honjo (1989): Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. *Nature*, **338**, 749-751.
- Nakai, S., A.N. Halliday & D.K. Rea (1993): Provenance of dust in the Pacific Ocean. *Earth Planet. Sci. Letters* **119**, 143-157.
- Narayanan, M.S. & B.M. Rao (1981): Detection of monsoon inversion by Tiro-N satellite. *Nature* **294**, 546-548.
- Overpeck, J., D. Anderson, S. Trumbore & W. Prell (1996): The southwest Indian Monsoon over the past 18000 years. *Climate Dynamics* **12**, 213-225.
- Pant, M.C. (1978): Vertical structure of the planetary boundary layer in the West Indian Ocean during the Indian summer monsoon as revealed by ISMEX data. *Indian J. Met. Hydrol. Geophys.* **29**, 88-89.
- Parrington, J.R., W.H. Zoller & N.K. Aras (1983): Asian dust: seasonal transport to the Hawaiian islands. *Science* **220**, 195-197.
- Pease, P.P., V.P. Tchakerian & N.W. Tindale (1998): Aerosols over the Arabian Sea: geochemistry and source areas for aeolian desert dust. *J. Arid Env.* **39**, 477-496.
- Peterson, M.N.A. & E.D. Goldberg (1962): Feldspar distributions in south Pacific pelagic sediments. *J. Geophys. Res.* **67**, 3477-3492).
- Pilkey, O.H. & D. Noble (1966): Carbonate and clay mineralogy of the Persian Gulf. *Deep Sea Res.* **13**, 1-16.
- Prell, W.L. (1984): Monsoonal climate of the Arabian Sea during the late Quaternary: A response to changing solar radiation. In: A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla & B. Saltzman (Eds.), *Milankovich and Climate*, Part 1, D. Reidel Pub., Dordrecht, 349-366.
- Prell, W.L. & J.E. Kutzbach (1987): Monsoon variability over the past 150000 years. *J. Geophys. Res.* **92**, 8411-8425.
- Prins, M.A., G. Postma & J. Cleveringa, A. Cramp & N.H. Kenyon (2000): Controls on terrigenous supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Indus fan. *Mar. Geol.* **169**, 327-349.

- Prithviraj, M. & T.N. Prakash (1990): Distribution and geochemical association of clay minerals on the inner shelf of central Kerala, India. *Mar. Geol.* **92**, 285-290.
- Prospero, J.M. (1979): Mineral and sea salt aerosol concentrations in various ocean regions. *J. Geophys. Res.* **84**, 725-731.
- Prospero, J.M. (1981a): Eolian transport to the world ocean. In: C. Emiliani (Ed.), *The Sea, the Ocean Lithosphere*, John Wiley, Chichester, 801-874.
- Prospero, J.M. (1981b): Arid regions as sources of mineral aerosols in the marine atmosphere. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **186**, 71-86.
- Prospero, J.M. (1996): The atmospheric transport of particles to the ocean. In: V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo & P.J. Depetris (Eds), *Particle Flux in the Ocean*, John Wiley & Sons, 19-52.
- Prospero, J.M. & E. Bonatti (1969): Continental dust in the atmosphere of the eastern equatorial Pacific. *J. Geophys. Res.* **74**, 3362-3371.
- Prospero, J.M. & T.N. Carlson (1972): Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* **77**, 5255-5265.
- Prospero, J.M. & R.T. Nees (1986): Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds. *Nature* **320**, 735-738.
- Prospero, J.M., R.A. Glaccum & R.T. Nees (1981): Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature* **289**, 570-572.
- Prospero, J.M., R.J. Charlton, V. Mohnen, R. Jaenicke, A.C. Delany, J. Moyers, W. Zoller & K. Rahn (1983): The atmospheric aerosol system: an overview. *Rev. Geophys. and Space Phys.* **21**, 1607-1629.
- Pye, K. (1989): Processes of fine particle formation, dust source regions and climatic changes. In: M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Atmospheric Transport*. Kluwer Acad. Norwell, Mass., 3-30.
- Quasim, S.Z. (1977): Oceanography of the northern Arabian Sea. *Deep Sea Res.* **29**, 1041-1068.
- Ramage, C.S., F.R. Miller & C. Jefferies (Eds.) (1972): *Meteorological Atlas of the International Indian Ocean Expedition. The Surface Climate of 1963, 1964*. U.S. National Science Foundation and India Meteorological Department.
- Ramaswamy, V., R.R. Nair, S. Manganini, B. Haake & V. Ittekkot (1991): Lithogenic fluxes to the deep Arabian Sea measured by sediment traps. *Deep-Sea Res.* **38**, 169-184.
- Rao, V.P. (1991): Clay mineral distribution in the continental shelf and slope off Saurashtra, west coast of India. *Ind. J. Mar. Sci.* **20**, 1-6.
- Rao, V.P. & B.R. Rao (1995): Provenance and distribution of clay minerals in the sediments of the western continental shelf and slope of India. *Cont. Shelf Res.* **15**, 1757-1771.
- Ratmeyer V., G. Fischer & G. Wefer (1999): Lithogenic particle fluxes and grain size distributions in the deep ocean off northwest Africa: Implications for seasonal changes of aeolian dust input and downward transport. *Deep Sea Res.* **46**, 1289-1337
- Rea, D.K. (1994): The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Rev. Geophys.* **32**, 159-195.

- Rea, D.K. & T.R. Janacek (1981): Mass accumulation rates of non-authigenic inorganic crystalline (eolian) component of deep-sea sediments from the western Mid-Pacific Mountains, Deep Sea Drilling Project Site 463. *Init. Rep. DSDP* **62**, 653-659.
- Rea, D.K. & S.A. Hovan (1995): Grain size distribution and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: Lessons from the North Pacific. *Paleoceanography* **10**, 251-258.
- Rea, D.K., M. Leinen & T.R. Janacek (1985): Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. *Science* **227**, 721-725.
- Rea, D.K., L.W. Chambers, J.M. Chuey, T.R. Janacek, M. Leinen & N.G. Piasias (1986): A 420000-year record of cyclicity in oceanic and atmospheric processes from the eastern equatorial Pacific. *Paleoceanography* **1**, 577-586.
- Rex, R.W. & E.D. Goldberg (1958): Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean. *Tellus* **10**, 153-159.
- Rieger, M.J. (1995): Quellen, Transport und Sedimentation lithogener Partikel im nördlichen Südchinesischen Meer. Diplomarbeit Fachber. Geowissenschaften Universität Hamburg, 71 S.
- Rixen, T. (1995): Partikelfluss im Arabischen Meer: Kopplung zwischen monsunbeeinflussten Prozessen im Oberflächenwasser und in der Tiefsee. Dissertation Fachber. Geowissenschaften Universität Hamburg, 100 S.
- Rixen, T., B. Haake, V. Ittekkot, M.V.S. Guptha, R.R. Nair & P. Schlüssel (1996): Coupling between SW monsoon-related surface and deep ocean processes as discerned from continuous particle flux measurements and correlated satellite data. *J. Geophys. Res.* **101**, 28.569-28.582.
- Rixen, T., B. Haake & V. Ittekkot (2000a): Sedimentation in the western Arabian Sea the role of coastal and open-ocean upwelling. *Deep Sea Res.* **47**, 2155-2178.
- Rixen, T., V. Ittekkot, B. Haake-Gaye, P. Schäfer (2000b): The influence of the SW monsoon on the deep-sea organic carbon cycle in the Holocene. *Deep Sea Res.* **47**, 2629-2651.
- Savoie, D.L., J.M. Prospero & R.T. Nees (1987): Nitrate, non-sea-salt sulfate, and mineral aerosol over the northwestern Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* **92**, 933-942.
- Schäfer, P. (1994): Zur Isotopenbiogeochemie des Stickstoffs im nördlichen Indischen Ozean. Dissertation Fachber. Geowissenschaften Universität Hamburg, 134 S.
- Schott, G. (1935): Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Verlag Boysen, Hamburg, 413 S.
- Schlüssel, P. (1994): Passive Fernerkundung der unteren Atmosphäre und der Meeresoberfläche aus dem Weltraum. Habilitationsschrift Fachber. Geowissenschaften Universität Hamburg, 178 S.
- Schneider, B., N.W. Tindale & R.A. Duce (1990): Dry deposition of Asian mineral dust over the central north Pacific. *J. Geophys. Res.* **95**, 9873-9878.
- Schreiner, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 257 S.
- Schütz, L. (1979): Saharan dust transport over the north Atlantik Ocean – Model calculations and measurements. In: C. Morales (Ed.), Saharan Dust – Mobilization, Transport, Deposition, John Wiley & Sons, 267-277.

- Sen Gupta, R. & S.W.A. Naqvi (1984): Chemical oceanography of the Indian Ocean, north of the equator. *Deep Sea Res.* **31**, 671-705.
- Shetye, S.R., A.D. Gouveia, S.S.C. Shenoi, D. Sundar, G.S. Michael, A.M. Almeida & K. Sanatanam (1990): Hydrography and circulation off the west coast of India during the southwest monsoon 1987. *J. Mar. Res.* **48**, 259-278.
- Singer, A. (1988): Illite in aridic soils, desert dusts and desert loess. *Sed. Geol.* **59**, 251-259.
- Singer, J.K., J.B. Anderson, M.T. Ledbetter, I.N. McCave, K.P.N. Jones & R Wright (1988): An assessment of analytical techniques for the size analysis of fine-grained sediments. *J. Sed. Pet.* **58**, 534-543.
- Sirocko, F. (1989): Zur Akkumulation von Staubsedimenten im nördlichen Indischen Ozean; Anzeiger der Klimageschichte Arabiens und Indiens. Dissertation Universität Kiel, 185 S.
- Sirocko, F. & M. Sarnthein (1989): Wind-borne deposits in the northwestern Indian Ocean.: Record of Holocene sediments versus modern satellite data. In: M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.), *Palaeoclimatology and Palaeometeorology: Modern and Past Patterns of Atmospheric Transport*. Kluwer Acad. Norwell, Mass., 883-887.
- Sirocko, F., M. Sarnthein, H. Lange & H. Erlenkeuser (1991): Atmospheric summer circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation. *Quat. Res.* **36**, 72-93.
- Sirocko, F., M. Sarnthein, H. Erlenkeuser, H. Lang, M. Arnold & J.C. Duplessy (1993): Century-scale events in monsoonal climate over the past 24000 years. *Nature* **364**, 322-324.
- Sirocko, F., D. Garbe-Schönberg & C. Devey (2000): Processes controlling trace element geochemistry of Arabian Sea sediments during the last 25000 years. *Glob. Planet. Change* **26**, 217-303.
- Stewart, R.A., O.H. Pilkey & B.W. Nelson (1965): Sediments of the northern Arabian Sea. *Mar. Geol.* **3**, 417-427.
- Subramanian, V. (1985): Geochemistry of river basins in the Indian subcontinent. Part I: Water chemistry, chemical erosion and water-mineral equilibria. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderbd.*, **58**, 495-512.
- Suthhof, A. (1998): Die Diagenese von Aminosäuren und Aminosukern in Sinkstoffen und Sedimenten des nordöstlichen Arabischen Meeres. Dissertation Fachber. Geowissenschaften Universität Hamburg, 142 S.
- Tchernia, P. (1980): *Descriptive Regional Oceanography*. Pergamon Press, Oxford, 253 S.
- Tegen, I. & I. Fung (1994): Modelling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *J. Geophys. Res.* **99**, 22.897-22.914.
- Tegen, I. & I. Fung (1995): Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *J. Geophys. Res.* **100**, 18.707-18.726.
- Tegen, I., A.A. Lacis & I. Fung (1996): The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils. *Nature* **380**, 419-422.
- Thomas, E & K.K. Turekian (2000): Produktivity control of fine particle transport to equatorial Pacific Sediment. *Glob. Biogeochem. Cycles* **14**, 945-955.

- Tsai, C.-H. & S.-R. Rau (1992): Evaluation of Galai CIS-1 for measuring size distribution of suspended primary particles in the ocean. *TAO* **3**, 147-163.
- Tsai, P.T.H., J.J. O'Brien & M.E. Luther (1992): The 26-day oscillation observed in the satellite sea surface temperature measurements in the equatorial western Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* **97**, 9605-9618.
- Tsoar, H. & K. Pye (1987): Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology* **34**, 139-153.
- Uematsu M., R.A. Duce & J.M. Prospero (1985): Deposition of atmospheric mineral particles in the north Pacific Ocean. *J. Atmosph. Chem.* **3**, 123-138.
- Uematsu, M., R.A. Duce, J.M. Prospero, L. Chen, J.T. Merrill & R.L. McDonald (1983): Transport of mineral aerosol from Asia over the north Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* **88**, 5342-5352.
- Van Campo, E., J.C. Duplessy & M. Rossignol-Strick (1982): Climatic conditions deduced from a 150 kyr oxygen isotope-pollen record from the Arabian Sea. *Nature* **296**, 56-59.
- Vogel, H. (1997): Gerthsen Physik. Springer-Verlag, Berlin, 1262 S.
- v. Rad, U., H. Schulz & SONNE 90 Scientific Party (1995): Sampling the oxygen minimum zone off Pakistan: Glacial/interglacial variations of anoxia and productivity. *Mar. Geol.* **125**, 9-17.
- v. Rad, U. & M. Tahir (1997): Late Quaternary sedimentation on the outer Indus shelf and slope (Pakistan): evidence from high-resolution seismic data and coring. *Mar. Geol.* **138**, 193-236.
- Wadhawan, S.K. (1996): Textural attributes of recent aeolian deposits in different sub-basins of the Thar Desert, India. *J. Arid Env.* **32**, 59-74.
- Webster, P.J. (1987): The elementary monsoon. In: J.S. Fein & P.L. Stephens (Ed.), *Monsoon*, Wiley, New York, 3-32.
- Weinan, C., D.W. Fryrear & D.A. Gillette (1998): Sedimentary characteristics of drifting sediments above an eroding loessal sandy loam soil as affected by mechanical disturbance. *J. Arid Env.* **39**, 421-440.
- Windom, H.L. (1969): Atmospheric dust records in permanent snowfields: implications to marine sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.* **80**, 761-782.
- Windom, H.L. (1975): Eolian contributions to marine sediments. *J. Sed. Pet.* **45**, 520-529.
- Windom, H.L. & C.F. Chamberlain (1978): Dust-storm transport of sediments to the north Atlantic Ocean. *J. Sed. Pet.* **48**, 385-388.
- Wyrski, K. (Ed.) (1971): *Oceanographic Atlas of the International Indian Ocean Expedition*. Washington, National Science Foundation, 531 S.
- Wyrski, K. (1973): Physical oceanography of the Indian Ocean. In: B. Zeitzschel (Ed.), *The Biology of the Indian Ocean*, Springer-Verlag, Berlin, 18-36.
- Yu, B., P.P. Hesse & D.T. Neil (1993): The relationship between antecedent regional rainfall conditions and the occurrence of dust storms at Mildura, Australia. *J. Arid Env.* **24**, 109-124.

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1: Relative globale Verbreitung mineralischen Staubes in der Troposphäre, dargestellt als „aerosol optical thickness“.	2
Abb. 2: Morphologische Gliederung des Arabischen Meeres.	5
Abb. 3: Windfelder über dem Arabischen Meer in den Höhenstockwerken 1000 mbar (A) sowie 700 mbar (B) während des NE- und des SW – Monsuns.	7
Abb. 4: Oberflächenströmungen im Arabischen Meer während des NE- und des SW-Monsuns (nach WYRTKI, 1973).	9
Abb. 5: Relative Staubkonzentrationen über dem Arabischen Meer als „Aerosol Optical Thickness“ während des NE- und des SW- Monsuns.	10
Abb. 6: Schematische Darstellung einer Sinkstofffalle und eines Verankerungssystems.	12
Abb. 7: Positionen der Sinkstofffallenstationen sowie der Kastengreifer-, Multicorer- und Schwerelotproben.	14
Abb. 8: Aufbau der optischen Einheit des CIS 100.	17
Abb. 9: Messprinzip des CIS 100.	18
Abb. 10: Schematische Darstellung der Ausschlusskriterien des CIS 100 für irregulär vom Laser getroffene Partikel.	20
Abb. 11: Vergleich der Ergebnisse der mikroskopischen und der laseroptischen Analyse von Latexstandards.	22
Abb. 12: Gesamtflussraten im westlichen Arabischen Meer.	28
Abb. 13: Flussraten der Hauptkomponenten im westlichen Arabischen Meer.	30
Abb. 14: Mittlere Korngrößen und Sortierung der lithogenen Sinkstoffe im westlichen Arabischen Meer.	33
Abb. 15: Prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen an den lithogenen Sinkstoffen im westlichen Arabischen Meer.	34
Abb. 16: Gesamtflussraten im zentralen Arabischen Meer.	36
Abb. 17: Flussraten der Hauptkomponenten im zentralen Arabischen Meer.	37
Abb. 18: Mittlere Korngrößen und Sortierung der lithogenen Sinkstoffe im zentralen Arabischen Meer.	39
Abb. 19: Anteile der Korngrößenfraktionen an den lithogenen Sinkstoffen im zentralen Arabischen Meer.	40
Abb. 20: Gesamtflussraten am pakistanischen Kontinentalhang.	42
Abb. 21: Flussraten der Hauptkomponenten am pakistanischen Kontinentalhang.	43
Abb. 22: Mittlere Korngrößen und Sortierung der lithogenen Sinkstoffe am pakistanischen Kontinentalhang.	45
Abb. 23: Prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen an den lithogenen Sinkstoffen am pakistanischen Kontinentalhang.	46

Abb. 24: Anteile der mineralogischen Hauptkomponenten an den Oberflächensedimenten sowie Zusammensetzung der Gruppe der Tonminerale.	48
Abb. 25: Mittlere Korngrößen und Sortierung sowie Anteile der Korngrößenfraktionen an den Oberflächensedimenten.	49
Abb. 26: Korrelationen zwischen den Flußraten des organischen Materials (OM) und den Lithogenflußraten (LM) an den Stationen WAST, CAST und EPT.	51
Abb. 27: Jährliche Staubdepositionsraten im Arbeitsgebiet.	52
Abb. 28: Monatliche Staubdepositionsraten im Arbeitsgebiet.	54
Abb. 29: Staubdepositionsraten und monatlich gemittelte Lithogenflüsse an den Stationen WAST und CAST.	54
Abb. 30: Monatlich gemittelte Lithogenflüsse und Staubdepositionsraten an der Station EPT sowie monatlicher Sedimenteintrag des Indus.	57
Abb. 31: Gesamter jährlicher Staubeintrag sowie regionale Verteilung des äolischen und des fluviatilen Eintrages in das Arabische Meer.	61
Abb. 32: Mineralogische Zusammensetzung der Sinkstoffe an den Stationen WAST, CAST und EPT während der unterschiedlichen Monsunphasen.	63
Abb. 33: Saisonalität von Lithogenflüssen und Korngrößen (Mediane) der Sinkstoffe im westlichen Arabischen Meer.	67
Abb. 34: Korrelation zwischen Lithogenflüssen und Medianen der Sinkstoffe im westlichen Arabischen Meer.	68
Abb. 35: Monatliche Staubdepositionsraten sowie monatlich gemittelte Mediane und Anteile der Korngrößenfraktionen der Sinkstoffe im westlichen Arabischen Meer.	71
Abb. 36: Saisonalität der Niederschläge (mm d^{-1}) im Arabischen Meer als Mittelwerte der Jahre 1991 bis 1995.	72
Abb. 37: Monatliche Niederschlags- und Staubdepositionsraten in westlichen und zentralen Arabischen Meer 1993.	73
Abb. 38: Abnahme der Korngrößen (Mediane) mit zunehmender Entfernung zur Arabischen Küste.	75
Abb. 39: Windrichtungen in Meereshöhe (1000 mbar) über dem westlichen Arabischen Meer und in der mittleren Troposphäre (700 mbar) über der Arabischen Halbinsel (25° N , 45° E).	76
Abb. 40: Saisonalität des Medians, der Fein- und Grobsiltanteile der Sinkstoffe sowie der Windgeschwindigkeiten im zentralen Arabischen Meer.	77
Abb. 41: Saisonalität des Medians, der Fein- und Grobsiltanteile der Sinkstoffe sowie der Windgeschwindigkeiten im westlichen Arabischen Meer.	78
Abb. 42: Korrelationen zwischen Korngrößen und Windgeschwindigkeiten im westlichen Arabischen Meer.	79
Abb. 43: Korrelationen zwischen Medianen und Grobsiltanteilen der Sinkstoffe mit den Windgeschwindigkeiten im westlichen Arabischen Meer für einzelne Jahre.	80
Abb. 44: Maximale Transportstrecken für lithogene Partikel bei verschiedenen atmosphärischen Bedingungen nach dem Modell von TSOAR & PYE (1987).	83

Abb. 45: Mögliche Quellgebiete für äolisch transportiertes lithogenes Material verschiedener Korngrößen bei durchschnittlichen atmosphärischen Bedingungen über der Arabischen Halbinsel (siehe Abb. 44) nach dem Modell von TSOAR & PYE (1987).	84
Abb. 46: Lithogenakkumulationsraten im Arabischen Meer nach SIROCKO (1989).	85
Abb. 47: Prozentuale Anteile von Quarz, Feldspat, Dolomit und Tonmineralen an den Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres.	87
Abb. 48: Prozentuale Anteile von Illit, Chlorit, Kaolinit und Smektit an den Tonmineralen der Oberflächensedimente des Arabischen Meeres.	89
Abb. 49: Mittlere Korngrößen (Median und Mean) der Oberflächensedimente des Arabischen Meeres in μm .	92
Abb. 50: Prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen an den Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres.	93
Abb. 51: Korrelationen zwischen der Lasermethode und der Sedigraph-Methode für die Ton- und Grobsiltgehalte von 6 Oberflächensedimenten aus dem Arabischen Meer.	94
Abb. 52: Prozentuale Anteile der Ton- und Grobsiltfraktion an den Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres unter Einbeziehung der Daten eigener Proben und der umgerechneten Daten der Proben von Sirocko (1989).	94
Abb. 53: Zuordnung der Oberflächensedimente des Arabischen Meeres zu verschiedenen Lithofaziesgruppen anhand der Anteile der Fraktionen $<6 \mu\text{m}$, $6-20 \mu\text{m}$ und $>20 \mu\text{m}$.	97
Abb. 54: Volumenbezogene Korngrößenverteilungskurven für typische Oberflächensedimente der verschiedenen Lithofaziesgruppen.	98
Abb. 55: Vergleich der Anteile der mineralogischen Hauptkomponenten sowie der Tonmineralzusammensetzung zwischen Sinkstoffen und Oberflächen-sedimenten des Arabischen Meeres.	100
Abb. 56: Prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen $<6 \mu\text{m}$, $60-20 \mu\text{m}$ sowie $>20 \mu\text{m}$ an den Sinkstoffen und Oberflächensedimenten des Arabischen Meeres.	101
Abb. 57: Korngrößen (Median und Grobsiltanteil) der Sinkstoffe der Station WAST und der pelagischen Sequenzen des Kerns KL 616 im westlichen Arabischen Meer (nach BREUL, 1999). Gliederung des Glazials nach SCHREINER (1992).	104

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Positionen, Fallentiefen und Dauer der Sammelintervalle der Verankerungen im Arabischen Meer.	14
Tab. 2: Positionen und Wassertiefen des Sedimentproben.	15
Tab. 3: Zusammenhang zwischen durchmesser-, flächen- und volumenbezogenen Anteilen von runden Partikeln der Ton- bis Feinsandfraktion an der Korngrößenverteilung.	21
Tab. 4: Ergebnisse der Standardmessungen mit dem CIS 100.	22
Tab. 5: Zusammensetzung der Mischproben für die mineralogische Untersuchung an den Sinkstoffen.	27
Tab. 6: Mineralogische Zusammensetzung der Mischproben (siehe Tab. 5) der Sinkstoffe der Stationen WAST, CAST und EPT.	31
Tab. 7: Koordinaten der zum Vergleich mit den Sinkstoffen herangezogenen Datenpunkte des Aerosolmodells von TEGEN & FUNG (1994; 1995).	55
Tab. 8: Jährliche Staubdepositions- und Lithogenflussraten an den Fallenstationen.	60
Tab. 9: Mittlere Korngrößen und prozentuale Anteile der Korngrößenfraktionen an den lithogenen Sinkstoffen im westlichen und zentralen Arabischen Meer sowie am pakistanischen Kontinentalhang.	65
Tab. 10: Zusammenhang zwischen Partikelgrößen und Sinkgeschwindigkeiten lithogener Partikel einer durchschnittlichen Dichte von $2,65 \text{ g/cm}^3$, berechnet nach dem Stoke'schen Gesetz sowie Dauer des Partikeltransports bis 3000 m Wassertiefe.	69
Tab. 11: Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit (m s^{-1}) und Median (μm) im westlichen Arabischen Meer nach den Regressionsgleichungen in Abb. 6.43.	81
Tab. 12: Vergleich der Mediane von Oberflächensedimenten und Sinkstoffen an den Stationen WAST, CAST und EPT.	102

Anhang

Methodik zur Extraktion des lithogenen Materials

Datentabellen

Methodik zur Extraktion des lithogenen Materials

Karbonat

1.Tag:

Proben in Plastikbecher geben, ca. 40 ml Essigsäure (25%) hinzugeben. Proben für 5 bis 15 Minuten ins Ultraschallbad stellen, danach über Nacht im Überkopfschüttler rotieren lassen. Je nach Dispergiererfolg Behandlung verlängern oder nach Bedarf Ultraschallbehandlung wiederholen.

2.Tag:

Proben je 3 mal 5 Min. bei 4000 U/min zentrifugieren und Überstand abgießen. Danach Proben mit möglichst wenig Wasser in Plastikbecher überführen und gefriertrocknen.

Mangan- und Eisenoxide

3. Tag:

Zu den trockenen Proben etwa 40 ml Natriumcitrat (0,3 M) sowie 2 ml Natriumhydrogen-karbonat (1,0 M) geben. Proben auf der Kochplatte auf 80° C erhitzen, jedoch nicht kochen. Etwa 1 ml Natriumhydrogensulfit (40%) hinzugeben (Vorsicht, schäumt etwas auf!) und in der ersten Minute kräftig, in den nächsten 15 min regelmäßig umrühren. Inzwischen heiße (85°-90°) Lösung aus gleichen Teilen destillierten Wassers und 0,3 M Natriumcitrats ansetzen. Zu jedem Probenbecher etwa 40 ml der Lösung geben, Becher von der Kochplatte nehmen, umrühren, mit Uhrgläsern abdecken und etwa 12 h stehen lassen.

4. Tag:

Überstand abgießen. Natriumcitratlösung (0,3M) auf 85°-90° erhitzen und jeweils etwa 40 ml in die Bechergläser geben, umrühren, abdecken, erneut 12 h warten.

5. Tag

Überstand abgießen. Proben je 3 mal 5 Min. bei 4000 U/min zentrifugieren und jeweils den Überstand abgießen, Proben gefriertrocknen.

Organisches Material

6. Tag:

Zu jedem Zentrifugenröhrchen 15 ml mit HCl auf pH 9,5 eingestelltes Natriumhypochlorid (5%) geben. Proben für 3 h auf Kochplatte bringen und erhitzen (ca. 90°). Proben jeweils 5 mal 5 Min. bei 4000 U/min zentrifugieren, Überstände abgießen.

Biogenes Opal

Etwa 40 ml 2,0 M Natriumkarbonat zu den Proben geben, abdecken und etwa 2-3 h auf der Kochplatte kochen. Proben über Nacht stehen lassen.

7. Tag:

Überstand abgießen, Proben mit destilliertem Wasser in Zentrifugenröhrchen überführen, je 5 mal 5 Min. bei 4000 U/min zentrifugieren. Überstand abgießen, Proben gefriertrocknen.

Verwendete Chemikalien

1. Essigsäure, 20%, pH 4,4: 200 ml konzentrierte Essigsäure mit destilliertem Wasser auf 1 l aufgießen und mit Natriumacetat auf pH 4,8 einstellen.

2. Natriumcitrat, 0,3 M: 88,23 g Natriumcitrat einwiegen und mit destilliertem Wasser auf 1 l aufgießen.

3. Natriumbicarbonat, 1,0 M: 84,01 g Natriumhydrogencarbonat einwiegen und auf 1 l aufgießen.

4. Natriumkarbonat, 2,0 M: 212 g Natriumkarbonat einwiegen und mit destilliertem Wasser auf 1 l aufgießen.

5. Natriumhypochlorid: Mit Salzsäure auf pH 9,5 einstellen.

Tabelle 2: Sedimente (Fortsetzung)

Probe	Breite			Länge			Tiefe			Mittlere Korngrößen & Sortierung (µm)					Anteile der Fraktionen (%)			Anteile der Minerale (%)			Anteile an den Tonmineralen (%)					
	KG 409	KG 413	KG 416	KG 417	KG 418	KG 419	KG 420	KG 421	KG 422	Modal 1	Modal 2	D25	D75	Sortierung	<2µm	2-6µm	6-20µm	>63µm	Quarz	Feldspat	Tonmin.	Dolomit	Illit	Chlorit	Kaolinit	Smectit
ME 5 KG 409	20,31	64,56	3202	18,63	13,95	11,25	1,75	7,81	24,74	16,40	5,24	13,73	48,13	30,85	2,05	36,73	22,52	36,11	4,64	63,70	16,59	10,44	9,27			
ME 5 KG 413	21,07	64,71	3232	18,47	14,06	12,75	1,75	7,95	24,85	15,90	5,12	13,47	48,47	31,38	1,57	41,19	21,98	35,68	1,15	59,46	17,94	10,18	12,42			
ME 5 KG 416	22,10	63,07	1250	23,05	17,93	1,75		8,48	35,96	18,33	6,02	12,87	33,98	44,55	2,58	39,83	25,09	33,82	1,27	62,92	23,09	6,64	7,35			
ME 5 KG 417	22,18	62,67	4038	19,97	14,43	1,75		6,79	30,41	17,22	6,12	16,37	38,79	38,47	0,25	41,70	21,52	36,59	0,19	58,55	22,58	8,14	10,72			
ME 5 KG 418	22,25	62,28	1220	24,50	16,54	1,75		7,07	39,38	24,07	6,14	15,73	34,07	37,65	6,41	39,24	21,54	36,92	2,30	57,03	24,37	6,74	11,86			
ME 5 KG 419	22,50	59,4	3100	15,96	11,81	1,75		5,64	21,69	14,07	7,64	18,64	46,43	27,28	0,00	39,77	20,73	39,31	0,20	67,37	25,23	5,30	2,10			
ME 5 KG 420	23,03	61,5	3334	21,71	11,83	3,25		5,82	31,15	15,18	5,65	20,18	42,06	23,74	8,38	40,92	13,77	45,11	0,20	62,36	29,22	4,80	3,63			
ME 5 KG 421	23,42	59,91	3332	12,72	10,38	3,25		5,35	16,48	11,97	6,95	21,17	54,46	17,41	0,00	43,32	9,63	46,86	0,20	66,23	27,88	2,10	3,79			
ME 5 KG 422	24,40	58,04	2768	15,92	10,38	3,25		4,60	22,34	16,52	7,82	24,20	40,12	26,82	1,40	33,23	19,24	47,34	0,19	63,84	25,04	5,13	5,98			
Mittelwert				20,34	16,13	10,85	6,19	8,52	28,83	16,18	5,67	15,36	44,42	30,31	4,23	37,90	22,54	37,62	1,94	63,78	19,60	8,91	7,70			

Danksagung

Bei Herrn Professor Dr. V. Ittekkot möchte ich mich für die Vergabe der Arbeit sowie für seine Unterstützung und Diskussionsbereitschaft bedanken. Er ermöglichte meine Teilnahme an mehreren Forschungsfahrten und ließ mich dadurch zahlreiche fachliche, aber auch fachfremde Erfahrungen sammeln, die mir immer eine Hilfe sein werden.

Interessante thematische Anregungen erhielt ich durch Diskussionen mit Frau Dr. Birgit Gaye-Haake und mit Herrn Dr. Martin Wiesner, die auch in der Endphase der Arbeit eine große Hilfe waren. Dafür ein herzliches Dankeschön.

Herr Dr. Tim Rixen hat mir durch seine Diskussionsbereitschaft geholfen und mir freundlicherweise aufwändig bearbeitete Winddaten zur Verfügung gestellt. Auch dafür vielen Dank.

Bei Herrn Ludwig vom MPI der Universität Hamburg möchte ich mich für die Durchführung der RFA-Analysen bedanken.

Herr Wittmer von der Fa. L.O.T.-Oriol war bei der Bewältigung technischer Schwierigkeiten in der ersten Phase der Entwicklung der Methode zur Korngrößenmessung sehr behilflich. Auch ihm möchte ich meinen Dank aussprechen.

Mein besonderer Dank gilt den Bewohnern und Ex-Bewohnern des Labors in der Grabenstraße: Holger Breul, Arno Cremer, Christian Gerbich, Fritjof Hagemann, Dr. Tim Jennerjahn, Kirsten Neumann, Dr. Stephan Reschke, Dr. Petra Schäfer, Gunnar Schroll, Dr. Daniela Unger, Vanessa v.Wersch, Dirk Wittkuhn sowie unsere langjährigen Gäste Ieda Maria Silveira und Lallan P. Gupta haben dazu beigetragen, dass die tägliche Fahrt zur Arbeit höchstens am Montagmorgen und bei Hamburger Schmuddelwetter gelegentlich etwas schwergelungen ist.

Desweiteren möchte ich mich bei allen Kollegen vom NIO in Dona Paula, für ihre Hilfe und Gastfreundschaft, die mir sowohl während als auch vor und nach den Forschungsfahrten zuteil geworden ist, herzlich bedanken.

Ein letztes und ganz spezielles Dankeschön gilt meiner Freundin Daniela Unger, deren unermüdliche moralische Unterstützung und fachliche Hilfe wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Hiermit versichere ich, dass ich diese Dissertation selbständig und nur unter Anwendung der angegebenen Hilfsmittel erstellt habe. Die wörtlich oder sinngemäß aus der Literatur übernommenen Zitate sind unter Angabe der Quellen kenntlich gemacht worden.

Jörg Tiemann