

# **Lithogener Partikelfluß im Südchinesischen Meer: Quellen, Transport und Sedimentation**

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

vorgelegt von  
Christian Gerbich  
aus Hamburg

Hamburg  
im Juli 2001



1. Einleitung .....	1
2. Arbeitsziele .....	9
3. Das Untersuchungsgebiet .....	11
3.1 Geographie und Morphologie .....	11
3.2 Klimatische Bedingungen und Ozeanographie .....	12
3.3 Lithogene Einträge in das Südchinesische Meer .....	17
3.3.1 Fluviale Einträge .....	17
3.3.2 Äolische Einträge .....	18
3.4 Oberflächensedimente .....	19
4. Material und Methoden .....	22
4.1 Probennahme .....	22
4.2 Probenvorbereitung .....	27
4.3 Korngrößenanalytik .....	29
4.4 Mineralanalytik .....	33
4.4.1 Vorbereitung .....	33
4.4.2 Qualitative Bestimmung der mineralischen Phasen .....	33
4.4.3 Quantitative Bestimmung der mineralischen Phasen .....	35
4.4.4 Qualitative und quantitative Bestimmung der lithogenen amorphen Phasen; Berechnung der Mineralflußraten .....	37
4.4.5 Statistische Bearbeitung der Mineralflußraten .....	40
4.5 Meteorologischer und ozeanographischer Datensatz .....	40
4.6 Definition der monsunalen Phasen .....	41
5. Ergebnisse .....	47
5.1 Lithogener Partikelfluß im zentralen Südchinesischen Meer .....	47
5.1.1 Lithogene Sinkstoffe in 1200 m Wassertiefe .....	47
5.1.2 Lithogene Sinkstoffe in 2250 m Wassertiefe .....	59
5.1.3 Lithogene Sinkstoffe in 3750 m Wassertiefe .....	60
5.1.4 Das Aschenmaterial des Mt. Pinatubo .....	62
5.2 Lithogener Partikelfluß im nördlichen Südchinesischen Meer .....	63
5.2.1 Lithogene Sinkstoffe in 1000 m Wassertiefe .....	63
5.2.2 Lithogene Sinkstoffe in 3350 m Wassertiefe .....	67
6. Diskussion .....	68
6.1 Identifikation der Quellen des lithogenen Materials .....	68
6.2 Steuerungsmechanismen des lithogenen Partikelflusses .....	82
6.2.1 Saisonalität lithogener Kenngrößen .....	82
6.2.2 Saisonalität der Einträge und des Transports lithogenen Materials .....	86
6.2.2.1 Fluviale Zufuhr .....	86
6.2.2.2 Äolische Zufuhr .....	97
6.2.2.3 Zufuhr vulkanischen Materials; Der Beprobungszeitraum April bis Juli 1992 .....	112
6.2.2.4 Lithogenes und organisches Material .....	115
6.2.3 Bilanzierung .....	117
6.3 Paläoklimatische Implikation .....	120
7. Zusammenfassung .....	134
8. Literaturverzeichnis .....	137

# 1. Einleitung

Angeregt durch Berichte von Staubfällen, die während Schiffsfahrten auf dem Atlantik beobachtet wurden, mutmaßte DARWIN (1846) bereits Mitte des letzten Jahrhunderts, daß lithogenes Material von großer Bedeutung für die Bildung mariner Sedimente sein muß. Beginnend mit RADCZEWSKI (1939), KUEHNEN (1950) sowie REX & GOLDBERG (1958), die sich mit dem Einfluß äolisch eingetragenen Materials auf die Sedimentbildung im Nordatlantik und Nordpazifik befaßten, bildete fortan das detritische Material einen Schwerpunkt der Untersuchungen mariner Sedimente. Aus den Ergebnissen regionaler Untersuchungen sowie überregionaler Beprobungsprogramme, wie dem DSDP (Deep Sea Drilling Project) und dem ODP (Ocean Drilling Project), wurden Verteilungskarten der mineralogischen Charakteristik, der KorngröÙeneigenschaften sowie der chemischen Zusammensetzung mariner Sedimente erstellt.

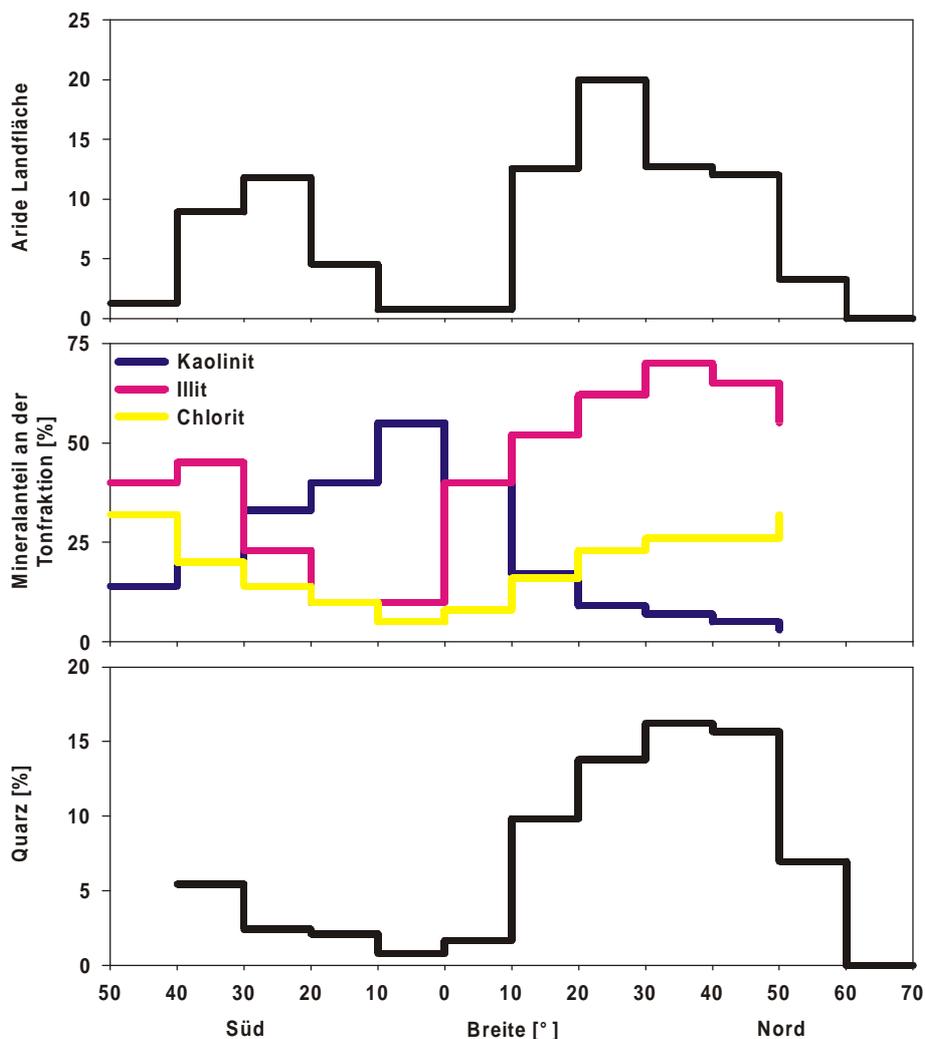


Abb.1: Longitudinale Verteilung der ariden Landfläche (willkürliche Einheit; modifiziert nach GOLDBERG, 1963), der prozentualen Anteile der Tonminerale Kaolinit, Illit und Chlorit an der < 2 µm-Fraktion (Daten aus RATEEV et al., 1969) sowie der prozentualen Anteile des Quarzes an der Gesamtfraktion (modifiziert nach GOLDBERG, 1963) in pazifischen Sedimenten.

Im Bezug auf die Mineralogie ist eine deutliche latitudinale Zonierung der Sedimente charakteristisch, wobei dies für Ton- und Nichttonminerale gleichermaßen zutrifft (GOLDBERG, 1963; BISCAYE, 1965; GRIFFIN et al., 1968; RATEEV et al., 1969). Diese Verteilungsmuster stehen im Zusammenhang mit den vorherrschenden Verwitterungsprozessen in den angrenzenden Quellengebieten des lithogenen Materials. So zeigen die Sedimente des Pazifiks die höchsten Konzentrationen des relativ verwitterungsresistenten Tonminerals Chlorit in den höheren Breiten, wo die physikalische Verwitterung im Vordergrund steht (Abb.1). Kaolinit, als Produkt einer intensiven chemischen Verwitterung, ist in tropischen Regionen häufig und findet sich daher insbesondere in den pazifischen Sedimenten niedrigerer Breiten (Abb.1). Für Quarz und Illit wurde ebenfalls eine latitudinale Zonierung mit einem Maximum entlang 30°N ermittelt (Abb.1; siehe auch GRIFFIN et al., 1968; LEINEN et al., 1986). Korngrößenverteilungskarten zeigen hingegen eher eine küstenparallele Zonierung wie etwa im Nordpazifik, wobei im zentralen Teil die geringsten Medianwerte beobachtet werden (Abb. 2; siehe auch REA & HOVAN, 1995).

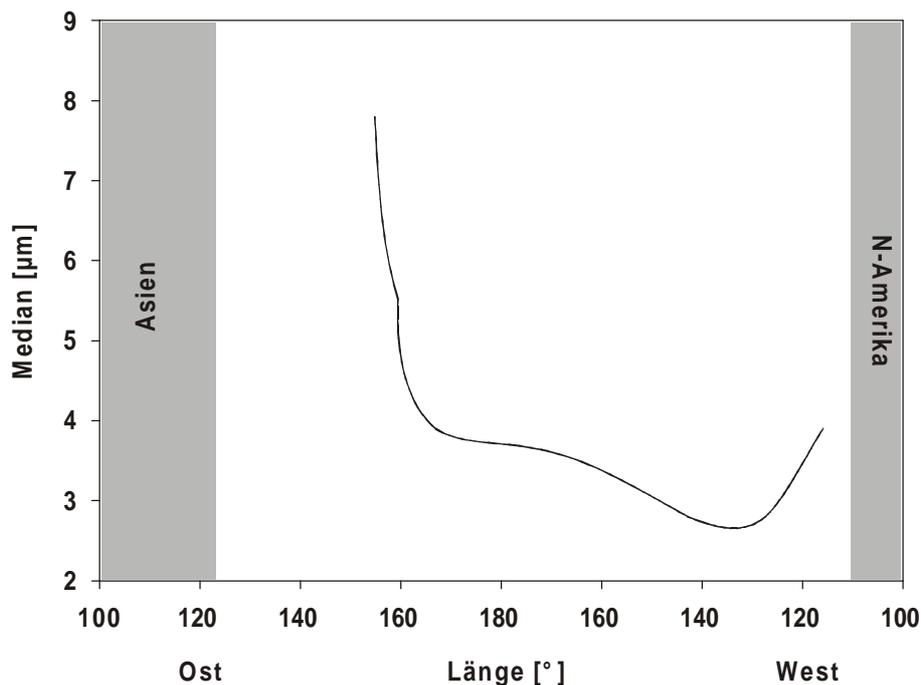


Abb.2: Latitudinale Verteilung des Medians mineralischer Bestandteile in nordpazifischen Sedimenten im Bereich der Haupttransportrichtung des ostasiatischen Staubfächers bei 30°N (Daten aus REA & HOVAN, 1995).

Dieses Muster wird durch den großräumigen Transport äolischen Materials hervorgerufen, bei dem mit zunehmender Distanz zur Küste nur diejenigen Korngrößen transportiert werden können, die mit der atmosphärischen Zirkulation im energetischen Gleichgewicht stehen (SCHÜTZ, 1989). Da offensichtlich die Beeinflussung der globalen Klimazonen auf die lithogene Zusammensetzung der ozeanischen Sedimente im Gegensatz zu den biogenen

Komponenten nicht erst im marinen Milieu sondern bereits an Land stattfindet (GARDNER, 1997), kommt den Transportprozessen des lithogenen Materials von der Mobilisation in den Quellenregionen bis zur Ablagerung im Ozean eine besondere Bedeutung zu. Die terrigenen Einträge in den Ozean verteilen sich mit fluvial  $20 \cdot 10^9 \text{ t yr}^{-1}$ , glazial  $0.8 \cdot 10^9 \text{ t yr}^{-1}$ , äolisch  $0.9 \cdot 10^9 \text{ t yr}^{-1}$  (HAY, 1998) und vulkanisch  $0.02 \cdot 10^9 \text{ t yr}^{-1}$  (GOLDBERG, 1971) recht unterschiedlich und verdeutlichen die herausragende Stellung der fluvialen Einträge für die Bildung der marinen Sedimente. Die Abbildungen 3 und 4 offenbaren zudem, daß die Zufuhr terrigenen Materials in den Ozean keineswegs gleichmäßig erfolgt sondern daß Asien als wichtigste globale Quelle des äolischen und fluvialen Materials fungiert.

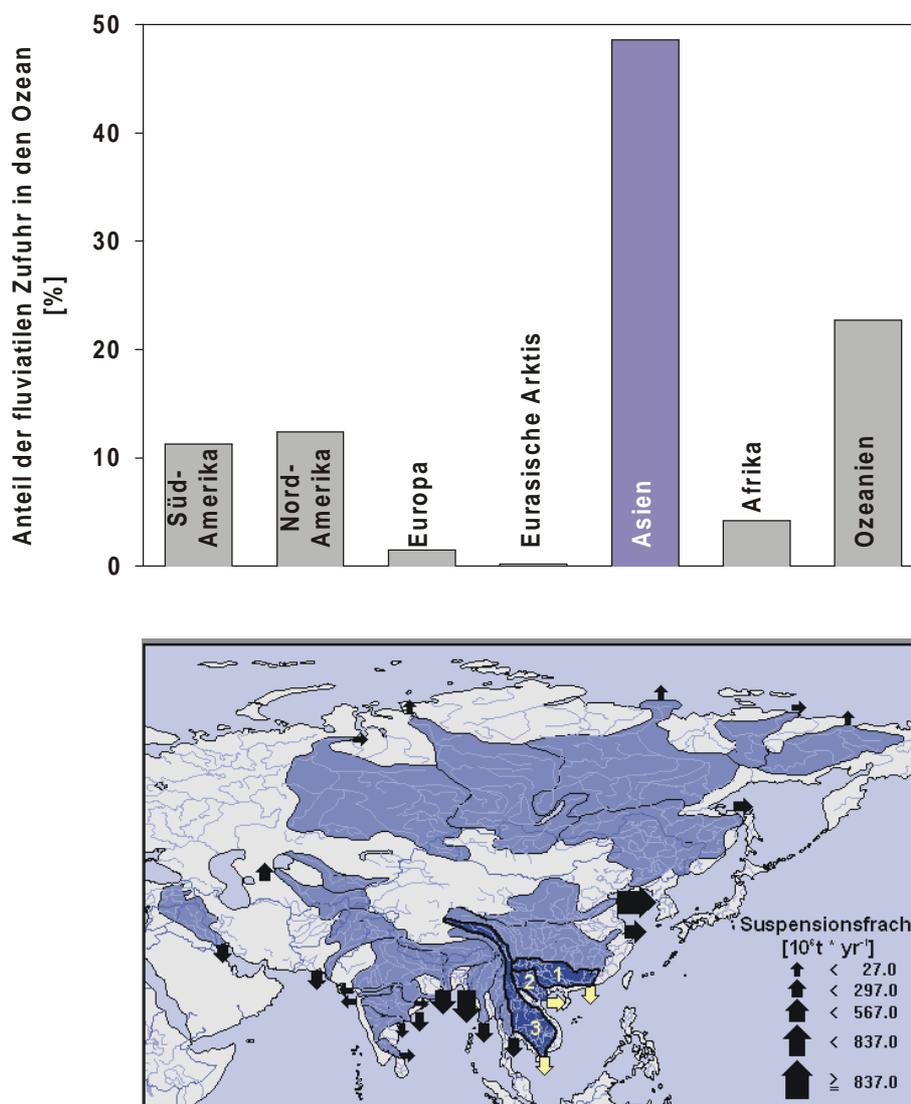


Abb.3: Prozentualer Anteil der Kontinente am globalen Eintrag fluvialen Materials in den Ozean (Daten aus MILLIMAN, 1991) sowie Einzugsgebiete und jährliche Suspensionsfracht der größten asiatischen Flüsse. Dunkelblaue Areale sowie gelbe Pfeile markieren drainierte Fläche bzw. Einträge der in das SCS entwässernden Flüsse (1) Zhujiang, (2) Hunghe und (3) Mekong (modifiziert nach ANNOTATED DIGITAL ATLAS OF GLOBAL WATER QUALITY, 2001).

Die Zufuhren einzelner Flüsse oder Staubfächer können dabei derartig groß sein, daß sie regionale Abweichungen vom globalen Verteilungsmuster der mineralogischen Zusammensetzung und der Korngrößen in den marinen Sedimenten bewirken (GOLDBERG, 1963; BISCAYE, 1965; GRIFFIN et al., 1968; RATEEV et al., 1969; REA, 1994; ARNOLD et al., 1998). Die Ursache hierfür ist, daß die großen Flüsse aufgrund ihrer ausgedehnten Entwässerungsgebiete lithogenes Material mehrerer Klimazonen und Ausgangsgesteine mobilisieren und anschließend in den Ozean eintragen. Aber auch äolisches Material wird über Klimazonen hinweg, zumeist aus ariden Gebieten im Inneren der Kontinente, in gemäßigte Zonen des offenen Ozeans transportiert.

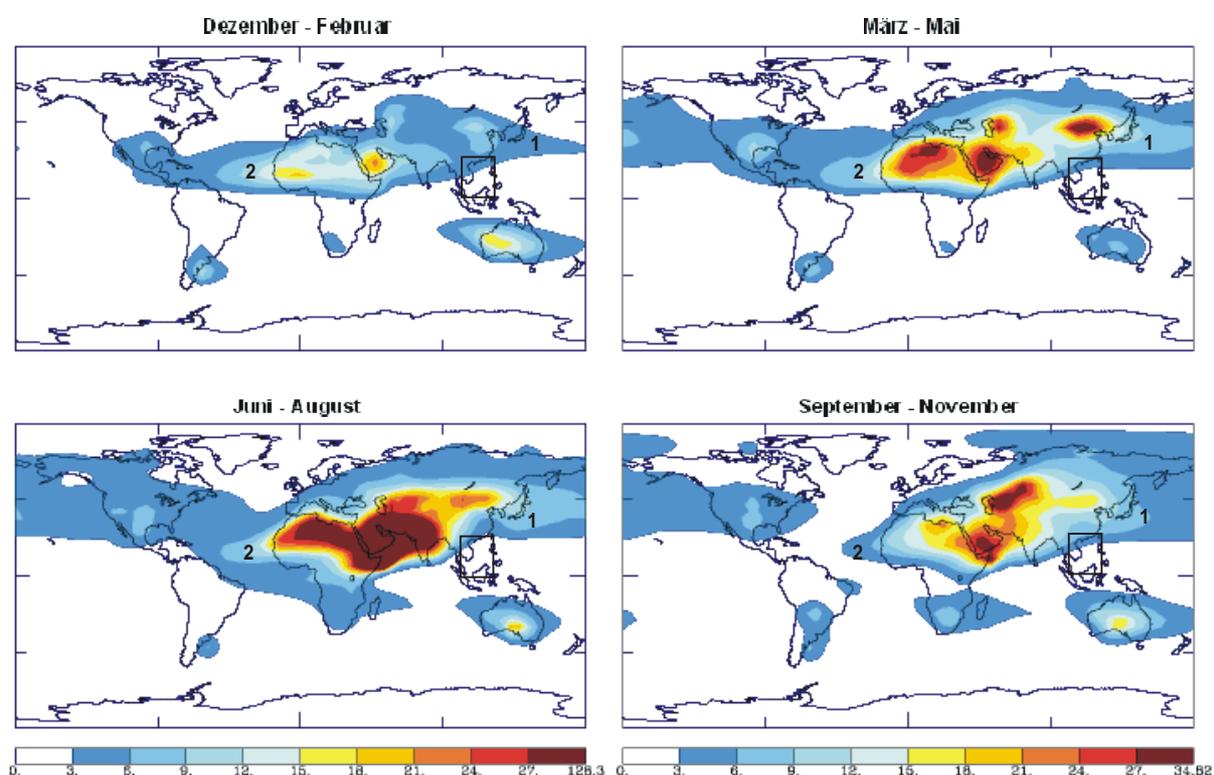


Abb.4: Globale Verteilungskarte der saisonalen optischen Tiefe (dimensionslos), d.h. der durch mineralischen Staub hervorgerufenen Lichtadsorption (modifiziert nach TEGEN & FUNG, 1999). Zahlen markieren den (1) nordatlantischen und (2) den ostasiatischen Staubfächer; Rahmen umfaßt das Gebiet des Südchinesischen Meeres.

Da das lithogene Material, im Gegensatz zu den biogenen Komponenten, nach der Sedimentation im Ozean relativ geringen Alterationen unterworfen ist, können Veränderungen in der Zusammensetzung des lithogenen Materials mit der Tiefe als ein Wechsel der Quellenregion oder als Variabilitäten des Klimas aufgefaßt werden (SCHRAMM, 1989; ARNOLD et al., 1998), wobei Korngröße, mineralogische Komposition und Akkumulationsraten voneinander unabhängige Größen darstellen (REA et al., 1985; REA, 1994). Paläoklimatische Interpretationen lithogener Parameter wurden bislang im Nordpazifik

(JANECEK & REA, 1985; PISIAS & REA, 1988), im Nordatlantik (KOOPMANN, 1979 & 1981) oder auch im Arabischen Meer (CLEMENS, 1998) durchgeführt. Es stehen dabei folgende Ansatzpunkte im Mittelpunkt:

(a) Eine Anwendung von lithogenen Parametern besteht in der Nutzung von Akkumulationsraten bzw. rezenter Staubkonzentrationsmessungen (PROSPERO & NEES, 1977) als Maß für Aridität im Quellengebiet. Geht die Sedimentation auf äolischen Eintrag zurück, dann kann mit ansteigenden Akkumulationsraten auf eine zunehmende Aridität, d.h. eine verstärkte Mobilisation lithogenen Materials im Quellengebiet geschlossen werden. Aus diesem Zusammenhang lassen sich in der Regel jedoch keine Aussagen über die Intensität atmosphärischer Zirkulationen bzw. Monsunstärken ableiten. OLIVAREZ et al. (1991) ermittelten zwar eine signifikante Korrelation zwischen äolischen Akkumulationsraten und transportenergetisch abhängigen Korngrößen des Nord- und Äquatorial-Pazifiks (vgl. b), nach REA (1994) besteht dieser Zusammenhang jedoch nicht in allen Arealen und hat damit keinen allgemeingültigen Charakter.

(b) Eine weitere Methode um paläoklimatische Veränderungen, insbesondere zwischen Glazial und Interglazial aufzuzeigen besteht darin, Korngrößenparameter in Sedimenten zu bestimmen (JANECEK, 1985). Dieser Vorgehensweise unterliegt die Annahme, daß der lithogene Anteil an pelagischen Sedimenten bei ausschließlich äolischer Beteiligung die Variabilitäten der Transportenergien widerspiegelt, wobei mit erhöhter Monsun- bzw. Windintensität die transportierten Korngrößen ansteigen.

(c) Neben der genannten Verwendung der lithogenen Bestandteile als Anzeiger für die Intensität der atmosphärischen Zirkulation gibt es in einigen Gebieten Ansätze, Korngrößenverteilungen als Proxy für hemipelagischen bzw. fluviatilen Eintrag einzusetzen (KOOPMANN 1979 & 1981; REA & HOVAN 1995; WANG et al., 1999). Dabei wird davon ausgegangen, daß fluviatile gegenüber äolischen Einträgen insbesondere durch einen verstärkten Tonfraktionsanteil gekennzeichnet sind. Daher kann aus einer Verfeinerung des Sedimentes auf eine Intensivierung der niederschlagsreichen Monsunphasen geschlossen werden, da durch erhöhten Niederschlag mehr Material mobilisiert und anschließend über die Flüsse in den Ozean eingetragen wird.

Bevor paläoklimatische Interpretationen von lithogenen Parametern erfolgen können, muß jedoch geklärt werden, ob und in wieweit die klimatischen Einflüsse auf die Bildung eines zu untersuchenden Sedimentes durch andere klimaunabhängige Einträge überlagert werden (zusammengefaßt in REA, 1994). Solche Einträge sind durch vulkanische Tätigkeiten zu

erwarten. Zwar wird der atmosphärische Transport der eruptierten Aschen von meteorologischen Verhältnissen wie Windgeschwindigkeit und Windrichtung gesteuert (WIESNER et al., in Vorb.), die Mobilisation durch den Ausbruch eines Vulkans stellt jedoch ein episodisches, klimaunabhängiges Ereignis dar. Marine Sedimente können darüber hinaus gravitativ transportiertes Material in Form von Turbiditen enthalten. Dieser Faktor ist in Meeresgebieten mit starkem Relief, wie etwa in Regionen in unmittelbarer Umgebung des Kontinentalhanges oder in Randmeeren, besonders zu beachten (REA, 1994).

Durch die relativ geringen Sedimentationsraten (einige  $\text{cm} \cdot 10^3 \text{ yr}^{-1}$ ) im pelagischen Bereich und durch die zur Verfügung stehenden Beprobungstechniken können aus den Sedimenten lediglich Daten für eine Zeitskala im Bereich von einigen hundert oder tausend Jahren gewonnen werden, so daß Aussagen über saisonale oder interannuelle Variabilitäten meteorologischer oder klimatologischer Faktoren kaum möglich sind. Rezente Beobachtungen im Bereich des ostasiatischen Staubbüchlers (Abb.4), der sich durch seine mineralogische Zusammensetzung und Korngrößeneigenschaften in den Sedimenten des Nordpazifiks abbildet (SCHRAMM, 1989; REA & HOVAN, 1995), zeigen, daß sich Variabilitäten in den Eigenschaften der Aerosole eher auf saisonale Mobilisationen bzw. auf singuläre Ereignisse wie Staubstürme zurückführen lassen, d.h. eher Wetterphänomenen zuzuordnen sind (IWASAKA et al., 1983; GAO et al., 1992b). Ob und wenn ja welche paläoklimatische Rückschlüsse aus Sedimenten durchgeführt werden dürfen, kann daher nur durch die genaue Kenntnis der rezenten Einflußnahme meteorologischer Faktoren auf die Eigenschaften des lithogenen Materials in der Wassersäule entschieden werden (SCHRAMM, 1989). Hinweise auf die Art der Beziehungen zwischen diesen Parametern liefern die Untersuchungen von lithogenen Sinkstoffen, die mit Hilfe von Sedimentfallenexperimenten gesammelt werden.

Durch das Interesse an der Rolle des Ozeans im globalen Kohlenstoffkreislauf wurde seit Anfang der 80iger Jahre dem vertikalen Partikelfluß des biogenen, also kohlenstofftragenden Materials in der Wassersäule große Aufmerksamkeit geschenkt (zusammengefaßt in WEFER, 1989; JAHNKE, 1990; GARDNER, 1997). Dabei konnte unter Nutzung von Sedimentfallen, die absinkendes Material in der Wassersäule auffangen, festgestellt werden, daß neben einer klimatisch und ozeanographisch bedingten Abhängigkeit der biologischen Produktion in den oberen Wasserschichten eine enge Verknüpfung zwischen organischem und lithogenem Material in Form von Aggregaten (Fecal Pellets und Marine Snow) vorliegt, die ein rasches Absinken ursprünglich kleinerer Partikel ermöglicht. Mit seiner vergleichsweise hohen Dichte übt das lithogene Material eine Ballastfunktion aus und ist damit entscheidend am Export des

organischen Materials aus den produktiven Wasserschichten beteiligt. Untersuchungen in verschiedenen Meeresregionen zeigen zudem, daß neben den biologischen Bestandteilen auch die lithogenen Sinkstoffe im Bezug auf Menge und Zusammensetzung Saisonalitäten aufweisen (HONJO, 1982; HONJO et al., 1987; JICKELLS et al., 1998) und in Abhängigkeit zu klimatischen bzw. meteorologischen Parametern, wie niederschlagsabhängigen Abflußraten von Flüssen oder der Intensität der atmosphärischen Zirkulation, stehen. Für die detaillierte Untersuchung derartiger Zusammenhänge, deren Ergebnisse die Basis der paläoklimatischen Interpretation mariner Sedimente bilden sollten, sind Regionen vielversprechend, die dem Einfluß einer einzigen Quelle sowie einem ausgeprägten saisonalen Wechsel der klimatischen Bedingungen unterliegen. In Regionen der monsunbeeinflussten Tropen, die diese Kriterien erfüllen, wurden bislang nur relativ wenige Untersuchungen vorgenommen, wie im Arabischen Meer (RAMASWAMY et al., 1990; CLEMENS, 1998; TIEMANN, 2001), Golf von Bengalen (RAMASWAMY et al., 1997), Nordatlantik (RATMEYER, 1996) sowie im Nordpazifik (SAITO et al., 1992). Im Bereich eines der bedeutendsten Monsunsysteme der Welt, dem Südostasiatischen Monsunsystem (Ji et al., 1997, ZHANG et al., 1997), das u.a. die westpazifischen Randmeere (Ost- und Südchinesisches Meer) umfaßt, liegen bisher keinerlei Erkenntnisse über den Zusammenhang zwischen klimatischen Bedingungen und lithogenen Sinkstoffen vor. Dennoch wurden paläoklimatische Interpretationen anhand von Sedimenten des Südchinesischen Meeres durch SCHÖNFELD & KUDRASS, (1993), die Variabilitäten lithogener Akkumulationsraten vor allem auf Meeresspiegelschwankungen zurückführen, vorgenommen. WANG et al. (1999) interpretieren Korngrößenparameter der Sedimente des Südchinesischen Meeres als Anzeiger für die Intensität des Sommer- und Wintermonsuns. Demnach sollen Sedimente mit zunehmendem Anteil der Feinkornfraktion ( $< 6 \mu\text{m}$ ) gegenüber dem Siltmodalwert auf einen intensivierten Sommermonsun schließen lassen, da während dieser Monsunphase ein Anstieg der Niederschläge mit verstärkten fluviatilen Einträgen einhergeht. Demgegenüber läßt eine Zunahme des Grobfraktionsanteils in Relation zum Siltmodalwert (relativer Grobkornüberschuß) auf einen intensivierten Wintermonsun schließen, da durch eine verstärkte atmosphärische Zirkulation gröberes äolisches Material vom asiatischen Festland eingetragen wird. WANG et al. (1999) nutzen dabei die Erkenntnisse von KOOPMANN (1979 & 1981), der anhand der genannten Korngrößenparameter eine Identifizierung des Eintrages der lithogenen Bestandteile in nordatlantischen Sedimenten vor Westafrika durchführen konnte. Das Arbeitsgebiet von KOOPMANN (1979 & 1981) liegt im Einflußbereich eines global bedeutenden Staubbäckers mit Ursprung in der Sahara (nordatlantischer Staubbäcker; Abb.4), so daß äolische Einträge häufig den einzigen,

zumindest jedoch den größten Bestandteil der marinen Sedimente vor der Westküste Afrikas bilden. Da das Südchinesische Meer nicht in der Haupttransportrichtung eines Staubbäckers liegt (Abb.4) und zudem einige der größten Flüsse der Welt in das Südchinesische Meer münden (Abb.3), sind im Vergleich zum Nordatlantik wesentliche Unterschiede in den Transport- und Sedimentationsprozesse der terrigenen Einträge zu vermuten. Es muß daher geprüft werden, ob eine Übertragung der Vorgehensweise zur Identifizierung fluviatiler und äolischer Einträge des Nordatlantiks ohne Berücksichtigung der regionalen Meteorologie und Sedimentationsprozesse auf das Südchinesischen Meer zulässig ist.

## 2. Arbeitsziele

Als Teil des pazifischen Ozeans stellt das Südchinesische Meer (SCS) das größte Randmeer der Welt dar. Entsprechend seiner tropischen bis subtropischen Lage im Einflußbereich eines der wichtigsten Monsunsysteme der Welt, dem Südostasiatisches Monsunsystem, werden dem SCS aus den angrenzenden Landmassen große Mengen fluviatilen Materials zugeführt (Abb.3 und Abb.5). Ferner befinden sich nördlich des SCS auf dem asiatischen Kontinent die weltweit größten Lößablagerungen, die zusammen mit ausgedehnten Wüstengebieten Zentralasiens als global bedeutende Quellengebiete mineralischer Aerosole fungieren (Abb.4 und Abb.5).

Ziel dieser Arbeit war es, im stark terrigen und monsunal beeinflussten SCS die lithogenen Sinkstoffe hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung und Korngrößencharakteristik sowie deren saisonaler und interannueller Variabilität zu untersuchen. In diesem Zusammenhang war zu klären, wann und in welchem Ausmaß äolische und fluviatile Einträge für die Variabilitäten der Zusammensetzung des lithogenen Materials im SCS verantwortlich sind. Außerdem sollte durch qualitative und quantitative Vergleiche lithogener Kenngrößen der Sinkstoffe des nördlichen und zentralen SCS die regionale Bedeutung der äolischen und fluviatilen Quellen nachvollzogen werden. In diesem Kontext war in Abhängigkeit zu meteorologischen und ozeanographischen Bedingungen die Saisonalität der Transportprozesse, denen das lithogene Material von den Quellenregionen bis zu den Beprobungspunkten unterliegt, zu beschreiben. Abschließend sollte geklärt werden, ob durch rezente Variabilitäten klimatischer Bedingungen signifikante Veränderungen lithogener Kenngrößen der Sinkstoffe hervorgerufen werden, die, im Abgleich mit Ergebnissen aus anderen stark monsunal und terrigen beeinflussten Gebieten, eine Nutzung mineralogischer oder granulometrischer Parameter als Proxy zur Rekonstruktion des Paläoklimas bzw. Paläomonsunstärken in diesem Gebiet sinnvoll erscheinen lassen.

Zur Beprobung der partikulären Sinkstoffe wurden in den Jahren 1987 bis 1988 und 1990 bis 1995 im Rahmen mehrerer vom Bundesministerium für Bildung und Forschung geförderter Forschungsvorhaben im SCS zwei Sedimentfallensysteme verankert (Abb.5). Die Forschungsprojekte wurden vom Institut für Biogeochemie und Meereschemie der Universität Hamburg in Zusammenarbeit mit dem Zweiten Institut für Ozeanographie (SOA), Hangzhou, Volksrepublik China durchgeführt, wobei das deutsche Forschungsschiff *FS Sonne* sowie die chinesische Forschungsschiffe *Xiangyanghong 5* und *Xiangyanghong 14* zum Einsatz kamen (Tab.1). Die Lage der nördlichen Sinkstoffalle SCS-N wurde so gewählt, daß sie sich

einerseits in der Nähe zu den terrestrischen Quellen des asiatischen Festlandes, andererseits im Gebiet der Hauptwindachse des NE-Monsuns befindet (siehe auch Abb.6). Die Position des zentralen Sedimentfallensystems (SCS-C) sollte dagegen das Sedimentationsgeschehen im küstenfernen Tiefseebereich dokumentieren (Abb.5). Die hohe zeitliche Auflösung der Beprobungsintervalle (14 – 32 Tage) an beiden Stationen sowie die mehrjährige Beprobung im zentralen Südchinesischen Meer lieferte Aufschluß über die saisonale und interannuelle Variabilität der Menge und Zusammensetzung des lithogenen Partikelflusses.

### 3. Das Untersuchungsgebiet

#### 3.1 Geographie und Morphologie

Das SCS als Teil des Westpazifiks umfaßt eine Fläche von  $3.4 \times 10^6 \text{ km}^2$  und stellt damit das größte Randmeer der Welt dar (LA FOND, 1966). Es erstreckt sich von ca.  $0^\circ\text{N}$  und  $105^\circ\text{E}$  im Südwesten bis  $25^\circ\text{N}$  und  $125^\circ\text{E}$  im Nordosten und wird im Norden und Westen durch den passiven Kontinentalrand der asiatischen Festlandsmasse (China und Vietnam) sowie im Süden durch die Malaiische Halbinsel und Borneo begrenzt (Abb.5). Im Osten trennt die Philippinische Inselkette das Südchinesische Meer vom Pazifik ab.

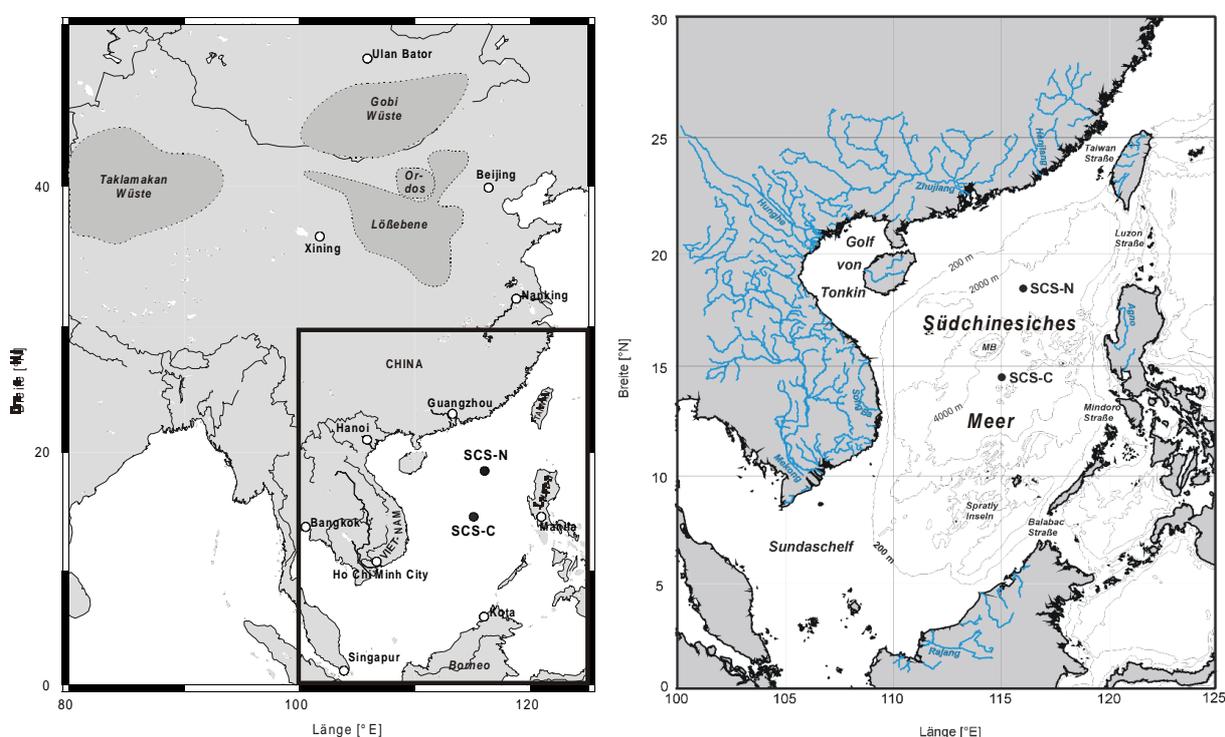


Abb.5: Lage der Sedimentfallenstationen im nördlichen (SCS-N) und zentralen Südchinesischen Meer (SCS-C). MB = Macclesfield Bank

Nach TAYLOR & HAYES (1980) sowie SHAW & CHAO (1994) läßt sich das SCS in folgende morphologische Einheiten unterteilen (siehe auch Abb.5): (1) die zentrale Tiefseeebene mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 4100 m, wobei sich die größte Wassertiefe im südlichen Manila-Graben befindet und mehr als 5000 m beträgt; (2) von der Tiefseeebene aufsteigende Seamounts und Riffstrukturen, die im Falle der Spratly Inseln im Südosten bis an die Oberfläche, im Falle der Macclesfield Bank im zentralen Teil bis auf 200 m unter den Meeresspiegel hinaufreichen; (3) die breiten, sanft ansteigenden, manchmal zerklüfteten Kontinentalhänge des asiatischen Festlandes und des Sundaschelfes; (4) die inaktive Subduktionszone des Palawan-Troges; (5) die aktive Subduktionszone Luzons, die den

Manilagraben und die angeschlossenen fore-arc Becken Nord und- Westluzons umfaßt; (6) die Schelfgebiete, die im Norden und Südwesten eine Breite von bis zu 400 km aufweisen. Der Golf von Tonkin bildet mit dem Sundaschelf eines der größten Schelfgebiete der Welt. Vor den Philippinen ist der Kontinentalabhang steil und bildet kein Schelfgebiet aus. Insgesamt beträgt der Anteil der Schelfgebiete mit Tiefen  $< 200$  m ca. 52 % der Gesamtfläche.

Verbindungen zu anderen Meeren bestehen im Süden über den Sunda Schelf zur Java See und durch die Straße von Malakka mit dem Golf von Bengalen sowie entlang der östlichen Begrenzung des Südchinesischen Meeres in Form von vier Passagen (Abb.5): (1) Die Straße von Luzon (Bashi-Straße), die zwischen Taiwan und Luzon mit einer Breite von 380 km und einer Tiefe von 2600 m das Südchinesische Meer mit dem Pazifik verbindet; (2) Die Mindoro-Straße, die nördlich von Palawan mit einer Tiefe von 450 m zusammen mit der (3) Balabac-Straße, die mit einer Tiefe von 100 m südlich von Palawan gelegen ist, die Verbindung des SCS zur Sulu See herstellt; (4) Die Taiwan-Straße, die zwischen dem chinesischen Festland und Taiwan liegt und eine Wassertiefe von weniger als 100 m aufweist. Die Taiwan-Straße öffnet das SCS über den südchinesischen Schelf zum Ostchinesischen Meer.

### **3.2 Klimatische Bedingungen und Ozeanographie**

Der Südostasiatische Raum und damit auch das SCS unterliegt tropischem bis subtropischem Klima und zeichnet sich durch das halbjährliche Auftreten der Monsune aus. Im Sommer (Juni – September) erwärmen sich die Landmassen durch die verstärkte Sonneneinstrahlung schneller als der Ozean, wobei das Tibetische Hochplateau durch seine besonders ausgeprägte Wärmeabgabe als Schlüsselregion für den Beginn des Sommermonsuns gilt (WU & ZHANG, 1998). Durch die aufsteigenden warmen Luftmassen wird ein Druckunterschied zwischen Land und Ozean verursacht, der seinerseits kühlere und feuchte Luftmassen vom SCS nach Nordosten in Richtung Land fließen läßt (RAMAGE, 1987). Diese Luftströmungen treten zunächst im zentralen und südwestlichen SCS auf und breiten sich während der Hochphase des Sommermonsuns im Juli und August über das gesamte Meer aus. Die resultierenden Winde haben aufgrund der geringen Druckunterschiede relativ niedrige Geschwindigkeiten (4 bis  $8 \text{ m s}^{-1}$ ; siehe auch Abb.6). Nach einer kurzen Intermonsunphase im September mit geringen Windgeschwindigkeiten von  $4 \text{ m s}^{-1}$ , beginnt sich der Wintermonsun bereits während des Septembers nördlich  $20^\circ\text{N}$  zu entwickeln (SHAW & CHAO, 1994). Südlich

dieses Breitengrades herrschen noch Bedingungen des Sommermonsuns vor. Im Oktober breitet sich der Wintermonsun nach Süden aus und erreicht sein Maximum im Dezember. In der Hauptphase des Wintermonsuns (Dezember bis Februar) dringen starke und trockene Winde aus dem Bereich des polaren Antizyklons über Zentralasien in das nordöstliche SCS vor. Die Windgeschwindigkeiten während des Wintermonsuns sind mit mehr als  $12 \text{ m s}^{-1}$  während der Hochphase deutlich höher als die des Sommermonsuns, wobei sich die Windhauptachse von der Südspitze Taiwans bis in den Südwesten des SCS zwischen Vietnam und Borneo erstreckt (Abb.6).

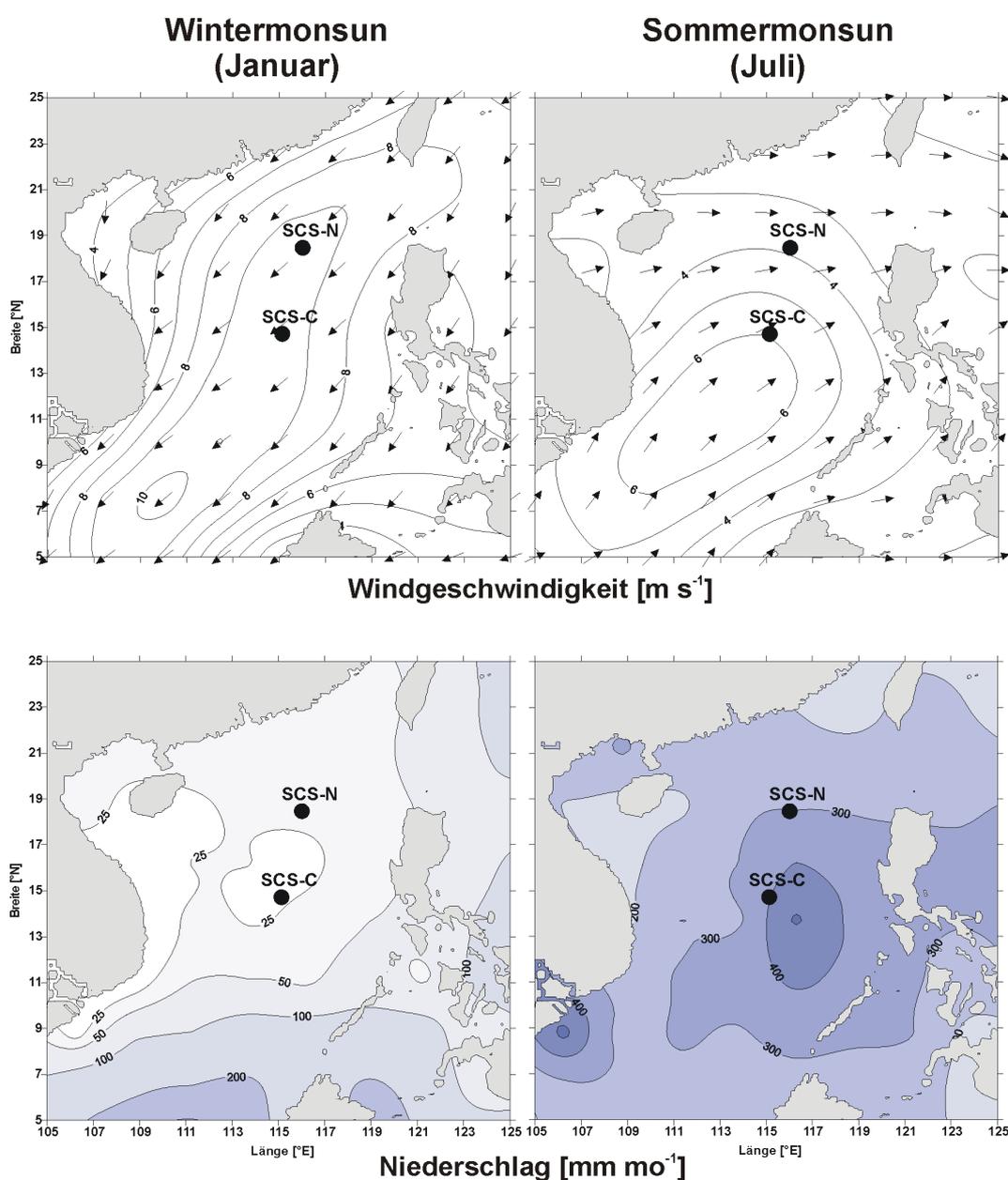


Abb.6: Verteilung der Windgeschwindigkeit (Isolinien) und Windrichtung (Pfeile) sowie des Niederschlags während des Winter- (Januar) und Sommermonsuns (Juli) im Südchinesischen Meer (Datenbasis siehe Kap.4.5). Punkte kennzeichnen die Position der Sedimentfallenstationen im nördlichen (SCS-N) und zentralen (SCS-C) Südchinesischen Meer.

Unter Abschwächung bleiben die überwiegend nordöstlichen Winde zunächst bestehen, bevor ab Mai eine grundlegende Veränderung der Zirkulation erfolgt, die zu den Verhältnissen des Sommermonsuns überleitet. In der kurzen Intermonsunphase, die die Monate März bis Mai umfaßt, sinken die Windgeschwindigkeiten erneut auf unter  $4 \text{ m s}^{-1}$  ab.

Neben den Monsunwinden treten in den Monaten Juni bis November, vor allem aber im August bis September, verstärkt Taifune auf (RAMAGE, 1987), bei denen Windgeschwindigkeiten von bis zu  $250 \text{ km h}^{-1}$  erreicht werden. In einem räumlich und zeitlich eng begrenzten Umfang können diese Sturmereignisse zu einer tiefgreifenden Durchmischung der oberen Wasserschichten führen (NILSON, 1996; BEHERA et al., 1998).

Das monsunale Windregime beeinflusst maßgeblich die durchschnittliche Verteilung der Niederschläge im Untersuchungsgebiet (Abb.6): Während der Wintermonsun vergleichsweise trocken ausfällt, werden maximale Niederschlagsmengen während des Sommermonsuns erreicht (WATTS, 1969; FLORES & BALAGOT, 1969). Diese sorgen zusammen mit verstärkten Abflußraten der Flüsse auch dafür, daß sich im Sommer die Salinität in weiten Teilen des Südchinesischen Meeres erniedrigt.

In den ersten vier Wochen nach Einsetzen des Wintermonsun fallen die Meeresoberflächentemperaturen (SST) im Winter um  $4$  bis  $7 \text{ }^\circ\text{C}$  ab und weisen schließlich mit Werten von  $20^\circ\text{C}$  im äußersten Nordosten bis  $27^\circ\text{C}$  im Süden einen ausgeprägten Nord-Süd-Gradienten auf (Abb.7). Im Vergleich zum Frühjahrsintermonsun sinkt die SST im nördlichen SCS während des Sommermonsuns kaum ab. Im zentralen SCS sowie vor der vietnamesischen Küste ist dagegen eine Temperaturabnahme von  $1$  bis  $3 \text{ }^\circ\text{C}$  zu verzeichnen, folglich treten im gesamten SCS mit  $28$  bis  $30^\circ\text{C}$  relativ einheitliche SST auf.

Der Richtungswechsel der monsunalen Winde erzeugt eine saisonale Umkehr der Meeresoberflächenzirkulation, wobei während der Wintermonate eine gegen den Uhrzeigersinn, während des Sommermonsuns demgegenüber eine nach NE gerichtete Strömung vorherrscht (Abb.7; siehe auch LAVIOLETTE & FRONTENAC, 1967; TCHERNIA, 1980). Ferner kommt es im Winter zur Intrusion eines Zweiges des Kuroshio-Strömungssystems durch die Luzon-Straße. Im weiteren Verlauf bildet sich eine küstenparallele Strömung, die sich von der Südspitze Taiwans, entlang der chinesischen Küste bis nach Vietnam zieht und überwiegend kühles, nährstoffarmes Wasser mit sich führt (SHAW & CHAO, 1994; VO & TONG, 2000). Im Sommer hingegen ist der Einstrom äußerst schwach ausgebildet und reicht lediglich bis zur Südspitze Taiwans.

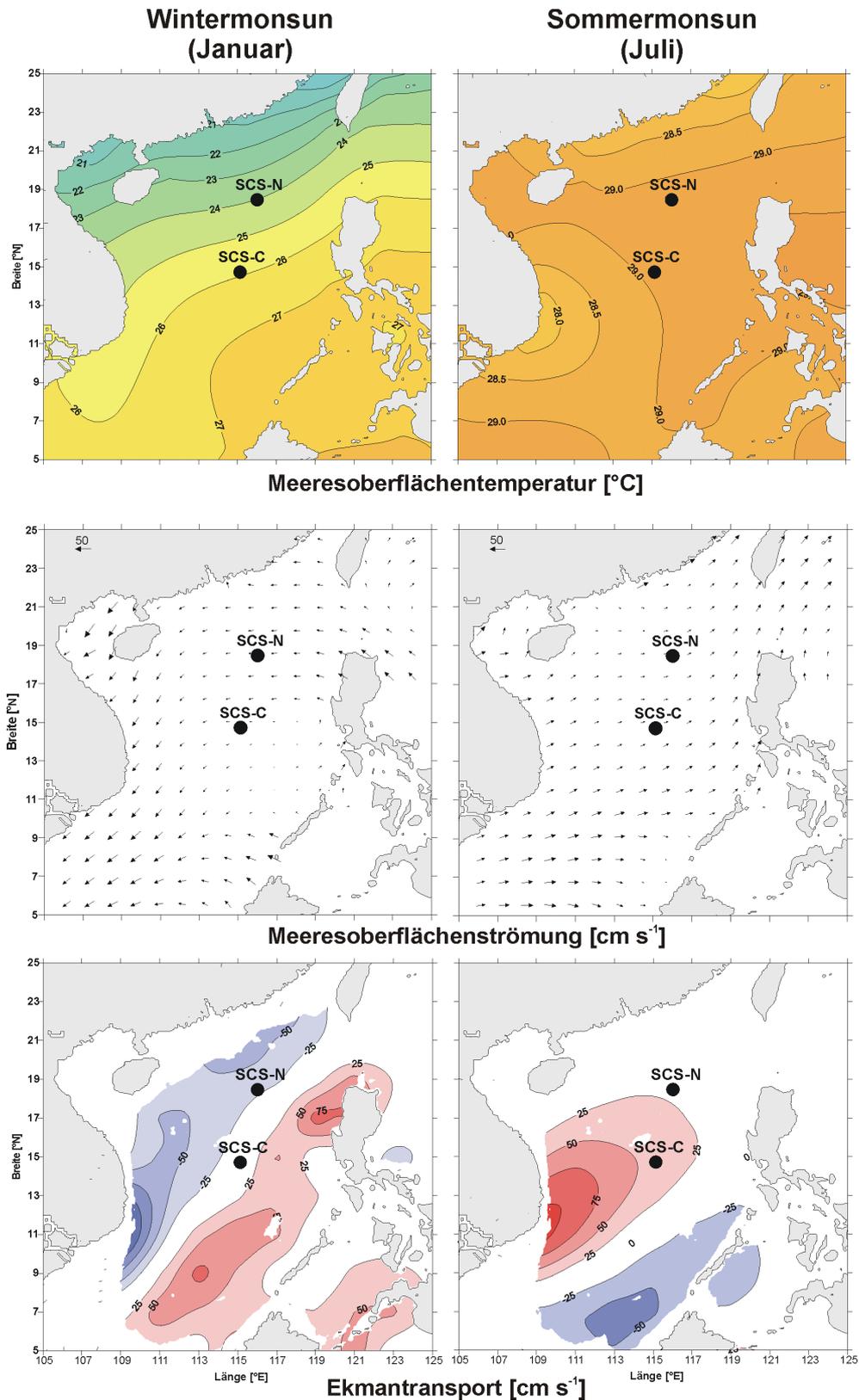


Abb.7: Verteilung der Meeresoberflächentemperatur, Meeresoberflächenströmung (Datenbasis siehe Kap.4.5) sowie des Ekman-Transportes (modifiziert nach WIESNER ET AL., 1996) während des Winter- (Januar) und Sommermonsuns (Juli) im Südchinesischen Meer. Positive Werte des Ekman-Transportes (rote Farben) indizieren Auftrieb, negative Werte (blaue Farben) indizieren Abtrieb. Punkte kennzeichnen die Position der Sedimentfallenstationen im nördlichen (SCS-N) und zentralen (SCS-C) Südchinesischen Meer.

Ein weiteres monsun gesteuertes ozeanographisches Phänomen ist der Tiefenwasserauftrieb, der kühleres Tiefenwasser an die Oberfläche bringt und damit die für die Primärproduktion wichtigen Nährstoffe in die euphotische Zone führt (LAFOND, 1963). Im SCS kommt es je nach Jahreszeit und vorherrschender Windrichtung in verschiedenen Gebieten zu diesem Vorgang. Sowohl die Temperatur- als auch die Salinitätsverteilung während des Sommermonsuns zeigt einen Tiefenwasserauftrieb vor der Südküste Vietnams (Abb.7; siehe auch SHAW & CHAO, 1994), welcher bereits durch WYRTKI (1961) beschrieben wurde. Im Februar, gegen Ende des Wintermonsuns, findet Auftrieb am östlichen Rand des SCS vor der Küste Palawans statt (SHAW & CHAO, 1994). Diese beiden Auftriebsgebiete setzen sich bis an die Oberfläche durch (POHLMANN, 1987; SHAW & CHAO, 1994). Ein weiteres Auftriebsgebiet befindet sich zwischen 16°N und 19°N nordwestlich von Luzon (Abb.7; siehe auch SHAW et al., 1996). Es bildet sich in den Monaten Oktober bis Januar aus, reicht jedoch nur in eine Tiefe von etwa 300 m. Nach SHAW et al. (1996) ist dieses Auftriebsgebiet nicht ausschließlich windinduziert sondern wird durch den von der Küste weggerichteten Ekmantransport in den oberen Wasserschichten und einer konvergierenden nordwärts gerichteten tiefergelegenen Unterströmung aufrecht erhalten.

Sowohl der Beginn als auch die Stärke der Monsune ist nicht nur vom lokalen sondern auch vom globalen Klimageschehen abhängig. Der Südostasiatische Monsun wird als Teil eines überregionalen Asiatischen Monsunsystems angesehen (TOMITA & YASUNARI, 1996), das auch die Subregionen des Indischen und Ostasiatischen Monsunsystems umfaßt. Dieses System erfährt Variabilitäten durch das Auftreten der BO (Biennial Oscillation) und dem ENSO (El Nino/Southern Oscillation). Bei beiden Phänomenen werden die Veränderungen des globalen Klimas durch atmosphärische Zirkulationen im Asiatischen Monsunsystem wirksam (TOMITA & YASUNARI, 1996; JI et al., 1997) So führen ENSO-Ereignisse, deren offensichtlichstes Merkmal die stark positiven SSTA's im äquatorialen Ostpazifik sind, zu Intensitätsschwankungen des Südostasiatischen Monsuns. Art und Weise der Einflußnahme sind jedoch nicht eindeutig geklärt. Nach SOMAN & SLINGO (1997) sowie OSE et al., (1997) sind die SSTA im SCS positiv mit den SSTA's im Pazifik und negativ mit den Windgeschwindigkeiten über dem SCS korreliert, was eine Abschwächung des Sommermonsuns durch ENSO-Ereignisse impliziert. Demgegenüber beschreiben ZHANG et al. (1996) sowie ZHANG et al. (1997), daß, einhergehend mit der Variabilität der Walker-Zirkulation, während ENSO-Ereignissen über dem SCS südliche Windanomalien auftreten, die während des Sommers zu einer Intensivierung, im Winter hingegen zu einer Abschwächung des Monsuns führen. Allen Beobachtungen ist jedoch gemeinsam, daß eine

Verzögerung der Signale aus dem Ostpazifik vorliegt, die sich in einer Korrelation zwischen Sommermonsunänderungen in Südostasien und positiven SSTA des vorangegangenen Winters und Frühlings im Ostpazifiks ausdrückt (SHEN & LAU, 1995; OSE et al., 1997). Bei einem Vergleich der atmosphärisch beeinflussten SSTA des SCS und der El-Niño sensitiven Ozeangebiete des Pazifiks wird deutlich, daß die Verzögerung der Signale etwa 4 – 5 Monate beträgt (Abb.8).

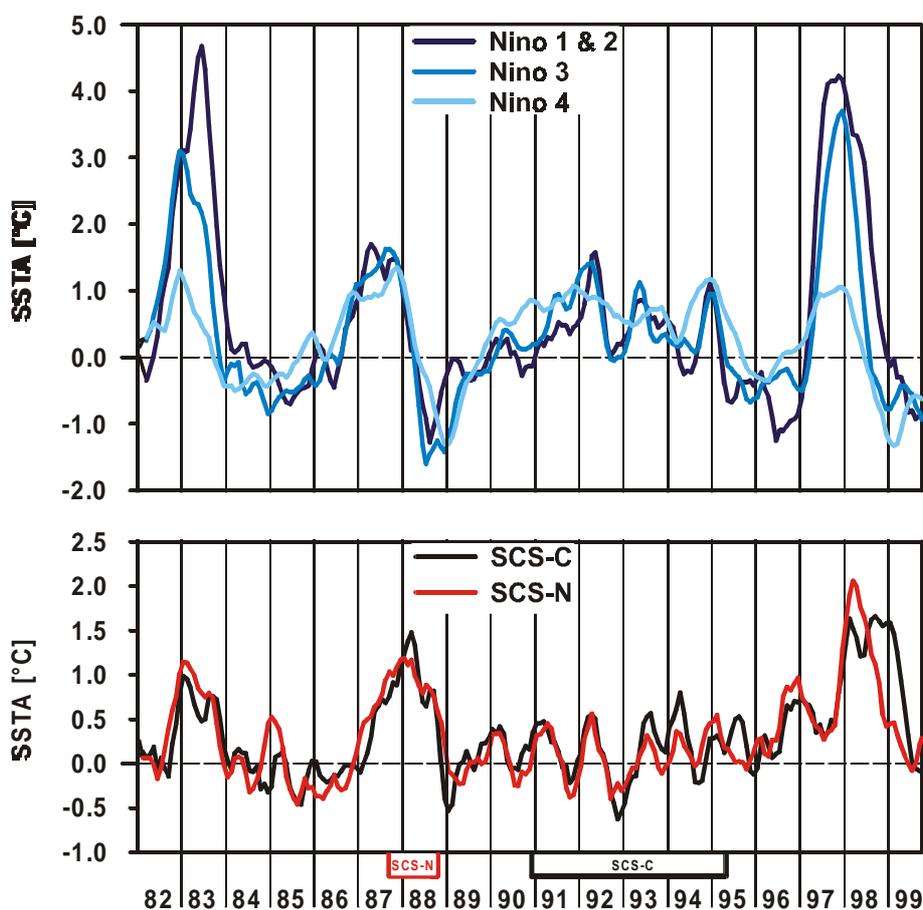


Abb.8: Meeresoberflächentemperaturanomalien (SSTA) im östlichen (Niño-1+2) zentralen (Niño-3) und westlichen (Niño-4) äquatorialen Pazifik (als Abweichungen von der Periode 1961 – 1990; CLIMATE PREDICTION CENTER, 1996 – 2000) und an den Sedimentfallenstationen SCS-C und SCS-N im zentralen bzw. nördlichen Südchinesischen Meer (Datenbasis siehe Kap. 4.5). Die Beprobungszeiträume der Station SCS-N und SCS-C sind als roter bzw. schwarzer Rahmen dargestellt.

### 3.3 Lithogene Einträge in das Südchinesische Meer

#### 3.3.1 Fluviatile Einträge

Mit über 20 % der weltweiten jährlich transportierten Wassermenge und knapp 50 % der Sedimentfracht stellt Asien den bedeutendsten Kontinent im Bezug auf fluviatilen Eintrag in den Ozean dar (Abb.3; siehe auch MILLIMAN, 1991). Die enormen Mengen an Wasser und Sedimentfracht werden einerseits durch die große Festlandsmasse und den damit verbundenen großen Entwässerungsgebieten des asiatischen Kontinents hervorgerufen (Abb.3),

andererseits sind sie das Produkt des Klimageschehens, vor allem der intensiven Monsune und deren intensiven Niederschläge. Diese Kriterien treffen insbesondere auf die das SCS umgebenden Landmassen zu, so daß im größerem Ausmaß fluviatile Einträge zu erwarten sind. In China und Vietnam sind mit den Flüssen Zhujiang (Pearl River), Hunghe (Red River) und Mekong im Bezug auf die Sedimentfracht drei der siebzehn größten Flüsse der Welt lokalisiert, die in das Südchinesische Meer münden, wobei sich ihre Einzugsgebiete in den südchinesischen Provinzen Guangdong und Guang-xi-zhuang bzw. in den nördlichen Teilen Vietnams, Kambodscha und Laos befinden (Abb.3 & Abb.5). Der Oberlauf des Mekongs reicht weit in den Norden bis in die autonome Provinz Tibet. Die Küstenregionen Vietnams und Südchinas werden durch kleinere Flüsse entwässert.

Den großen Strömen des Festlandes stehen die Flüsse der Inselketten im Süden (Borneo) und Osten (Philippinen, Taiwan) gegenüber (Abb.5), wobei sich deren Einzugsgebiete weniger durch weitausgedehnte Entwässerungsgebiete auszeichnen, als vielmehr durch ein stark ausgeprägtes Relief (MILLIMAN & SYVITSKY, 1992). Als wichtigste Flüsse sind hier Choshui und Kaopin auf Taiwan, Angat und Agno auf den Philippinen und der Rajang auf Borneo zu nennen (Abb.5; siehe auch MILLIMAN & SYVITSKY, 1992).

### **3.3.2 Äolische Einträge**

Bereits seit 2000 Jahren werden in Ostasien alljährlich auftretende Staubstürme dokumentiert, die im japanischen Schrifttum als „Kosa“ oder auch Staubregen bezeichnet werden (LIU, 1985). Erste detaillierte Aufzeichnungen über den Staubgehalt in der Luft im marinen Bereich lieferte McDONALD (1938) mit einem klimatologischen Atlas der Weltozeane, in dem auch Karten der saisonalen Dunstverteilung enthalten sind. Neben anderen Teilen des Weltozeans (Ostatlantik, Arabisches Meer, südlicher Ostpazifik) sind auch Bereiche des nördlichen Westpazifiks, insbesondere das Ostchinesische, Gelbe und Japanische Meer, aber auch der nördliche Teil des SCS mit einer erhöhten Anzahl von Dunstbeobachtungen ausgewiesen. Aus Fernerkundungsdaten erstellte Karten der optischen Tiefe (siehe dazu Kap.4.5) und Aerosolkonzentrationen zeigen, daß das äolische Material mit einer ausgeprägten Saisonalität aus den weitausgedehnten Landflächen Zentralasiens bis in den Nordpazifik transportiert wird (Abb.4; siehe auch TEGEN & FUNG, 1994, 1995 & 1999). Insbesondere im Frühjahr werden in den zentralasiatischen Wüstenregionen der Gobi-Wüste (1300000 km<sup>2</sup>), der Taklamakan-Wüste (300000 km<sup>2</sup>) und der Alashan- und Ordosebene (140000 km<sup>2</sup>) sowie den Lößablagerungen Zentralchinas große Mengen äolischen Materials mobilisiert (Abb.5). Zu

diesem Zeitpunkt ist durch die Kombination aus geringen Niederschlägen, starken, oberflächennahen Winden, die mit vorüberziehenden intensiven Kaltfrontsystemen assoziiert sind, und nicht zuletzt auch durch anthropogene Einflüsse auf die Vegetationsbedeckung (Pflügen) der Transport äolischen Materials begünstigt (CHEN & CHEN, 1987; GAO et al. 1992b). Anhand von Untersuchungen einzelner Staubsturmereignisse konnte gezeigt werden, daß das äolische Material west- gelegentlich auch südwestwärts innerhalb weniger Stunden die ost- und südchinesische Küste erreicht und anschließend den Nordpazifik überquert (ING, 1972; IWASAKA et al., 1983; LIU et al., 1981; RAHN et al., 1981; CHEN & CHEN, 1987; FANG et al., 1999). Insgesamt werden auf diesem Wege jährlich zwischen  $5.8$  und  $12 \cdot 10^6$  t äolischen Materials in den Nordpazifik eingetragen (UEMATSU et al., 1983), welches dort mit 20 – 95 % einen Hauptbestandteil der Sedimente bildet (BLANK et al., 1985; GAO et al., 1992a). Südlich des Kernbereichs des Staubfächers ( $30^\circ\text{N}$  und  $50^\circ\text{N}$ ) nehmen die Staubkonzentrationen und somit die äolischen Depositionen drastisch ab. Berechnungen von GAO et al. (1997) zufolge betragen die Staubkonzentrationen an der nördlichen Küste des SCS nur noch 40 % der Werte der Ostchinesischen Küste. Direkt gemessene Staubkonzentrationen im Bereich des SCS sind nur von ASTON (1973) und PROSPERO (1979) durchgeführt worden und brachten Werte von  $0.2$  bzw.  $2.1 \mu\text{g m}^{-3}$  Luft hervor. Untersuchungen über den Anteil des äolischen Materials an den Sedimenten des SCS liegen nicht vor.

Neben Zentral- und Ostasien kommen auch andere Gebiete als Quellenregion äolischen Materials in Frage. Durch PROSPERO (1981) wird von Beobachtungen durch Piloten berichtet, die ein Auftreten von Staubschichten im Winter bei  $15^\circ\text{N}$  über dem SCS feststellten. Da diese Staublagen in Höhen der Westwindzone registriert worden sind, ist auszuschließen, daß das transportierte Material dem ostasiatischen Staubfächer bzw. lokalen Quellen entstammt. Nach dem atmosphärischen Zirkulationsmodell von JOUSSAUME (1989) könnte es sich dabei um Material handeln, das seinen Ursprung in der Sahara und Arabien hat (Abb.4). Der Bedeutung dieser zusätzlichen Quelle für die äolische Deposition im SCS wurde bisher in Untersuchungen keine Aufmerksamkeit geschenkt und bleibt daher unklar.

### **3.4 Oberflächensedimente**

Oberflächensedimentverteilungskarten zeigen im Bezug auf den Sedimenttypus eine Zonierung des SCS, die entsprechend der räumlichen Ausdehnung der Schelfgebiete im Norden und Westen deutlicher ausgeprägt ist als im Süden und Osten (Abb.9, siehe auch CHEN, 1981; CHEN et al., 1988; SU & WANG, 1994).

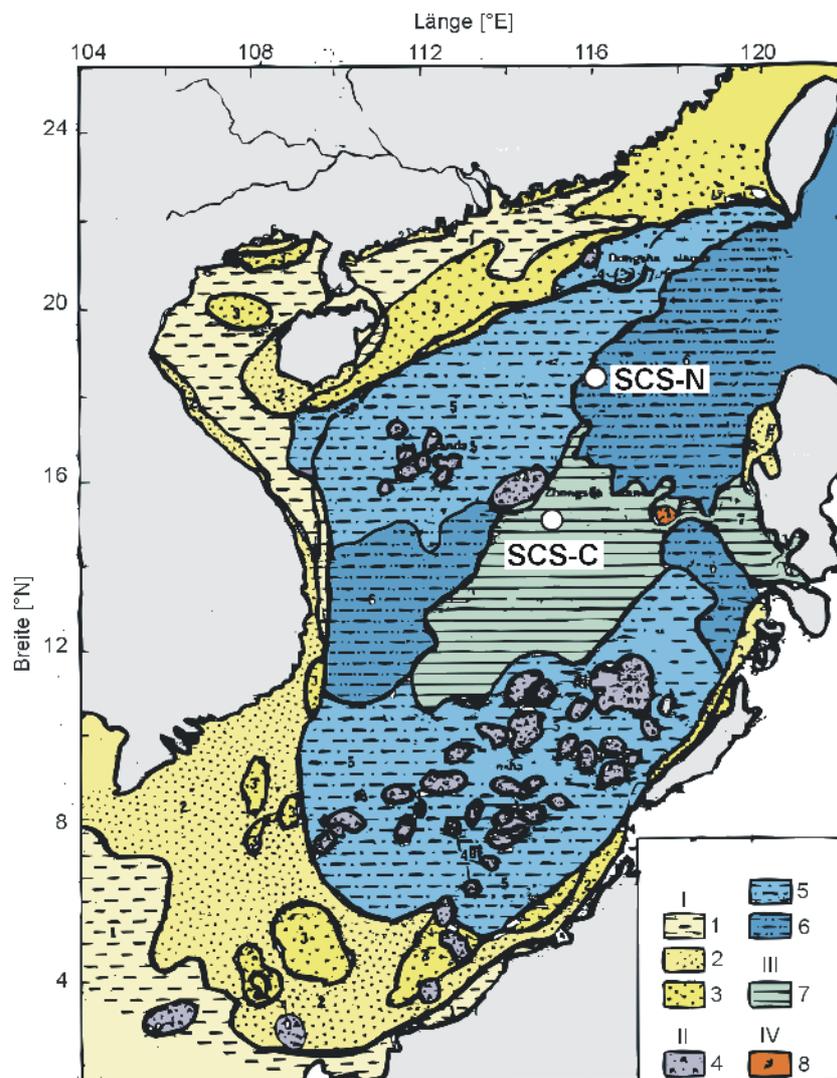


Abb.9: Verteilungskarte der Sedimenttypen im Südchinesischen Meer (modifiziert nach SU & WANG, 1994). (I) Terrigener Typ: (1) küstennahe, rezente Tone, (2) küstennahe, terrigene Silte bzw. Sande, (3) neritische Reliktsande; (II) Biogener Typ: (4) neritische Korallensande und -kiese, (5) semiabysale bis abyssale karbonatische Schlämme, (6) abyssale silikatische Schlämme; (III) biogener-terrigen Typ: (7) abyssale Tone; (IV) Vulkanisch-biogener-terrigen Typ: (8) vulkanisches Material mit bis zu 5 % am Sediment beteiligt.

Vom inneren Schelf bis in die Tiefseebene können folgende Sedimenttypen unterschieden werden:

1. Die terrigenen Sedimente des inneren Schelfes, die hauptsächlich aus Material fluviatiler Einträge bestehen (CHEN et al., 1988): Bei diesen Sedimenten handelt es sich vor allem um tonige Silte oder siltige Tone, im Bereich des Sundaschelfes, den schmalen Schelfgebieten vor Borneo und der Philippinen sind dagegen eher siltige bis sandige Ablagerungen anzutreffen.
2. Die pleistozänen Reliktsedimente im Areal des äußeren Schelfs und Kontinentalhanges: Ähnlich den Sedimenten des Sundaschelfes handelt es sich hierbei überwiegend um

sandige Ablagerungen, Unterschiede bestehen im Anteil der biogenen Komponenten. Während die Sundaschelfsedimente nur 5 – 10 % an Bioklasten (Foraminiferen und Ostrakodenschalen) aufweisen, liegt der Anteil in den Reliktsedimente bei 5 – 70 %. Zudem sind in den Reliktsedimenten die Klasten häufig mit einer Eisenmanganhaut überzogen (SU & WANG, 1994).

3. Die Tiefseetone des unteren Kontinentalhanges sowie des Zentralbeckens: Es handelt sich hierbei um Feinsilte und Tone, deren Anteil an Foraminiferen, Radiolarien sowie Diatomeen maximal 30 % aufweist (SU & WANG, 1994). Von den Kontinentalhängen bis in den zentralen Teil des SCS nimmt der Tonanteil von 20 auf 60 % zu (CHEN, 1981). Den aus einer vorwiegend pelagischen oder hemipelagischen Sedimentation hervorgegangenen Ablagerungen sind gelegentliche Riffschuttsande eingeschaltet, wie in der Umgebung der Xisha Inseln, Nansha Inseln und der Macclesfield Bank (SU & WANG, 1994). Darüber hinaus sind vor allem im östlichen SCS vulkanogene Minerale und Gläser, die mit bis zu 30 % enthalten sein können (NIINO & EMERY, 1961; CHEN & ZHOU, 1992), bedeutend. Die Mächtigkeiten der Tiefseesedimente schwanken zwischen 2000 m im nördlichen SCS, 1200 m im Süden und 500 m im zentralen Teil (TAYLOR & HAYES, 1980). Seismische Profile zeigen, daß den hemipelagischen oder pelagischen Tonen während des letzten Glazials siltig-feinsandige Lagen zwischengeschaltet sind, die ihrer Struktur nach durch Turbidite oder ähnliche gravitativ kontrollierte Sedimentationsvorgänge abgelagert wurden (DAMUTH, 1980).

## 4. Material und Methoden

### 4.1 Probennahme

Die Probennahme erfolgte mittels Sinkstoffallen des Typs "McLANE RESEARCH MARK VI" (Abb.10; siehe auch HONJO & DOHERTY, 1988), wobei die eigentliche Beprobungsvorrichtung aus einem Kunststofftrichter mit einer Öffnung von  $0.5 \text{ m}^2$  besteht. Unterhalb des Trichters ist eine Rotorplatte angebracht, die 13 Probenbehälter nacheinander unter die Konusöffnung dreht.



Abb.10: Sedimentfalle des im Südchinesischen Meer eingesetzten Typs „Mark VI“, McLane Research (Foto: S. Reschke).

Die gewünschten Beprobungsintervalle werden zuvor in einem Kleinrechner programmiert, der durch Weiterleitung dieser Daten an einen Schrittmotor die Bewegung der Rotorplatte veranlaßt. Gleichzeitig werden alle Bewegungen des Schrittmotors vom Kleinrechner registriert bzw. gespeichert und können nach der Probennahme mit den programmierten Daten verglichen werden. Vor jedem Einsatz wurden die Steuerungseinheiten technisch überholt und die Probensammelbehälter mit  $\text{NaCl}$  ( $33.3 \text{ g l}^{-1}$ ) und  $\text{HgCl}_2$  ( $3.3 \text{ g l}^{-1}$ ) versetztem

Wasser aufgefüllt. Eine derartige Behandlung verhindert eine Diffusion und einen Abbau des organischen Probenmaterials durch biologische Aktivität.

Um neben der zeitlichen Auflösung auch Informationen über das partikuläre Material aus verschiedenen Tiefen der Wassersäule zu erhalten, wurden im nördlichen und zentralen SCS (SCS-N und SCS-C; Abb.5) mehrere Sinkstofffallen zu Sedimentfallensystemen kombiniert (Abb.11). Innerhalb eines Systems sind die einzelnen Sedimentfallen durch Stahlseile und Ketten miteinander verbunden. Bei beiden Systemen wurde eine stationäre und senkrechte Stellung während der Beprobung durch die Verwendung eines Ankergewichtes und die Bestückung mit Auftriebsbällen an mehreren Stellen des Systems gewährleistet (Abb.11). Die Bälle sind auch für den Auftrieb bei Bergung des Systems, die durch das Lösen der Verbindung zwischen Anker und dem restlichen System hervorgerufen wird, verantwortlich.

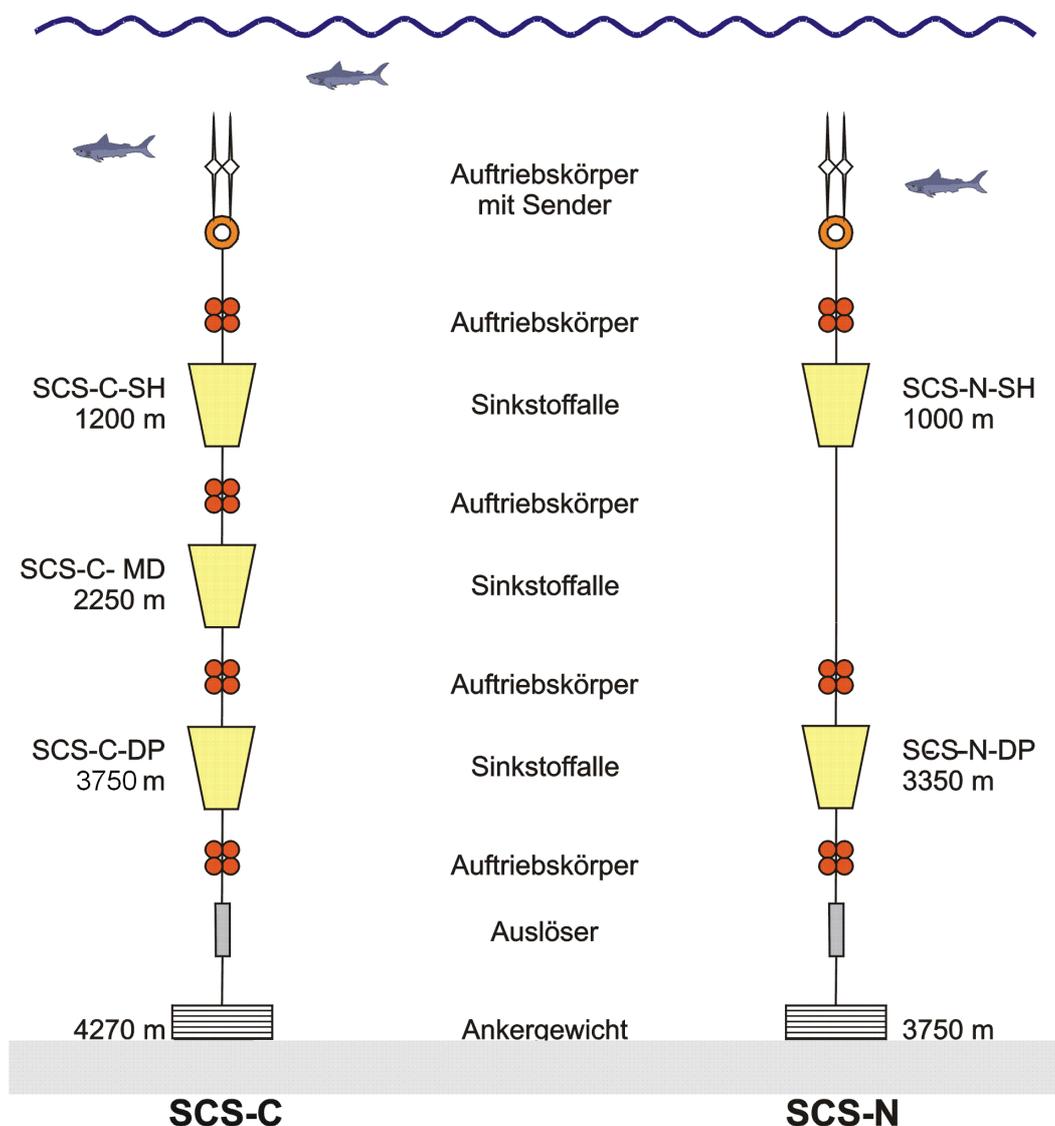


Abb.11: Schematische Darstellung der im nördlichen (SCS-N) und zentralen (SCS-C) Südchinesischen Meer eingesetzten Sedimentfallensysteme.



Das System SCS-N wurde in 3750 m Wassertiefe verankert und bestand von November 1987 bis April 1988 aus zwei Sinkstofffallen in 1000 und 3350 m Wassertiefe, ab April 1988 wurde lediglich in 3350 m Wassertiefe eine Sinkstofffalle plaziert (Abb.11 und Tab.3). Während des gesamten Beprobungszeitraumes betragen die Intervalllängen an der Station SCS-N 15 Tage (Tab.2).

	SCS-N1	SCS-N2	SCS-C1	SCS-C2	SCS-C3	SCS-C4
<b>Breite</b>	18° 27.38'N	18° 28.30'N	14° 36.13'N	14° 35.00'N	14° 35.48'N	14° 36.00'N
<b>Länge</b>	116° 01.00'E	116° 01.00'E	115° 06.35'E	115° 03.00'E	115° 08.33'E	115° 07.30'E
<b>Fallentiefe SH</b>	1000 m	-	1191 m	1191 m	1191 m	1208 m
<b>Fallentiefe MD</b>	-	-	-	-	-	2243 m
<b>Fallentiefe DP</b>	3350 m	3350 m	3730 m	3728 m	3728 m	3774 m
<b>Verankerungstiefe</b>	3750 m	3750 m	4270 m	4270 m	4270 m	4306 m
<b>Verankerung</b>	06.11.1987	13.04.1988	12.11.1990	19.03.1992	25.05.1993	26.05.1994
<b>Bergung</b>	11.04.1988	21.10.1988	18.03.1992	24.05.1993	25.05.1994	22.05.1995

Tab.3: Stationsdaten der zur Sinkstoffbeprobung eingesetzten Sedimentfallen im zentralen (SCS-C) und nördlichen Südchinesischen Meer (SCS-N).

Das in 4270 m Wassertiefe verankerte Sedimentfallensystem SCS-C bestand ab Dezember 1990 bis Mai 1994 zunächst aus zwei Sedimentfallen in 1191 m und 3750 m Wassertiefe, von Mai 1994 bis Mai 1995 wurde den nun in 1208 und 3774 m Wassertiefen positionierten und in 4306 m Tiefe verankerten Sedimentfallen eine dritte in 2243 m Wassertiefe hinzugefügt (Tab.3). Zur Vereinfachung werden im folgenden für die Wassertiefen der Sinkstofffallen SCS-C-SH, SCS-C-MD und SCS-C-DP die Werte 1200 m, 2250 m bzw. 3750 m sowie eine Verankerungstiefe von 4300 m verwendet (Abb.11). Die Beprobungsintervalle wurden in einer Länge zwischen 28 und 32 Tagen programmiert (Tab.2). Durch Fehlfunktionen traten in 1200 m von Dezember 1990 bis Mai 1991 sowie im Juni/Juli 1993 in 3750 m Verlängerungen auf bis zu 59 Tage auf. Zudem fand von Mai 1991 bis März 1992 in 1200 m ebenso wie von August 1992 bis Mai 1993 in 3750 m keine Rotation der Probenbehälter und somit keine Beprobung statt (Tab.2). Eine Besonderheit stellt der Zeitraum ab Mai/Juni 1991 bis Dezember 1991 in 3750 m Wassertiefe dar. Zwar fand die programmierte Beprobung ordnungsgemäß statt, durch einen dramatisch angestiegenen Partikelfluß während des Beprobungszeitraumes Mai/Juni 1991, der das ca. 100fache der sonst üblichen Menge aufwies, war jedoch die Kapazität der Probenbehälter erschöpft, so daß der überwiegende Anteil des Materials zunächst im Konus der Sedimentfalle verblieb. Mit der Rotation der Probenbehälter wurden die nachfolgenden Probenbehälter vermutlich sukzessive aufgefüllt, reichten jedoch nicht aus, um das gesamte im Sedimentfallenkonus vorhandene Material

aufzunehmen. Dieser Umstand konnte bei der in 1200 m Wassertiefe verankerten Sedimentfalle beobachtet werden, da sich nach der Bergung noch erhebliche Mengen an Material im Konus befanden. Da die Falle aus 3750 m Wassertiefe im Gegensatz zu der aus 1200 m bei der Bergung über Kopf drehte, kam es zum Verlust des im Konus befindlichen Materials, was durch die Beobachtung einer massiven Schwebstoffahne angezeigt wurde (ABSCHLUßBERICHT XYH 5/92-1, 1993). Bei den Proben SCS-C1-DP06 bis -DP12 handelt es sich also um Material eines singulären Ereignisses und werden daher nicht in die Beschreibung des normalen pelagischen Partikelflusses eingehen. Durch Untersuchungen von WANG (1999) konnte festgestellt werden, daß es sich bei dem Material um vulkanische Aschen handelt, die durch den Ausbruch des Mt. Pinatubos im Juni 1991 in das SCS eingetragen wurden. Zur Charakterisierung des Materials wurden die Proben SCS-C1-DP06, -DP09 und -DP12 ebenfalls der mineralogischen Analytik zugeführt.

Detaillierte Informationen über die Positionen, Wassertiefen und Beprobungsabschnitte beider Sinkstoffallensysteme sowie die Start- und Endpunkte der einzelnen Beprobungsintervalle aller Sinkstoffallen sind Tab.2 und Tab.3 zu entnehmen.

Um die fluviatilen Einträge in das SCS näher beschreiben zu können, wurden neben den Sedimentfallenproben auch Oberflächensedimente (ST14, ST17 und ST24) aus dem Mündungsbereich des Mekongs untersucht (Abb.12). Diese Proben wurden freundlicherweise von Herrn Dr. G. Landmann (Institut für Biogeochemie und Meereschemie, Universität Hamburg) zur Verfügung gestellt. Weiterhin wurden zwei Sedimente philippinischer Flüsse (Sto. Thomas und Bucao) analysiert, die zuvor durch Prof. Dr. Wiesner (Insitut für Biogeochemie und Meereschemie, Universität Hamburg) beprobt wurden (Abb.12). Die Proben des Sto. Thomas und Bucao stellen Aschenmaterial dar, das durch den Ausbruch des auf Luzon (Philippinen) gelegenen Vulkans Mt. Pinatubo im Einzugsgebiet der Flüsse abgelagert wurde (Abb.12). Hervorgerufen durch starke Niederschläge treten seit 1991 Remobilisierungen des Aschenmaterials auf, das in der Folge in den Flussbetten des Sto. Thomas und Bucaos in Form von Laharen transportiert wurde (MAJOR et al., 1996). Informationen zur Benennung, Beprobungsort und –zeitpunkt sind in Tab.4 enthalten.

	Mekong			Bucao	Sto. Thomas
	ST14	ST17	ST24		
<b>Breite</b>	9° 33N	9° 42N	9° 18N	15° 15N	15° 02N
<b>Länge</b>	106° 36E	106° 09E	106° 24E	120° 03E	120° 06E
<b>Beprobungszeitpunkt</b>	Oktober 1997	Oktober 1997	Oktober 1997	November 1997	November 1997

Tab.4: Beprobungsdaten der untersuchten fluviatilen Sedimente im Bereich der Mekongmündung sowie des Bucao und des Sto.Thomas.

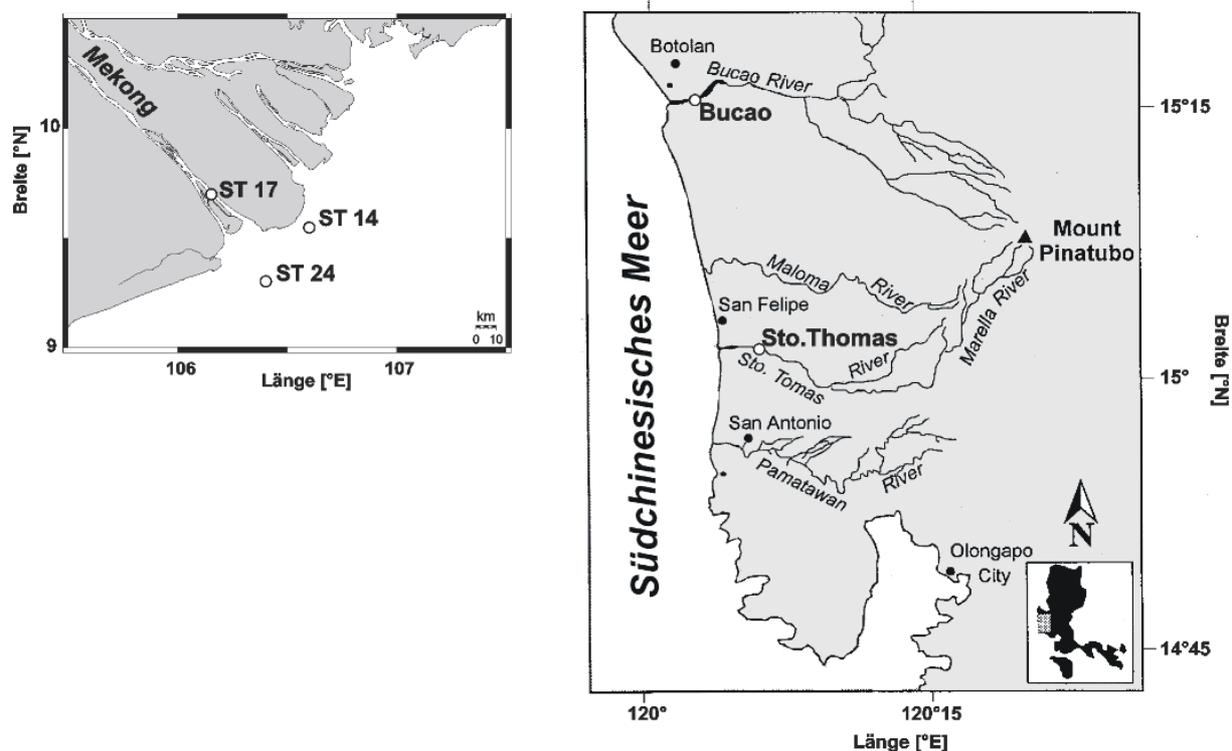


Abb.12: Lage der beprobten Oberflächensedimente (offene Kreise) im Bereich der Mekongmündung (ST14, ST17 und ST24) sowie der philippinischen Flüsse Bucao und Sto.Thomas.

## 4.2 Probenvorbereitung

Nach Bergung der Sedimentfallenproben wurde das Material beschrieben und in die Fraktionen  $< 1$  mm und  $> 1$  mm gesiebt. Die Trennung ist erforderlich, da die  $> 1$  mm-Fraktion aus aktiven Schwimmern wie Fischen, Copepoden, Pteropoden oder Amphipoden besteht, die nicht in die Berechnung der Partikelflußraten eingehen dürfen. Die  $< 1$  mm-Fraktion wurde anschließend je nach Materialmenge mit einem Präzisions-Probenteiler der Firma McLane Research Laboratories in vier, sechzehn oder vierundsechzig Unterproben geteilt und anschließend auf vorgewogene Nucleopore-Filter ( $0.4 \mu\text{m}$  Porendurchmesser) gezogen und bei  $40^\circ\text{C}$  zwölf Stunden getrocknet. Durch Wiegen der Filter wurde die Menge an Sinkstoffen pro Beprogungsintervall bestimmt und daraus die Flußrate (in  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) des Gesamtmaterials errechnet. Die Gehalte und Flußraten des lithogenen Materials in den Sinkstoffen wurden als Differenz des Gesamtmaterials zu den Anteilen an Karbonat, organischer Substanz und biogenem Opal ermittelt. Die für die Ermittlung der drei letztgenannten Komponenten angewandten Verfahren sind in WIESNER et al. (1996) beschrieben.

Um das lithogene Material in den Sedimentfallenproben hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung und Korngrößen untersuchen zu können, wurden zunächst alle biogenen Hauptkomponenten entfernt. Dadurch wird ein erhöhtes Hintergrundrauschen amorpher biogener Substanzen, insbesondere des biogenen Opals, und eine Überlagerungen der Mineralpeaks durch biogenes Karbonat bei der Röntgendiffraktion sowie eine durch organisches Material hervorgerufene Aggregatbildung während der Korngrößenanalyse vermieden. Die im Rahmen dieser Arbeit vorgenommenen Schritte zur Extraktion lithogenen Materials beruhen auf den Methoden von REA & JANECEK (1981), MOORE & REYNOLDS (1989) sowie CLEMENS & PRELL (1990) und wurden in einigen Punkten modifiziert. Sie lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Zur Lösung des organischen Material wurden die in Plastikbechern (200 ml) befindlichen Proben mit 60 ml 3%iger  $H_2O_2$  versetzt und anschließend bei 50 °C getrocknet. Nach der Zugabe von 60 ml 10%iger HAc zur Lösung des Karbonats wurden die Proben etwa fünf Stunden auf einer Heizplatte bei 85 °C belassen. Nach dieser Behandlung wurde das Probenmaterial mehrfach mit destilliertem Wasser gespült, bei 1000 U/min fünf Minuten zentrifugiert und der Überstand vorsichtig abgegossen. Anschließend wurden die Proben in einem Gefriertrockner der Marke CHRIST ALPHA 1-4 bei einem Druck von 0.37 mbar und -30 °C getrocknet. Nach diesem Schritt standen für die Sinkstoffproben des nördlichen SCS nur noch sehr geringe Probenmengen zur Verfügung, so daß eine weitere Aufbereitung des Materials ausgeschlossen war. Durch diesen Umstand mußte biogenes Opal in den Proben verbleiben, was zur Folge hatte, daß eine granulometrische Untersuchung des lithogenen Materials nicht durchgeführt werden konnte. Eine vollständige Lösung des Opals aus den Proben des zentralen SCS wurde durch die modifizierte Methode von KOROLEFF (1983) und MORTLOCK & FROELICH (1989) erreicht. Hierzu wurden die Proben fünf Stunden mit einer 7%igen Sodalösung ( $Na_2CO_3$ ) bei 85 °C versetzt. Diese Methode setzt bei den durch ihre relativ offene kristallographische Schichtstruktur sensitiven Tonmineralen  $SiO_2$ -Mengen von unter 0.5 % frei (SCHLÜTER, 1990) und führt deshalb zu keiner signifikanten Lösungen der mineralischen Komponenten. Schließlich wurde das Probenmaterial wie bereits beschrieben erneut gespült, zentrifugiert und gefriergetrocknet. Bei einigen Proben reichte die verbliebene Menge nicht aus, um mineralogische und granulometrische Analysen vorzunehmen.

Das aus den Vorbereitungsschritten gewonnene lithogene Material von maximal 50 mg wurde zunächst der Korngrößenanalyse zugeführt, da im Zuge der Probenvorbereitung zur mineralogischen Untersuchung mittels Röntgendiffraktionsanalyse (RDA) weitere chemische

Behandlungen (Mg-Sättigung und Glykolisierung) erforderlich waren, die eine Veränderung der Schichtdicken und damit auch der Korngrößen des Smektit bewirkt hätten. Zudem hätte nach Beendigung der RDA das getrocknete Probenmaterial erneut durch schütteln und Ultraschallbehandlung resuspendiert werden müssen.

### 4.3 Korngrößenanalytik

Die Korngrößenanalytik wurde unter Verwendung des Laser-Particle Sizers CIS-100 der Firma GALAI PRODUCTIONS vorgenommen. Das Gerät erlaubt die Korngrößenmessung bei gleichzeitiger Bildkontrolle der zu analysierenden Probe. Das CIS-100 ist für die Bestimmung von Korngrößen in einem Bereich von 0.5 bis 3600  $\mu\text{m}$  ausgelegt, wobei das Meßprinzip auf einem rotierenden Laserstrahl beruht, der in der Meßzone (hier 10 ml Meßküvette; GCM-101) fokussiert und in hoher Geschwindigkeit über das Partikel hinwegbewegt wird (Abb.13).

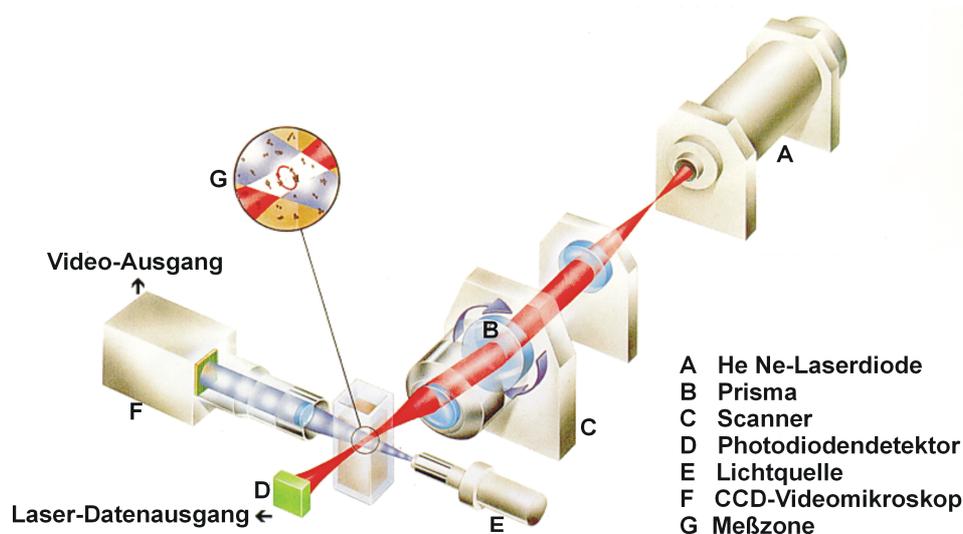


Abb.13: Meßprinzip des Laser-Particle-Sizer vom Typ GALAI CIS-100. Ein in der Laserdiode (A) erzeugter Laserstrahl passiert ein rotierendes Prisma (B) und einen Scanner (C). Dadurch wird eine kreisende Bewegung sowie eine Fokussierung des Strahls in der mit suspendiertem Probenmaterial gefüllten Meßküvette (Meßzone; G) erzielt. Der auf dem Photodiodendetektor (D) registrierte Schattenwurf eines Partikels wird digital erfaßt und an die Rechereinheit weitergeleitet. Zusätzlich bietet das Gerät mittels einer Lichtquelle (E) sowie einer Kamera (F) die Möglichkeit der Videoüberwachung (modifiziert nach L.O.T.-ORIEL, 1994).

Die eigentliche Korngröße des Partikels wird über Schärfe und Dauer des Schattenwurfes auf einem hinter der Meßzelle platzierten Photodiodendetektor ermittelt (Time of Transition-Methode). Die Partikel werden in der Meßzelle durch einen Magnetrührer aus Teflon in Suspension gehalten, wodurch eine homogene Partikelverteilung gewährleistet wird. Die hierdurch hervorgerufene Eigenbewegung ist gegenüber der Geschwindigkeit des abtastenden Laserstrahls zu vernachlässigen und führt daher zu keiner Verfälschung der Meßergebnisse.

Durch dieses Meßprinzip ist die Ermittlung der Korngrößenverteilung von anderen Parametern wie Temperatur des Mediums, Kornform und- dichte, die bei den klassischen Methoden der Siebung, des Atterberg- und Pipettenverfahrens Einflußgrößen darstellen, unabhängig.

Aufgrund der vorhandenen Probenmengen (bis 50 mg) mußte auf die Küvettenmessung zurückgegriffen werden, da eine Messung mit der Durchflußmeßzelle Probenmengen von mindestens 150 mg erfordert hätte. Um eine Messung mit der Küvette durchführen zu können, waren zwei Vorbereitungsschritte nötig: (1) Die Probe mußte zunächst wieder in Suspension gebracht werden. (2) Aus dem resuspendierten lithogenen Material war eine homogene, repräsentative und reproduzierbare Unterprobe von 1 bis 2 mg zu gewinnen. Dabei mußte besonderes Augenmerk auf die richtige Konzentration der Unterprobe in der Meßküvette gerichtet werden, da sowohl eine zu hohe als auch eine zu niedrige Konzentration eine Messung mit dem CIS-100 unmöglich macht. Um diese Vorgaben zu realisieren, wurden folgende Maßnahmen durchgeführt:

Zum Zwecke der Resuspension wurde das Probenmaterial in Rollrandgläser überführt und mit 5 ml bidestilliertem Wassers versetzt sowie 1 ml 0.001 m Natriumpyrophosphat als Dispersionsmittel hinzugefügt. Daraufhin wurde die Suspension solange ins Ultraschallbad gestellt, bis eine makroskopisch erkennbare Dispersion (Schlierenbildung) zu beobachten war. Nach dieser bis zu einer Stunde andauernden Behandlung wurden die Proben in eine Rotationsmaschine gegeben und mindestens 24 h geschüttelt. Im Anschluß an die Resuspendierung wurden die in Rollrandgläsern befindlichen Proben abgestellt, so daß sich das gesamte Material am Boden absetzen konnte. Dieser Vorgang nahm bis zu 72 h in Anspruch. Damit wurde erreicht, daß sich trotz auftretender Schichtung innerhalb des Bodensatzes auf einer kleinen Fläche an jeder Stelle ein repräsentativer Anteil der Probe befindet. Daraufhin wurde mit einer Pipette an mehreren beliebigen Stellen des Bodensatzes etwas Probenmaterial aufgenommen und in die zuvor mit bidestilliertem Wasser und Natriumpyrophosphat gefüllte Küvette eingespritzt. Im Verlauf der Untersuchungen zeigte sich, daß nach der Überführung einer Unterprobe in die Meßküvette eine erneute Behandlung im Ultraschallbad direkt vor Meßbeginn unumgänglich ist.

Die Geräteeinstellungen des CIS-100 wurden entsprechend den Testergebnissen von TIEMANN (2001) zur Optimierung der Reproduzierbarkeit wie folgt vorgenommen: Es wurden je Unterprobe fünf Meßdurchgänge á 120 s ausgeführt. Diese Vorgehensweise sollte auf der einen Seite eine ausreichende Anzahl von Einzelmessung der Partikel sicherstellen, auf der

anderen Seite wurden die Pausen zwischen den Meßperioden dazu benutzt, einer eventuell auftretenden Luftblasenbildung vorzubeugen, die zu Verfälschungen des Meßergebnisses geführt hätte.

Durch Kornverteilungskurven der vorab durchgeführten Übersichtsmessungen sowie durch die Beobachtungen auf dem Bildschirm konnte festgestellt werden, daß sich der Korngrößenbereich der lithogenen Sinkstoffe auf  $< 40 \mu\text{m}$  beschränkt, folglich wurde der Meßbereich auf 0.5 bis  $40 \mu\text{m}$  festgelegt. Nach Abschluß der Messung wurde aus den fünf Einzelmessungen von der integrierten Software eine durchschnittliche Korngrößenverteilung errechnet und ist als Basisdatentabelle, die die Anzahl der gemessenen Partikel in  $0.2 \mu\text{m}$ -Intervallen enthält, verfügbar. Anschließend wurde aus der Anzahl der gemessenen Partikel eines jeden Intervalls dessen Anteil am Gesamtvolumen aller gemessenen Partikel bestimmt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wird im Folgenden die Darstellung der Volumenkorngößenverteilung auf der Basis von  $\frac{1}{2} \phi$  Schritten verwendet. Diese ergeben sich aus der Zusammenfassung der prozentualen Volumenanteile der einzelnen  $0.2 \mu\text{m}$ -Meßintervalle entsprechend der  $\frac{1}{2} \phi$  Skalierung. Diese Darstellung entspricht der aus den Schlämmverfahren bekannten Korngrößenverteilung auf Basis von Gewichtsprozenten, denn die prozentuale Volumenverteilung unterscheidet sich lediglich durch den konstanten Faktor der durchschnittlichen Dichte der lithogenen Sinkstoffe, für die aufgrund der durchschnittlichen Mineralzusammensetzung (siehe dazu Kap.5) und den aus der Literatur entnommenen Dichten der beteiligten Minerale (RÖSLER, 1984; LUHR et al., 1996) ein Wert von  $2.7 \text{ g cm}^{-3}$  angenommen werden kann.

Doppelbestimmungen an Proben, die diesem Verfahren unterzogen wurden, zeigten bei den Medianen im Mittel einen relativen Fehler von 7.5 %. Neben dem Median (Md) wurden aus den Korngrößenverteilungen unter Verwendung von Momenten (MARSAL, 1967) die Korngrößenparameter Sortierung ( $\sigma = 2.$  Moment) und Schiefe ( $Sk = 3.$  Moment) bestimmt. Bei der Momentberechnung finden, im Gegensatz zu den Verfahren von TRASK (1932), INMAN (1952) oder auch FOLK & WARD (1957), die Anteile aller Korngrößen Verwendung. Die errechneten Werte der einzelnen Proben wurden anschließend entsprechend den Angaben von FRIEDMAN & SANDERS (1978) sowie MCMANUS (1988) kategorisiert und erlauben einen Vergleich der Proben ohne optische Gegenüberstellung aller Kornverteilungskurven.

Zwar wird die laseroptische Granulometrie inzwischen häufiger angewendet, konzentriert sich jedoch überwiegend auf die Laserdiffraktometrie, bei der die Beugung des Laserstrahls an den Partikeln als Maß für die Korngröße fungiert. Die Literatur beschäftigt sich deshalb

hauptsächlich mit dem Vergleich dieser laseroptischen Methode zu den konventionellen schlämmanalytischen Verfahren (LOIZEAU et al., 1994; BUURMAN et al., 1997; KONERT & VANDERBERGHE, 1997; MUGGLER et al., 1997), wohingegen Vergleichsmessungen mit der „Time of Transition“-Methode bislang fehlen. Die Vergleichsuntersuchungen von MUGGLER et al. (1997) zwischen Laserdiffraktions- und Pipettenmethode zeigen zum einen, daß das laseroptische Verfahren den Tongehalt in der Regel unterschätzt zum anderen, daß das Ausmaß der Unterschätzung in Abhängigkeit zum Tonanteil steht (Abb.14). So stellten BUURMAN et al. (1997) für brasilianische Oxisole eine Übereinstimmung der  $< 2 \mu\text{m}$ -Fraktionsanteile der Pipettenmethode mit der  $< 8 \mu\text{m}$  Fraktion der laseroptischen Methode fest, während VANDERBERGHE et al. (1997) eine Entsprechung mit der  $< 5 \mu\text{m}$  Fraktion fanden. Die Gründe für die tendenzielle Unterschätzung der Feinstfraktion durch die laseroptischen Meßmethoden liegen zum einen darin, daß der Meßbereich der laseroptischen Verfahren im Gegensatz zur Schlämmanalytik stets ein unteres Detektionslimit aufweist, zum anderen, daß bei den Sedimentationsverfahren, im Gegensatz zu den laseroptischen Messungen, die Partikelgröße ein Funktion ihrer Sinkgeschwindigkeit in Abhängigkeit der Partikelform und- dichte darstellt. Bislang konnte kein allgemeingültiger Umrechnungsfaktor zwischen Korngrößenwerten der unterschiedlichen Methoden ermittelt werden. Aufgrund der äußerst geringen Materialmengen, die durch die Sinkstoffallen gewonnen werden konnten, war es nicht möglich, eine vergleichende Korngrößenbestimmung mittels Schlämmanalytik für den hier zu untersuchenden Probensatz durchzuführen.

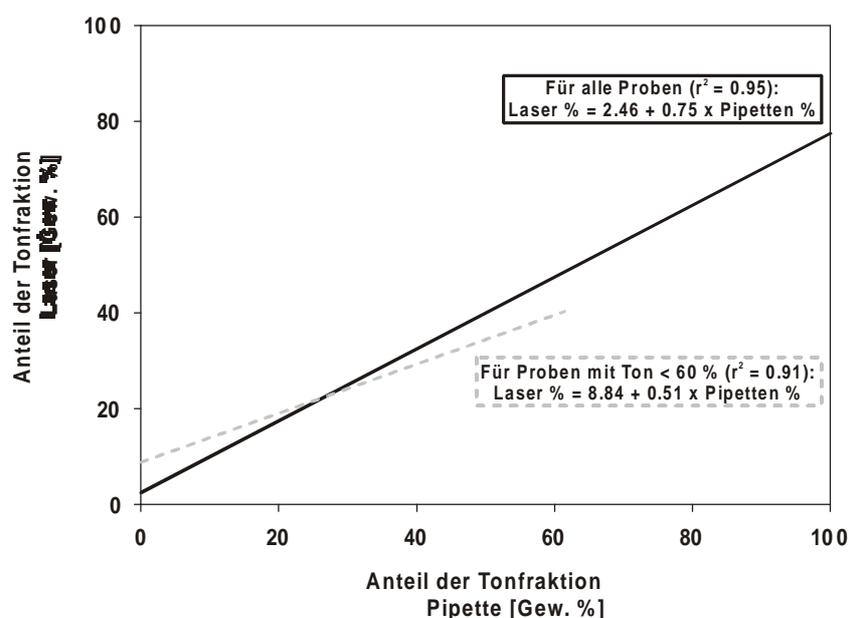


Abb.14: Regression zwischen der Pipetten- und Laserdiffraktionsmethode zur Bestimmung des Anteils der Tonfraktion in stark verwitterten Oxisolen Brasiliens. Dargestellt sind Regressionsgeraden für  $\text{H}_2\text{O}_2$ -vorbehandelte Proben mit einem Tonfraktionsanteil  $< 60\%$  (gestrichelte Linie) sowie für alle Proben (durchgezogene Linie)(Daten aus MUGGLER et al., 1997).

## **4.4 Mineralanalytik**

### **4.4.1 Vorbereitung**

Nach Abschluß der Korngrößenmessung wurde das Probenmaterial an einem Philips X Pert/PW3710 System (Cu-Anode; Generator-Spannung = 50 kV; Tube Current 40 mA) röntgendiffraktometrisch auf die qualitative Mineralzusammensetzung hin analysiert (Schrittweite =  $0.02^\circ 2\theta$ ; Counting time = 1 s; Erfassungsbereich  $3 - 40^\circ 2\theta$  bzw.  $3 - 80^\circ 2\theta$ ). Um eine gleichmäßige Intensität, insbesondere der Peaks höherer  $2\theta$ -Werte zu gewährleisten, mußte die zu untersuchende Probe eine ausreichende Schichtdicke aufweisen. Untersuchungen von MOORE & REYNOLDS (1989) haben gezeigt, daß bereits bei einer Belegung von  $15 \text{ mg cm}^{-2}$  eine 99 %ige Intensität der Peaks bei  $35^\circ 2\theta$  erreicht wird. Für die verwendeten Probenträger (abgetastete Fläche ca.  $3 \text{ cm}^2$ ) war daher eine verwendete Menge von ca. 40 mg ausreichend. Die Herstellung einer dem Meßverfahren adäquaten Probe lehnt sich stark an die Beschreibung von MOORE & REYNOLDS (1989) an. Hierzu wurde das Probenmaterial in Suspension gebracht und anschließend mit einer Vakuumpumpe auf Millipore-Polycarbon-Filter gezogen. Die Proben wurden während des Filtrationsvorganges mit einer 0.1 M  $\text{MgCl}_2$ -Lösung versetzt, um eine einheitliche Kationbelegung der quellfähigen Tonminerale und damit eine Intensivierung ihrer Peaks zu erreichen. Anschließend wurde überschüssiges  $\text{MgCl}_2$  durch Spülung mit bidestilliertem Wasser entfernt. Schließlich wurde das Probenmaterial mit dem Filter im feuchten Zustand auf den Probenträger verbracht, wobei der Filterkuchen mit seiner Oberseite auf dem Probenträger zu liegen kam. Der Vorteil dieser Methode liegt in der sehr guten Einregelung der Tonminerale und der Homogenität der analysierten obersten Probenschicht. Nach Beendigung der Röntgendiffraktion am unbehandelten Material (Normalpräparat) wurde das Probenmaterial auf dem Träger belassen und bei einer Temperatur von  $50^\circ \text{C}$  im Exsikkator mit Glykol bedampft. Dadurch wird eine Aufweitung der Smektitschichten und damit eine Verschiebung seines Signals nach  $5^\circ 2\theta$  hervorgerufen. Ziel dieser Vorgehensweise war es eine Trennung des im Normalpräparat auftretenden  $6^\circ 2\theta$  Smektit/Chlorit-Peaks zu erreichen.

### **4.4.2 Qualitative Bestimmung der mineralischen Phasen**

Die Identifikation der einzelnen Minerale wurde nach folgendem Schema durchgeführt: Zunächst wurde einer der stärksten Peaks des Diffraktogramms anhand der Tabellen von JOHNS et al. (1954), CHEN (1977) und MOORE & REYNOLDS (1989) einem bestimmten Mineral zugeordnet und dessen Existenz durch das Auffinden schwächerer Peaks des

betreffenden Minerals im Diffraktogramm bestätigt. Anschließend wurde dieser Vorgang mit noch nicht zugeordneten Peaks wiederholt, bis alle Signale höherer Intensität zugewiesen werden konnten. Die nach diesem Schema im glykolisierten Präparat identifizierten Minerale werden unter Angabe ihres Peaks höchster Intensität nachfolgend aufgeführt (Abb.15): Die zweifelsfreie Identifikation des Quarzes erfolgte durch den scharf ausgeprägten Peak bei 20.85 °2θ. Plagioklas konnte anhand eines charakteristischen Doppelpeaks bei 27.95 und 28.05 °2θ erkannt werden. Durch einen Peak bei 10.5 °2θ konnte die Anwesenheit von Amphibol festgestellt werden. An Tonmineralen konnten Illit, mit einem Signal bei 8.75 °2θ, Chlorit anhand seines 6.3 °2θ Peaks und Smektit durch einen asymmetrischen breiten Peak bei etwa 5 °2θ identifiziert werden. Neben diesen diagnostischen Peaks enthält das Diffraktogramm eine Reihe von Signalen höherer Intensität, die zunächst nicht einem einzelnen Mineral zugewiesen werden konnten sondern vielmehr durch Überlagerung der Signale mehrerer Phasen entstehen. Dabei handelt es sich um den 26.7 °2θ Peak, der sich aus Illit und Quarz zusammensetzt sowie den von Chlorit und Kaolinit gemeinsam gebildeten Peaks bei 12.4 und 25 °2θ (Abb.15).

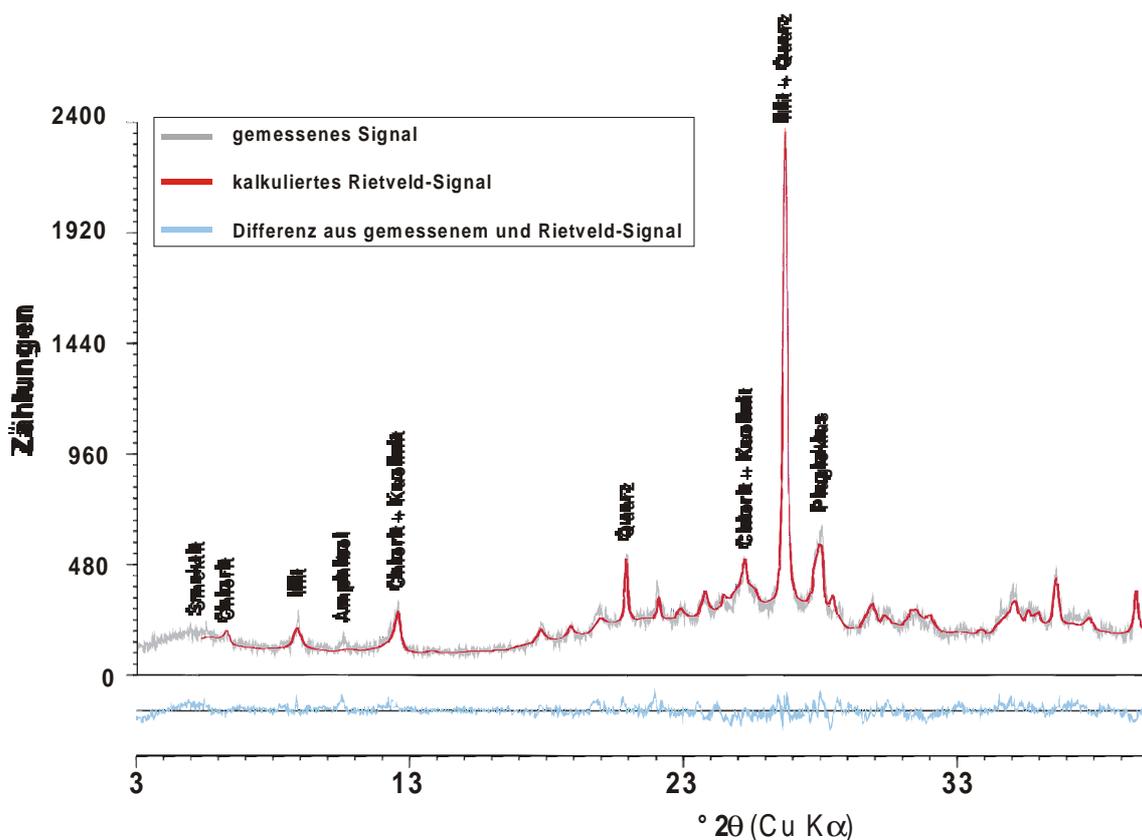


Abb.15: Beispiel eines Röntgendiffraktogramms der lithogenen Sinkstoffe aus dem zentralen Südchinesischen Meer. Angegeben sind die diagnostischen Peaks der identifizierten Minerale sowie das gemessene Signal der glykolisierten Probe, das durch die RIETVELD-Methode kalkulierte Diffraktogramm und die Differenz aus gemessenem und kalkulierte Signal.

Der Nachweis von Kaolinit in diesen Peaks erfolgte mittels Lösung des Chlorits durch zweistündige Behandlung eines separaten Anteils einiger Proben mit 1n HCl bei 85 °C (MOORE & REYNOLDS, 1989). Eine erneute Röntgendiffraktion offenbarte eine dem Chloritanteil entsprechende Reduktion der Intensität im Bereich 12.4 und 25 °2θ, so daß der stets vorhandene Restpeak dem Kaolinit zugeordnet werden konnte. Gelegentlich zeigt sich im Bereich 27.5 °2θ des Plagioklaspeaks eine Schulter, die auf K-Feldspat hindeuten könnte. Eine Überprüfung anderer für K-Feldspat typische Signale ergab jedoch keine weiteren Hinweise auf die Existenz dieses Minerals. Wie bereits erwähnt, wurde der in der glykolisierten Probe vorhandene Peak bei 5 °2θ dem Smektit zugeordnet. Die äußerst breite Ausprägung (4.3 bis 6 °2θ) ist ein Hinweis auf den schlechten Kristallisationsgrad des Smektit, könnte aber auch auf eine Wechsellagerung von Smektit mit einem der anderen Tonminerale hindeuten. Letzteres dürfte allerdings nur eine sehr geringe Rolle spielen, da Peaks in höheren °2θ-Bereichen nach der Glykolisierung keine Mixed-Layer-typischen Veränderungen erkennen lassen.

#### **4.4.3 Quantitative Bestimmung der mineralischen Phasen**

Die quantitative Auswertung der Röntgendiffraktogramme erfolgte durch das nach der RIETVELD/FISHER-Methode (RIETVELD, 1967 & 1969) arbeitende Computerprogramm „PC-Rietveld plus V 1.0“ der Firma Philips. Dazu wurden dem Programm die kristallographischen Parameter Raumgruppe, Achsenwinkel und -länge der Elementarzelle, Atomposition sowie thermische Parameter (B) und Besetzungsfaktoren der Atome (SOF) der zuvor identifizierten Minerale vorgegeben. Aus diesen Daten wird ein theoretisches Röntgendiffraktogramm berechnet und unter schrittweiser Freigabe und Verfeinerung der Parameter Orientierung, Achsenwinkel und -länge der Elementarzelle sowie Peakgestalt eines jeden Minerals dem gemessenen Röntgendiffraktogramm angeglichen, bis die Differenz zwischen den beiden Diagrammen minimiert ist (Abb.15).

In einem ersten Schritt der quantitativen Auswertung wurden die Anteile zunächst für einen Teil der Minerale mit Hilfe des Computerprogramms bestimmt. Zu diesem Zweck wurden die benötigten kristallographischen Parameter, die zuvor dem ICSD-Katalog (Inorganic Crystal Structure Database) entnommen wurden, in das Programm eingegeben. Im einzelnen sind dies: Quarz (ICSD Katalog-Nr.: 200721), Plagioklas (66126), Chlorit (16732), Kaolinit (68698) und Mica (Illit, 17049). Für Amphibol und Smektit konnte nicht in der gleichen Weise verfahren werden. Im Falle des Amphibols wurden zwar zunächst Parameter

unterschiedlicher Musterminerale vorgegeben (9667 und 71852), die geringen Gehalte des Amphibols und die dadurch bedingten Überlagerungen der Peaks höherer Ordnung durch andere Phasen verhinderten jedoch die Angleichung der kristallographischen Parameter des Muster-Amphibols mit Hilfe des RIETVELD-Programms. Auch Smektit mußte ausgeklammert werden, da der ICSD-Katalog aufgrund der hohen chemischen Variabilität der Smektit-Montmorillonit-Gruppe keine entsprechenden Einträge für Musterminerale enthielt. Um Verfälschungen des theoretischen Diffraktogramms in der Umgebung der intensivsten Amphibol- und Smektitsignale aufgrund der Parameteranpassungen anderer Minerale entgegenzuwirken, wurden die Bereiche bei  $10.5^\circ$  und  $4.3$  bis  $6^\circ 2\theta$  mittels Vorgabe einer entsprechenden Basislinie aus der Analyse herausgenommen. Die quantitative Bestimmung von Amphibol und Smektit erfolgt mit anderen Methoden, die später erläutert werden.

Die Nutzung der RIETVELD-Methode weist gegenüber anderen Methoden den Vorteil auf, daß sie das gesamte Peakspektrum der Minerale in die Auswertung miteinbezieht. Darüber hinaus trägt die RIETVELD-Methode sowohl chemischen Variabilitäten der Minerale als auch Veränderungen in der Einregelung nach kristallographischen Flächen, die während der Probenvorbereitung zur Röntgendiffraktionsanalyse (RDA) auftreten, Rechnung. Aus diesem Grund wird auch ohne Berücksichtigung von Amphibol und Smektit eine sehr gute Deckung zwischen theoretischem und gemessenem Diffraktogramm erzielt (Abb.15), d.h. durch das angewendete Mineralidentifizierungsverfahren sowie durch die RIETVELD-Methode werden die mineralischen Phasen im vorliegenden Probenmaterial gut erfaßt. Analysen von Standardmischproben mit Hilfe des RIETVELD-Programms zeigen eine Abweichung von maximal 2 Gew.% zu den tatsächlichen Gehalten.

Neben der RIETVELD-Methode gibt es auch die vielfach angewendete Methode der quantitativen Mineralanalyse mittels sogenannter Wichtungsfaktoren. Dabei werden die graphisch ermittelten Flächenwerte der diagnostischen Peaks auftretender Minerale mit dem Verfahren von BISCAYE (1964 & 1965) und COOK et al. (1975) in quantitative Gehalte umgerechnet. Diesem Verfahren liegen Beobachtungen zugrunde, daß gleiche Mengen unterschiedlicher Minerale aufgrund ihrer chemischen und kristallographischen Eigenschaften voneinander abweichende Intensitäten der Peaks hervorrufen. Anhand der Bildung von Peakflächenverhältnissen bekannter Mineralmischungsreihen konnten sogenannte Wichtungsfaktoren u.a. auch für Amphibol und Smektit ermittelt werden und bieten daher die Möglichkeit, auch diese beiden Minerale, die durch die RIETVELD-Methode aus genannten Gründen bisher nicht erfaßt werden konnten, quantitativ zu bestimmen. Um die Mineralmengenverhältnisse zwischen Quarz und Amphibol sowie Smektit in den Proben

errechnen zu können, muß den Angaben von BISCAYE (1964 & 1965) und COOK (1975) folgend die Fläche des  $20.85^{\circ}2\theta$ -Quarzpeaks mit 1, die des Amphibols im Bereich von  $10.3 - 10.7^{\circ}2\theta$  mit einem Wert von 0.46 und die des Smektits im Bereich von  $4.7$  bis  $5.2^{\circ}2\theta$  mit 0.26 multipliziert werden. Die Verhältnisse der nun gewichteten Peakflächen der drei Minerale entsprechen den Mineralmengenverhältnissen in der Probe und können mit den durch die RIETVELD-Methode bereits bekannten Verhältnisse der anderen Minerale, inklusive Quarz, kombiniert und in prozentuale Anteile umgerechnet werden.

#### **4.4.4 Qualitative und quantitative Bestimmung der lithogenen amorphen Phase; Berechnung der Mineralflußraten**

Um eine Berechnung der Mineralflußraten aus den durch die RDA ermittelten prozentualen Gehalten der Minerale durchführen zu können, muß gewährleistet sein, daß alle Komponenten, die zur Lithogenflußrate beitragen quantitativ erfaßt sind. In den Röntgendiffraktogrammen der Proben des zentralen SCS von März bis Juli 1992 aus 1200 m und 3750 m Wassertiefe ist, gemessen an der Intensität der Mineralpeaks, ein überdurchschnittlicher Anstieg der Basislinie zwischen  $15$  und  $40^{\circ}2\theta$  zu beobachten (Abb.16). Dieser Effekt kann neben der diffusen Rückstrahlung der Minerale selbst auch durch amorphe Komponenten hervorgerufen werden, wobei es sich entweder um biogenes Opal oder vulkanische Gläser handelt. Durch die angewendete Methodik zur Extrahierung des lithogenen Materials sind in der analysierten Substanz keine biogenen Bestandteile mehr enthalten, so daß eine Beteiligung lithogener amorpher Komponenten am Partikelfluß vermutet werden mußte. Zur Klärung des Sachverhaltes wurden Streupräparate angefertigt und anschließend lichtmikroskopisch untersucht. Die Betrachtung der Streupräparate ergab, daß im Gegensatz zu allen übrigen Proben in den Sinkstoffen von März bis Juli 1992 aus 1200 m und 3750 m Wassertiefe ein Teil der Partikel aus vulkanogenen Glasscherben besteht. Aufgrund der geringen Korngröße des überwiegenden Teils der Partikel ( $< 6 \mu\text{m}$ ) war eine genauere Betrachtung des gesamten Partikelspektrums mit lichtmikroskopischen Verfahren nur unzureichend möglich. Aus diesem Grund wurden alle Proben, bei denen sich vulkanische Gläser lichtmikroskopisch erkennen ließen sowie zum Vergleich der Partikelbeschaffenheit glasfreier Sinkstoffe des zentralen SCS die Proben des Zeitraumes Dezember 1993/Januar 1994 und September 1994 aus 1200 m, mittels Rasterelektronenmikroskop (REM) untersucht. Dabei konnte auch geklärt werden, ob sich in der  $< 6 \mu\text{m}$  Fraktion der Vergleichsproben kein vulkanisches Glas befindet.

Zu diesem Zweck wurden die Sinkstoffproben mit Hilfe von speziellen Kohlenstoff-Klebeplättchen auf einen kleinen Probenteller („Step“) befestigt und im Hochvakuum mit einer dünnen Goldschicht versehen („besputtert“). Anschließend wurden die Steps in die Vakuumkammer des Rasterelektronenmikroskops Modell Cam Scan 44 des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg positioniert und mit einer angeschlossenen Fotokamera fotografiert.

Die Beobachtungen im REM ergaben, daß im Gegensatz zu den Vergleichsproben von März bis Juli 1992 ein signifikanter Anteil der lithogenen Partikel im zentralen SCS aus vulkanogenen Glasscherben bestand (Abb.16). Daraus ergab sich die Notwendigkeit vor der Berechnung der Mineralflußraten, die in den glasfreien Proben durch Anwendung der prozentualen Gehalte der Minerale auf die lithogene Gesamtflußrate direkt ermittelt werden konnten, eine quantitative Bestimmung des Anteils und somit der Flußraten des amorphen lithogenen Materials vorzunehmen.

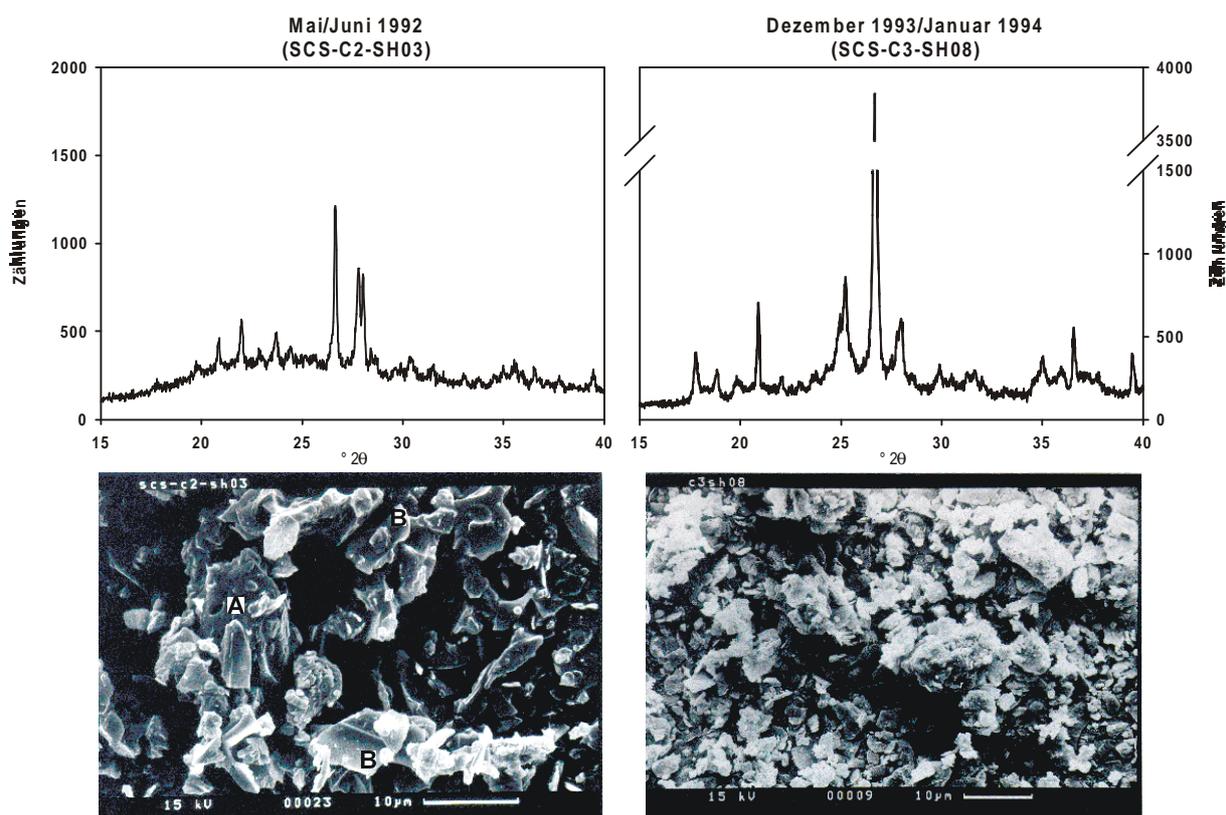


Abb.16: Röntgendiffraktogramme lithogener Sinkstoffe mit hohem (Mai/Juni 1992; SCS-C2-SH03) und niedrigem (Dezember 1993/Januar 1994; SCS-C3-SH08) Verhältnis aus Peakhöhe und Untergrundsignal (15 - 40°2θ). Die rasterelektronenmikroskopischen (REM-) Aufnahmen zeigen im Gegensatz zur Probe vom Dezember 1993/Januar 1994 eine Beteiligung vulkanischer Gläser an den lithogenen Sinkstoffen vom Mai/Juni 1992, die durch ihren amorphen Charakter für die Erhöhung des Hintergrundsignals im Röntgendiffraktogramm verantwortlich sind. In der REM-Aufnahme sind (A) Kopf- und (B) Längsschnitte der in den Glasscherben enthaltenen tubusförmigen Luftblasen zu erkennen.

Da die quantitative Bestimmung der vulkanischen Gläser in den Proben März bis Juli 1992 mittels Auszählen der Streupräparate im Lichtmikroskop aufgrund der vorliegenden geringen Korngrößen des überwiegenden Anteils des Materials nicht möglich war, wurde auf das von COOK et al. (1975) vorgestellte röntgenographische Verfahren zurückgegriffen. Unter Berücksichtigung konstanter Geräteparameter enthält ein Röntgendiffraktogramm drei Arten von Signalen: (1) Die Mineralpeaks, (2) diffuse Strahlung kristallinen Materials und (3) diffuse Strahlung amorpher Materials, wobei (2) und (3) für eine Erhöhung der Basislinie im Röntgendiffraktogramm (Hump) sorgen. Aus dieser Tatsache heraus wurde von COOK et al. (1975) die folgende Formel zur Bestimmung des prozentualen Anteils des amorphen Materials (A) herangezogen

$$A = (D_s - D_p)/(1 - D_p)$$

wobei  $D_s$  = diffuses Signal im Röntgendiffraktogramm und  $D_p$  = diffuses Signal der Minerale.

Das diffuse Signal ( $D_s$ ) im Röntgendiffraktogramm errechnet sich aus

$$D_s = (I_t - I_b) * 100 / I_t$$

wobei  $I_t$  = Integrierte Intensität des gesamten Diffraktogramms und  $I_b$  = integrierte Intensität aller im Diffraktogramm enthaltener Mineralpeaks.

Aufgrund der geringen Probenmengen konnte die Ermittlung der diffusen Rückstrahlung der Minerale an geeigneten Probenstandards nicht erfolgen. Um dennoch den probenmengenunabhängigen Anteil an der Erhöhung der Basislinie bestimmen zu können, der nicht auf lithogene amorphe Komponenten zurückzuführen ist, wurde in jeder der glasfreien Proben die Fläche des Humps berechnet, anschließend in Relation mit der Flächensumme aller Mineralpeaks gesetzt und schließlich der Mittelwert aller Verhältnisse gebildet. Mit Hilfe dieses Wertes kann in den Proben von März bis Juli 1992 aus der Flächensumme der Mineralpeaks die Fläche der diffusen Mineralstrahlung bestimmt werden. Die Differenz aus der Fläche der diffusen Mineralstrahlung und der Humpfläche ergibt schließlich die Fläche des Signals der amorphen lithogenen Komponente. Durch diese Werte konnte nun gemäß der Formel von COOK et al. (1975) der prozentuale Anteil der amorphen Komponente im lithogenen Material errechnet werden.

#### 4.4.5 Statistische Bearbeitung der Mineralflußraten

Um der Frage nachzugehen können, ob die Variabilität der Mineralzusammensetzung der Sinkstoffe durch Variationen der einzelnen Minerale oder durch Variationen von Mineralgruppen hervorgerufen wird, wurden die Sinkstoffraten der Minerale des nördlichen und zentralen SCS aus 1000 m bzw. 1200 m Wassertiefe einem zweiseitigen PEARSON-Korrelationstest und einer hierarchischen Clusteranalyse nach der WARD-Methode unter Verwendung des Euklidischen Abstandes unterzogen. Die aus dem Korrelationstest hervorgegangenen Korrelationsmatrizen (Tab.6) stellen die Basis einer Faktorenanalyse dar, wobei die Principal-Component-Analysis (PCA) zur Anwendung gelangte. Diese Form der Analyse bietet die Möglichkeit festzustellen, wieviele Faktoren (Mineralgruppen bzw. Quellen) und in welchem Ausmaß diese für die Varianz der mineralogischen Zusammensetzung verantwortlich sind. Zur Bestimmung der Anzahl der signifikanten Faktoren wurde ein Eigenwert von 1.0 vorausgesetzt, mindestens jedoch zwei Faktoren zugelassen, außerdem wurde ein Rotationskriterium der Varimax-Methode benutzt.

#### 4.5 Meteorologischer und ozeanographischer Datensatz

Bathimetrische Karten wurden aus dem ETOPO 5 x 5, WORLDBATH-Datensatz (NAVY-World Bathymetry, 1999), der einen Gitterpunktabstand von  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  aufweist, erstellt.

Meeresoberflächenströmungsdaten wurden von SHAW & CHAO (1994) zur Verfügung gestellt und entsprechen den Ergebnissen des dort vorgestellten  $1.18^\circ \times 1.18^\circ$  Modells.

Monatliche und wöchentliche Meeresoberflächentemperaturen (SST) und Meeresoberflächentemperaturanomalien (SSTA) wurden dem aus Schiffs-, Bojen-, und Satellitendaten zusammengesetzten Datensatz des IGOSS NMC (Integrated Global Ocean Services System Products Bulletin, 1999) entnommen. Durchschnittlichen SST liegen monatliche Daten der Jahre 1981 bis 1998 zugrunde. Für die Sinkstofffallenstationen wurden entsprechend dem  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  Gitternetz die Gitterpunkte  $115^\circ\text{E } 15^\circ\text{N}$  (SCS-C) und  $115^\circ\text{E}, 20^\circ\text{N}$  (SCS-N) verwendet.

Monatliche Niederschlagsanomalien (PRECPA) entstammen dem globalen Datensatz ( $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ) NOAA-NCEP-CPC-CAMS\_OPI (National Oceanic & Atmospheric Administration/National Centers for Environmental Prediction/Climate Prediction Center/CAMS\_OPI, 1999) und beruhen auf dem Zeitraum 1979 bis 1998. Aus diesen Daten

wurden monatliche Niederschlagsraten errechnet. Die Gitterpunkte für die Sedimentfallenstationen SCS-C und SCS-N liegen bei 116°25E, 13°75N bzw. 116°25E, 18°25N.

Daten des monatlichen und täglichen zonalen (uWS) und meridionalen (vWS) Windvektors in 1000 mbar sind durch NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 (National Oceanic & Atmospheric Administration/National Centers for Environmental Prediction- National Center for Atmospheric Research Reanalysis Project/Climate Data Assimilation System I, 2000) veröffentlicht. Die verwendeten Datensätze beruhen auf einem 2.5° x 2.5° Gitter, wobei die den Sinkstofffallenstationen nächstgelegenen Gitterpunkte bei 115°E, 15°N (SCS-C) sowie 115°E, 20°N liegen. Der Datensatz der monatlichen Windvektoren beinhaltet Werte des Zeitraumes 1958 bis 1998, der Datensatz der täglichen Windvektoren umfaßt die Jahre 1987 bis 1998. Anschließend wurden aus den zur Verfügung stehenden uWS- und vWS-Werten monatliche und tägliche Wingschwindigkeiten (WS) sowie Wingschwindigkeitsanomalien (WSA) errechnet.

Angaben zur optischen Tiefe (ohne Einheit) basieren auf einem modellierten Datensatz von TEGEN & FUNG (1994). Die optische Tiefe stellt das Maß der Lichtadsorption von mineralischen Aersolen dar, d.h. durch die Stärke der optischen Tiefe können die Staubkonzentrationen und schließlich äolische Depositionsraten errechnet werden (TEGEN & FUNG, 1995). Die Modelle zur optischen Tiefe und zur Depositionsrate mineralischer Aerosole beinhalten monatliche Werte mit einem Gitterpunktabstand von 4° x 5° (TEGEN & FUNG, 1999).

#### **4.6 Definition der monsunalen Phasen**

Da die Menge der fluviatilen und äolischen Einträge lithogenen Materials durch das monsunale Klimageschehen eine starke Saisonalität aufweist (siehe dazu Kap.6.2.2), ist zur Beurteilung des Beitrages der einzelnen Monsun- und Intermonsunphasen an der jährlichen Sinkstoffmenge im Südchinesischen Meer eine genaue Abgrenzung der einzelnen Phasen während des gesamten Beprobungszeitraumes von entscheidender Bedeutung. Bei der Beschreibung klimatischer und ozeanographischer Verhältnisse wird häufig auf die zusammenfassende Darstellung der Monsun- und Intermonsunphasen anhand eines einzelnen Beispielmonats oder auf einer dreimonatigen Basis zurückgegriffen (Wintermonsun = Dezember – Februar; Frühjahrsintermonsun = März – Mai; Sommermonsun = Juni – August; Herbstintermonsun = September – November; siehe auch SHAW & CHAO, 1994; SHI & ZHU, 1996; OSE et al., 1997; VO & TONG, 2000). Aus dem durchschnittlichen Jahrgang der

Windgeschwindigkeiten (Abb.17) ergibt sich jedoch die Problematik, daß die Intermonsune im Herbst und Frühjahr auf einzelne Monate oder gar Wochen beschränkt sind. Dadurch würden bei der starren dreimonatigen Abgrenzung der Intermonsunphasen fälschlicherweise Flußraten, die bereits oder noch aus Winter- oder Sommermonsunbedingungen resultieren, mit einkalkuliert (Abb.17). Zusätzlich ist noch mit interannuellen Variabilitäten im Beginn der Hauptmonsunphasen zu rechnen, die ebenfalls gegen eine starre Einteilung des Jahres in vier gleichlange Monsunphasen spricht. Daß sowohl der Winter- als auch der Sommermonsun tatsächlich ein interannuell stark variierendes System darstellt, wurde durch zahlreiche Untersuchungen festgestellt. Dies betrifft zum einen die Intensität (SHEN & LAU, 1995; SHI & ZHU, 1996; SHI et al., 1996; WATANABE & SHINODA, 1996; JI et al., 1997; OSE et al., 1997), zum anderen aber auch den zeitlichen Verlauf (LAU & YANG, 1997; SO & CHAN, 1997; YAN, 1997). Diese Schwankungen im Bereich des SCS genauer zu untersuchen, ist gegenwärtig das vorrangige Ziel des South China Sea Monsoon Experiments (SCSMEX; siehe auch DING et al., 1997). Diesen Variabilitäten muß bei der meteorologischen Interpretation der mineralogischen Zusammensetzung und der Korngrößenverteilungen durch eine zeitlich höher auflösende Einteilung des Monsungeschehens Rechnung getragen werden.

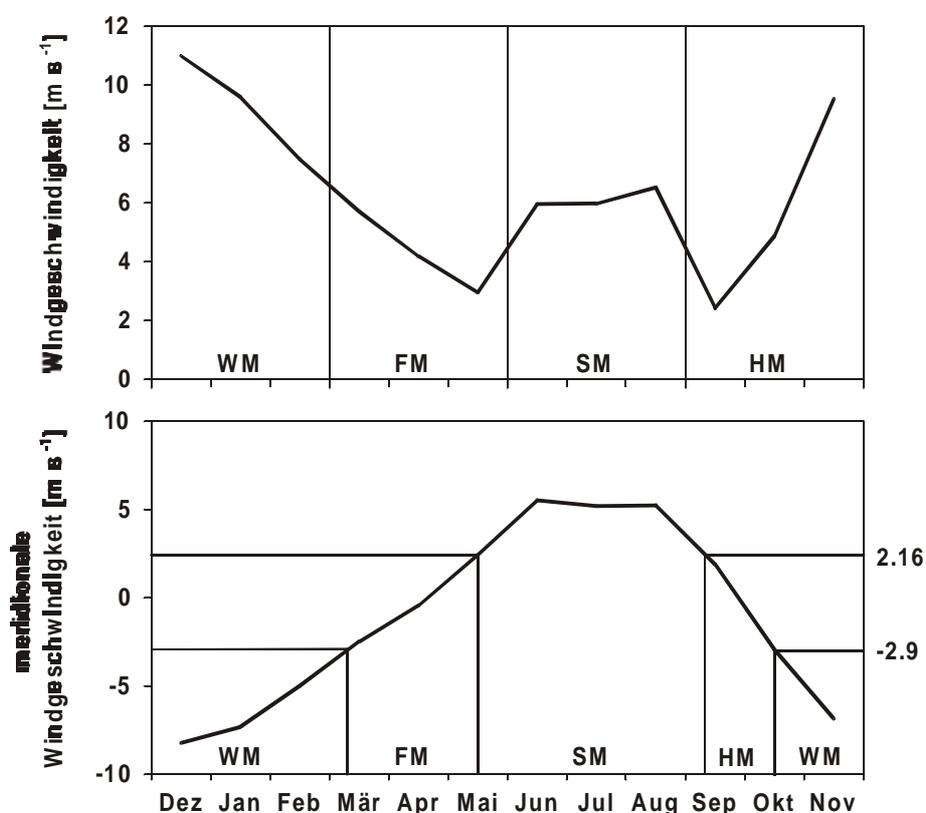


Abb.17: Ansätze zur Definition des monsunalen Klimageschehens im Südchinesischen Meer: „Klassische“ Methode der starren Unterteilung des Jahres in vier gleichlange Winter- (WM), Frühjahrsinter- (FM), Sommer- (SM) und Herbstintermonsunphasen (HM) ohne Berücksichtigung der auftretenden Windgeschwindigkeiten (oben) sowie der in dieser Arbeit verwendeten variablen Unterteilung auf der Basis der meridionalen Windkomponente (unten)(weitere Erläuterung siehe Kap.4.6).

Zur Definition des Beginns der Sommermonsunphase wurden verschiedene Ansatzpunkte verfolgt. SO & CHAN (1997) knüpfen den Beginn des Sommermonsuns im Raum Hong Kong an eine Vielzahl von Bedingungen wie Mindestregelmengen, positive meridionale Windrichtungen, Abwesenheit von tropischen Zyklonen. YAN (1997) stellte unter Verwendung von Windgeschwindigkeiten in Höhen von 850 hPa und 925 hPa diverser Wetterstationen, die an den Küsten oder auf küstennahen Inseln des SCS liegen, fest, daß der Beginn des Sommermonsuns im südlichen SCS (12. Mai) durchschnittlich eine Woche später beginnt als im nördlichen SCS (20. Mai). Beide Untersuchungen (SO & CHAN, 1997; YAN, 1997) liefern allerdings keine Hinweise über den Beginn der Sommermonsunphase im zentralen küstenfernen SCS. Unbekannt sind auch Definitionen bezüglich des Endpunktes und damit der Dauer der Sommermonsunphase sowie Daten zu den Wintermonsunphasen. Um eine Bestimmung des Start- und Endpunktes der Monsunphasen während des Untersuchungszeitraumes von 1987 bis 1988 im nördlichen sowie ab Dezember 1990 bis April 1995 im zentralen SCS mit möglichst einfachen Mitteln durchführen zu können, wurden die leicht zugänglichen täglichen Windgeschwindigkeitsdaten der zentralen Fallstation als Basis gewählt und folgende Kriterien festgelegt:

1. Die meridionale Windgeschwindigkeit muß positive Werte aufweisen (vorherrschend südwestliche Winde des Sommermonsuns).
2. Der fünftägige Mittelwert der meridionalen Windkomponente muß über dem Durchschnittswert aller positiven Werte ( $2.16 \text{ m s}^{-1}$ ) liegen.
3. Es muß an fünf aufeinanderfolgenden Tagen Bedingung 2. erfüllt sein.
4. Es darf nach dem ersten Datum, an dem die Kriterien 1 bis 3 erfüllt sind, kein Zeitraum existieren, in dem die Kriterien 1 bis 3 länger als 20 Tage nicht erfüllt sind.
5. Unter Bezug auf SO & CHAN (1997) sollte der Beginn nach dem 10. April festgelegt werden, da zuvor der Durchzug von Kaltfronten einen frühzeitigen Beginn vortäuschen könnte.
6. Das Ende wird mit dem Zeitpunkt definiert, an dem der fünftägige Mittelwert der meridionalen Windkomponente wieder unter den Wert von  $2.16 \text{ m s}^{-1}$  fällt, spätestens jedoch, wenn das letzte Beprobungsintervall endet, dessen Gesamtflußrate über dem Durchschnitt des gesamten Beprobungszeitraumes (SCS-C = 83 bzw. SCS-N =  $74 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) liegt.

Für die Bestimmung des Wintermonsuns gelten die Kriterien entsprechend, nur daß hier die meridionalen Windgeschwindigkeiten negative Werte aufweisen, d.h. aus nördlichen Richtungen kommen sowie der Durchschnitt von  $2.9 \text{ m s}^{-1}$  überschritten werden muß (Abb.17).

Die Signifikanz dieser Methode wird durch die landgestützte Beobachtungen untermauert, da sich eine gute Übereinstimmung mit der von YAN (1997) ausgewiesenen Südregion des SCS ( $0 - 5^\circ\text{N}$ , Referenzstationen: Singapur, Knantan, Bintulu, Kota Kinabalu) ergibt. Die gute Korrelation der Startpunkte ( $r^2 = 0.5$ ), wobei von neun untersuchten Jahren (1987 – 1995) vier Startpunkte des Sommermonsuns im zentralen SCS, die durch oben genannte Kriterien bestimmt wurden, mit denen des südlichen SCS exakt auf den gleichen Tag fallen, offenbart, daß beide Regionen nahezu dem gleichen monsunalen Geschehen unterliegen. Aufgrund der Übereinstimmung wurde die Anwendung der Kriterien, die zur zeitlichen Eingrenzung des Sommermonsuns im zentralen SCS herangezogen wurden, auf den Wintermonsun übertragen. Die daraufhin ermittelten Monsunphasenstart- und -endpunkte sind in Tab.5 dargestellt.

Jahr	Monsunphasen			
	FM	SM	HM	WM
1987	-	-	02.09.-03.11.	04.11.-10.03.
1988	11.03.-18.05.	19.05.-05.09.	06.09.-29.10.	-
1990	-	-	-	25.10.-22.02.
1991	23.02.-06.06.	07.06.-09.09.	10.09.-19.10.	20.10.-25.02.
1992	26.02.-02.05.	03.05.-27.09.	28.09.-07.10.	08.10.-06.03.
1993	07.03.-22.05.	23.05.-09.09.	10.09.-08.11.	09.11.-04.04.
1994	05.04.-11.05.	12.05.-20.09.	21.09.-17.10.	18.10.-07.03.
1995	08.03.-09.05.	-	-	-

Tab.5: Start- und Endpunkte der Frühjahrsinter- (FM), Sommer- (SM), Herbstinter- (HM) und Wintermonsunphasen (WM) während des Beprobungszeitraumes 1987 - 1988 (SCS-N) und 1990 - 1995 (SCS-C). Definition der Monsunphasen siehe Kap.4.6.

Bei der Anwendung dieser Daten ist zu beachten, daß eine Abgrenzung „ozeanischer Sinkstoffmonsunphasen“ durch klimatologische Parameter vorgenommen wird. Aus anderen Untersuchungsgebieten ist bekannt, daß ein zeitlicher Versatz zwischen atmosphärischen Signalen, die den Eintrag lithogenen Materials in den Ozean bestimmen und Erreichen tieferer Wasserschichten von bis zu 100 Tagen vorliegen kann (DEUSER et al., 1983; BUAT-MENARD et al., 1989). Diese Erscheinung wird durch eine verzögerte Reaktion des Wasserkörpers auf atmosphärische Veränderungen und die Sinkgeschwindigkeit des lithogenen Materials, die in Abhängigkeit von Korngröße und Aggregatbildung mit organischem Material steht, bestimmt. Die in Abb.18 dargestellte Kreuzkorrelation offenbart, daß die stärksten Reaktionen der

Meeresoberflächentemperatur auf Windgeschwindigkeitsanomalien bereits innerhalb der ersten Woche auftreten, wobei positive (negative) Windgeschwindigkeitsanomalien negative (positive) Meeresoberflächentemperaturanomalien hervorrufen. Dieser Zeitraum ist damit so kurz, daß er durch die Beprobungsintervalllänge von 28 - 32 Tagen nicht aufgelöst werden kann und daher vernachlässigt werden muß. Durch die Definition des Monsunbeginns durch klimatologische Kriterien wird darüber hinaus sichergestellt, daß auf jeden Fall alle Auswirkungen der atmosphärischen Hauptmonsunphasen in die Berechnung der Sommer- bzw. Wintermonsunphasen der ozeanischen Sinkstoffmonsunphasen eingerechnet werden. Kriterium 6 hingegen gewährleistet, daß selbst nach Beendigung monsunaler atmosphärischer Bedingungen auch verzögerte Auswirkungen auf den Partikelfluß berücksichtigt werden. Diese Kriterien stellen sicher, daß keine Flußraten, die auf die klimatologischen Verhältnisse einer vorangegangenen Monsunphase zurückzuführen sind, in die darauffolgende Monsunphase einbezogen werden.

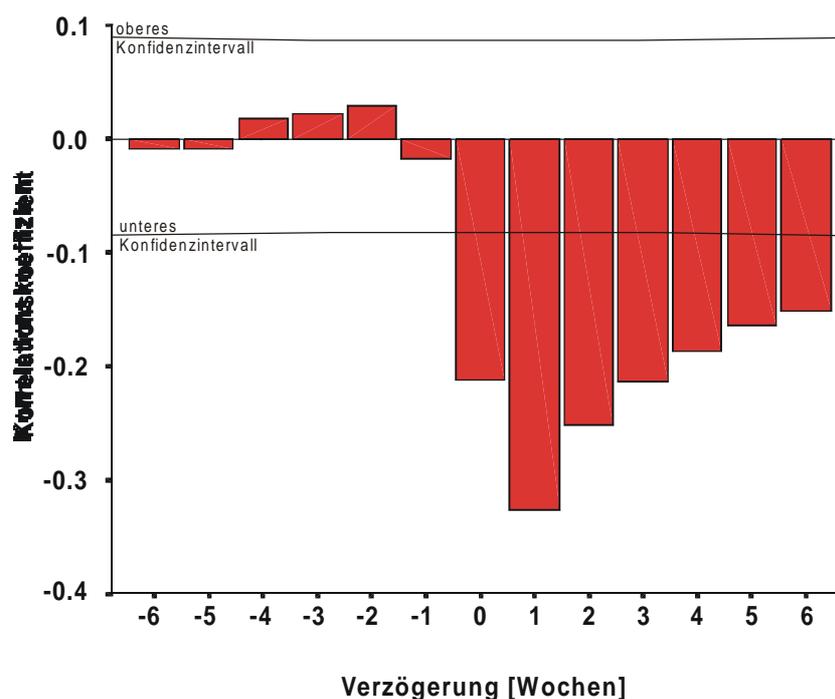


Abb.18: Zeitverzögerungs-Kreuzkorrelation zwischen Windgeschwindigkeits- und Meeresoberflächentemperaturanomalie an der Sedimentfallenstation im zentralen Südchinesischen Meer auf der Basis wöchentlicher Daten (Datenbasis siehe Kap.4.5).

Da die Start- und Endpunkte der Sammelintervalle mit denen der Sinkstoffmonsunphasen nicht übereinstimmen, wurden die Werte derjenigen Sammelintervalle, die sich zeitlich in zwei Monsunphasen befinden, entsprechend der Anzahl der Tage den jeweiligen Monsunphasen zugewiesen. Da für die meisten klimatologischen und ozeanographischen Parameter nur monatliche Daten zur Verfügung standen, wurde bei Diskrepanzen mit dem

Beginn und Ende einer Monsunphase in gleicher Weise verfahren. Durch dieses Vorgehen kommt es bei den klimatologischen und ozeanographischen Mittelwerten der Monsunphasen zu einer Glättung. Dies ist um so stärker der Fall, je kürzer die Monsunphasen andauern. In den längeren Winter- und Sommermonsunphasen ist der Hauptteil durch vollständige Sammelintervalle und/oder monatliche Klimadaten abgedeckt. Durch einen Vergleich von durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten, die durch das beschriebene Verfahren ermittelt wurden, mit dem Durchschnittswert aus täglichen Windgeschwindigkeitsmessungen kann der Glättungseffekt während der Intermonsunphasen mit 20 %, für die längeren Wintermonsunphasen mit 7 % beziffert werden. Die interannuellen Tendenzen werden durch die vorgenommene Mittelwertbildung auf Basis der monatlichen Klimadaten nicht berührt.

## 5. Ergebnisse

### 5.1 Lithogener Partikelfluß im zentralen Südchinesischen Meer

#### 5.1.1 Lithogene Sinkstoffe in 1200 m Wassertiefe

##### *Übersicht*

Im Beprobungszeitraum Dezember 1990 bis April 1995 weist das lithogene Material im zentralen Südchinesischen Meer (SCS-C) in 1200 m Wassertiefe eine durchschnittliche Flußrate von  $17.2 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  auf, was einer jährlichen Menge von  $6.27 \text{ g m}^{-2}$  entspricht. Es ist damit mit einem durchschnittlichen Anteil von 20.7 % an den partikulären Sinkstoffen beteiligt. Die Betrachtung der lithogenen Sinkstoffraten offenbart (Abb.19), daß diese im zentralen SCS teilweise drastischen Schwankungen unterworfen sind, was sich in einer Bandbreite der Flußraten zwischen 3 und  $46 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ausdrückt. Abgesehen von Maxima mit Flußraten von über  $30 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  im Juli 1992, Oktober 1993 bis Januar 1994 und September 1994 und Flußratenminima von Februar bis April 1991 bzw. Juli 1993, bei denen Werte um  $5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  auftreten, bewegen sich die Sinkstoffraten relativ konstant zwischen 10 und  $20 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ .

Der Anteil des lithogenen Materials am Gesamtstofffluß variiert zwischen 3 und 33 %, wobei die Maxima nur zum Jahreswechsel 1993/1994 und September 1994 und die Minima im Februar/März 1991 sowie Juli 1993 mit Flußratenspitzen zusammentreffen (Abb.19). Relative Maxima mit Werten von über 25 % erscheinen von März bis Mai 1992, reduzierte Anteile von weniger als 15 % wurden für November 1992 und Dezember 1994 ermittelt, extrem niedrige Werte mit jeweils etwa 3 % traten im Februar und März 1991 sowie im Juli 1993 auf.

Das lithogene Material setzt sich in 1200 m Wassertiefe durchschnittlich aus 35.2 % Illit, 26.4 % Quarz, 16.4 % Plagioklas, 8.1 % Smektit, je 5.7 % Chlorit und Kaolinit sowie 2.5 % Amphibol zusammen. Daraus leiten sich Flußraten (in  $\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) von 5.9 für Illit, 4.4 für Quarz, 3.1 für Plagioklas, 1.5 für Smektit, je 1 für Chlorit und Kaolinit und 0.4 für Amphibol ab. Ebenso wie die prozentualen Anteile zeigen auch die Flußraten der einzelnen Minerale während des Beprobungszeitraumes extreme Schwankungen auf (Abb.20), die bei allen Mineralen bis zu einer Größenordnung betragen. Zusätzlich zu den mineralischen Phasen konnte von März bis Juli 1992 die Beteiligung vulkanischer Gläser an den lithogenen Sinkstoffen nachgewiesen werden (Abb.16, Abb.20 & Abb.21), deren Anteil zu dieser Zeit durchschnittlich 24.3 % beträgt und einer Flußrate von  $7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  entspricht.

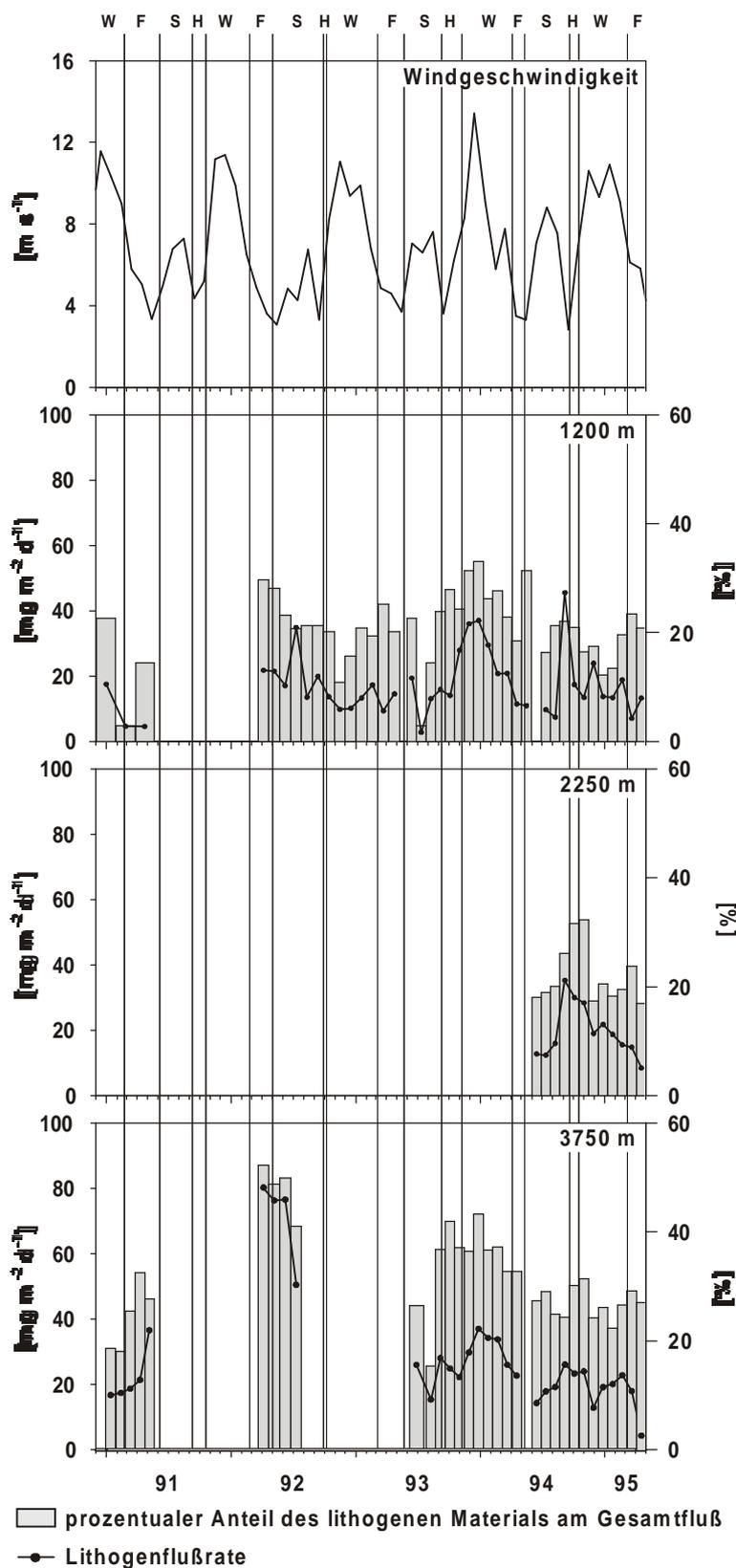


Abb.19: Windgeschwindigkeit, prozentualer Anteil des lithogenen Materials am Gesamtfluß sowie lithogener Partikelfluß in 1200 m, 2250 m und 3750 m Wassertiefe an der Sedimentfallenstation im zentralen Südchinesischen Meer. Die in Kap.4.6 definierten Monsunphasen sind mit W = Wintermonsun, F = Frühjahrsintermonsun, S = Sommermonsun und H = Herbstintermonsun gekennzeichnet.

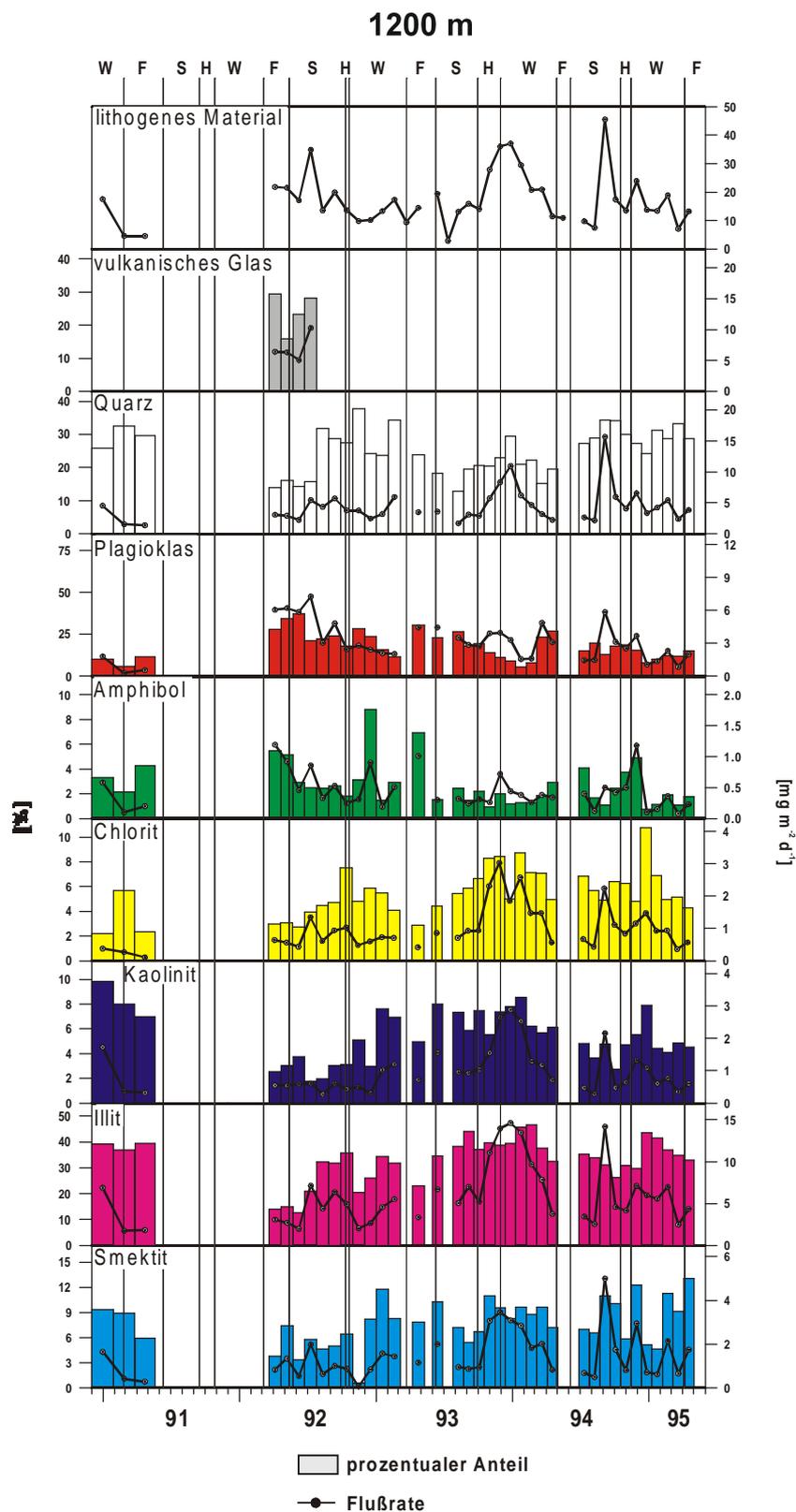


Abb.20: Flußraten des lithogenen Materials, der vulkanischen Gläser sowie der Minerale und deren prozentuale Anteile an den lithogenen Sinkstoffen aus 1200 m, 2250 m und 3750 m Wassertiefe an der Sedimentfallenstation im zentralen Südchinesischen Meer. Die in Kap.4.6 definierten Monsunphasen sind mit W = Wintermonsun, F = Frühjahrsintermonsun, S = Sommermonsun und H = Herbstintermonsun gekennzeichnet. Zusätzlich ist die Zusammensetzung des Aschenmaterials der Pinatuboeruption vom Juni 1991, das durch die Sedimentfalle in 3750 m aufgefangen wurde in die Abbildung eingefügt

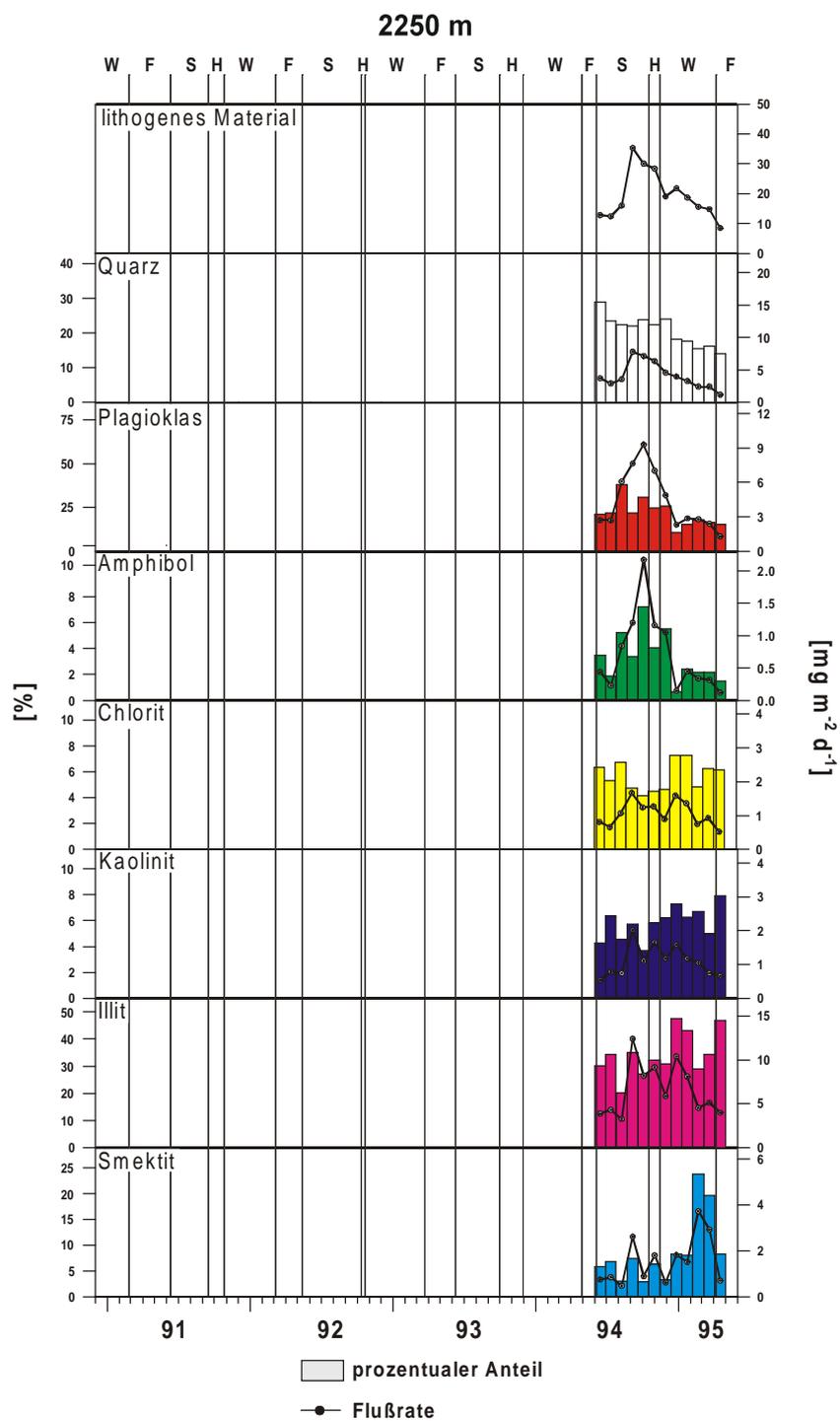


Abb.20: Fortsetzung

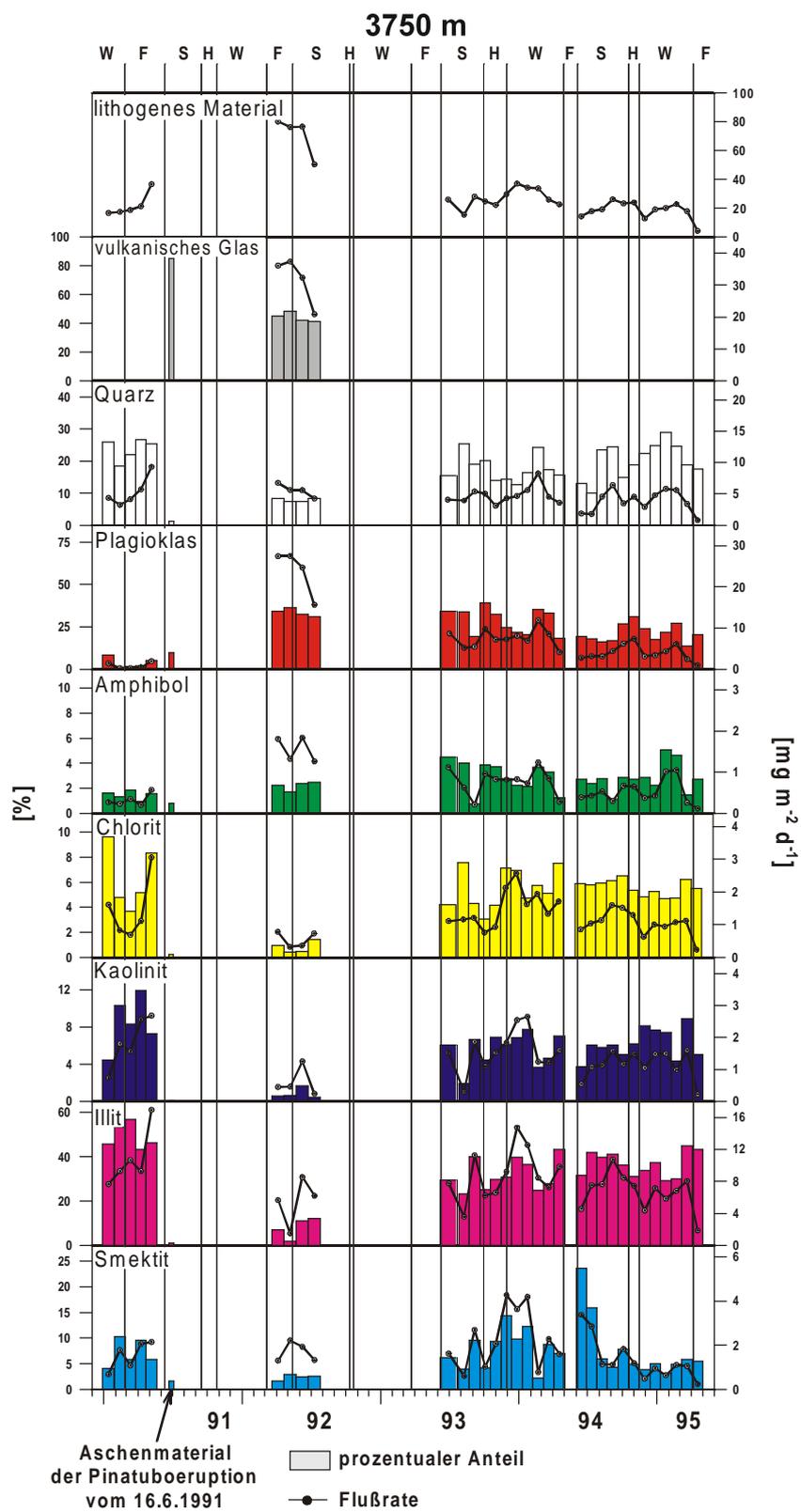


Abb.20: Fortsetzung

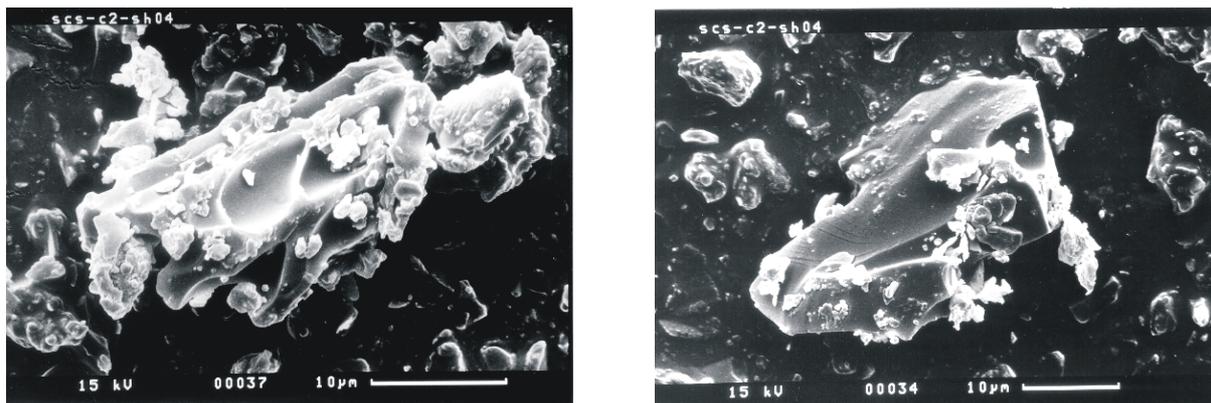


Abb.21: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen von vulkanischen Glasscherben (hier Probe SCS-C2-SH04, Juni/Juli 1992), wie sie in den Sinkstoffen aus 1200 m und 3750 m Wassertiefe des zentralen Südchinesischen Meeres im Zeitraum März bis Juli 1992 enthalten sind.

Das lithogene Material des Untersuchungszeitraumes weist Korngrößen im Bereich von 0.2 bis 40 µm auf (Abb.16 und Abb.22) und liegt damit im Bereich von Feinton bis etwa Grobsilt. Die Kornverteilungskurven werden vor allem durch die relativen Maxima der Korngrößenfraktionen 15.6 bis 11.1 µm, 2.8 bis 3.9 µm und 1 bis 0.7 µm charakterisiert (Abb.22). Jede dieser Fraktionen kann in ihren Anteilen von wenigen Prozentpunkten bis hin zu mehr als 20 % schwanken und damit die jeweils stärkste Fraktion darstellen. Infolgedessen variiert der Habitus der Kornverteilungskurven von annähernd unimodal bis hin zu einer schwach ausgeprägten Trimodalität.

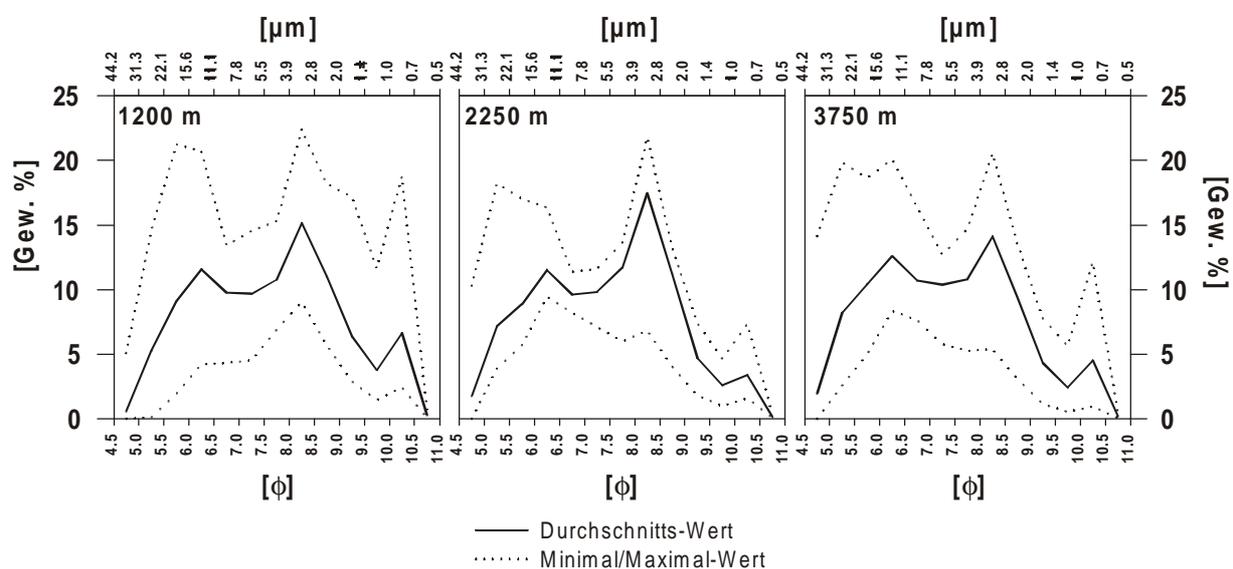


Abb.22: Durchschnittliche Korngrößenverteilungskurven der lithogenen Sinkstoffe des zentralen Südchinesischen Meeres aus 1200m, 2250 m und 3750 m Wassertiefe. Die während der Beprobungszeiträume auftretenden Variabilitäten der einzelnen Fraktionsanteile werden durch den Maximal- bzw. Minimalwert verdeutlicht (gepunktete Linien).

Der durchschnittliche Median in 1200 m Wassertiefe hat mit 5.4 µm den Charakter von Feinsilt, wobei die Spannweite der ermittelten Mediane der Einzelproben zwischen 2.1 und 11 µm liegt (Abb.23) und damit den Bereich sehr feiner Silt bis Mittelsilt abdeckt. Das

Minimum wurde für das Beprobungsintervall Januar 1994 festgestellt ( $2 \mu\text{m}$ ), Maxima liegen im Dezember 1990/Januar 1991 ( $10.4 \mu\text{m}$ ), Juni 1993 ( $11.1 \mu\text{m}$ ) und April 1994 ( $10.1 \mu\text{m}$ ). Der überwiegende Teil der Proben zeigt jedoch Mediane, die sich einem Bereich von 4 bis  $8 \mu\text{m}$  bewegen.

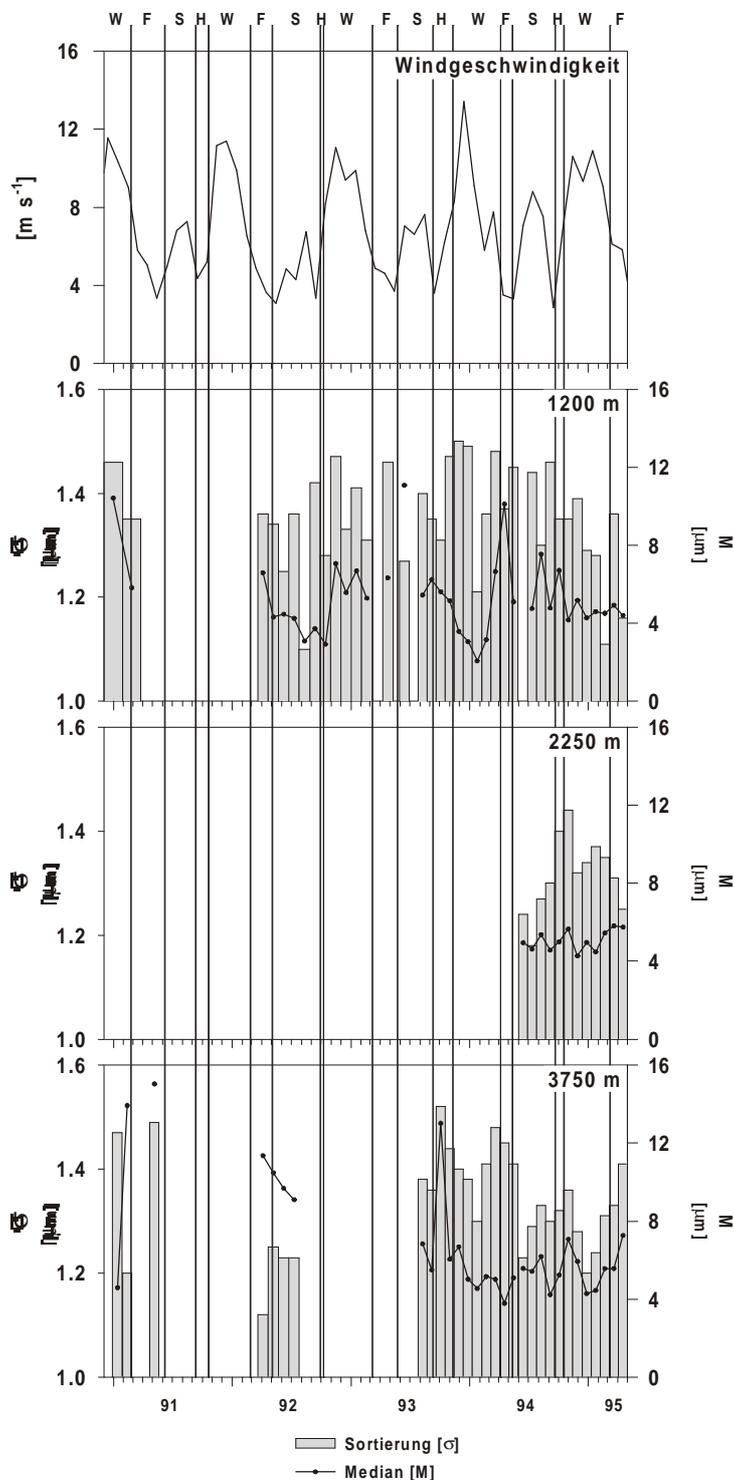


Abb.23: Windgeschwindigkeit, mittlere Korngröße ( $M$  = Median) sowie Sortierung ( $\sigma$ ) der lithogenen Sinkstoffe aus 1200 m, 2250 m und 3750 m Wassertiefe an der Sedimentfallenstation des zentralen Südchinesischen Meeres. Die in Kap.4.6 definierten Monsunphasen wurden mit W = Wintermonsun, F = Frühjahrsintermonsun, S = Sommermonsun und H = Herbstintermonsun gekennzeichnet.

Aufgrund der relativen Homogenität und des Auftretens von Korngrößen mit maximal  $40\ \mu\text{m}$  verbietet sich eine Eingliederung in das OSANN'SCHE Dreieck nach dem Vorbild von SHEPARD (1954), da hier die Anteile von Ton, Silt und Sand gegenübergestellt werden. Stattdessen werden zur Beschreibung der Sinkstoffe unter Berücksichtigung der in Abb.22 ersichtlichen Trimodalität sowie der von FRIEDMAN & SANDERS (1978) vorgenommenen Abgrenzung der Grob- und Mittelsilt-, Feinsilt- und Tonfraktion die Anteile der Korngrößenfraktionen  $> 7.8\ \mu\text{m}$ ,  $2 - 7.8\ \mu\text{m}$  sowie  $< 2\ \mu\text{m}$  bestimmt. Die Anteile der einzelnen Fraktionen weisen sehr starke Schwankungen auf. So umfassen die Werte der  $< 2\ \mu\text{m}$ -Fraktion (Feinfraktion) in den Sinkstoffproben aus 1200 m eine Spannbreite von 7 bis annähernd 50 %, ähnliche Schwankungen treten bei der  $> 7.8\ \mu\text{m}$ -Fraktion (10 bis 60 %; Grobfraktion) auf (Abb.24). Die  $2 - 7.8\ \mu\text{m}$ -Fraktion (Mittelfraktion) zeigt demgegenüber konstantere Anteile, denn die Werte weisen maximal eine Verdoppelung von 32 auf 65 % auf. Durchschnittlich setzt sich das partikuläre lithogene Material in 1200 m Wassertiefe aus 17 % Fein-, 47 % Mittel- und 36 % Grobfraktion zusammen. Die Proben des Zeitraumes August bis Oktober 1992 und November 1993 bis Februar 1994 aus 1200 m zeichnen sich durch einen erhöhten Anteil der Feinfraktion aus (Abb.24). Auf der anderen Seite gibt es eine Gruppe von Sinkstoffproben aus 1200 m, die sich aufgrund ihres deutlich erhöhten Grobfraktionsanteil absetzen. Diese drei Sinkstoffproben bilden jedoch keinen zusammenhängenden Zeitraum (Dezember 1990, April 1993, April 1994).

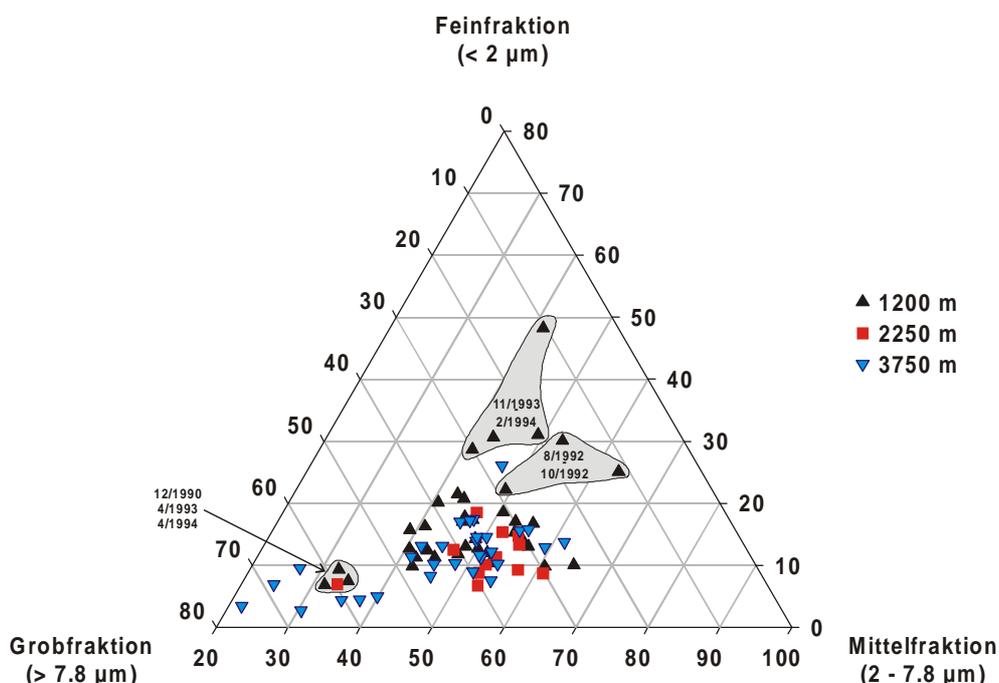


Abb.24: Dreiecksdiagramm der Fein- ( $< 2\ \mu\text{m}$ ), Mittel- ( $2 - 7.8\ \mu\text{m}$ ) und Grobfraktion ( $> 7.8\ \mu\text{m}$ ) für die lithogenen Sinkstoffe aus 1200 m, 2250 m und 3750 m Wassertiefe im zentralen Südchinesischen Meer.

Generell ist das lithogene Material mit durchschnittlichen Werten von  $\sigma = 1.35$  als schlecht sortiert anzusehen, wobei die Werte zwischen 1.1 und 1.5 schwanken (Abb.23). Hinsichtlich der Symmetrie der Kornverteilungskurven läßt sich feststellen, daß die Mehrzahl der Proben einen Grobkornüberschuß aufweist ( $Sk > 0$ ).

### ***Saisonalität***

Bei Betrachtung der zeitlichen Verläufe der lithogenen Parameter (gesamtes lithogenes Material (Abb.19), Minerale (Abb.20), Korngrößen (Abb.23)) sind Saisonalitäten zu beobachten. Im Bezug auf den Anteil der lithogenen Sinkstoffe am Gesamtmaterial treten erhöhte Werte von 33 % regelmäßig im Herbst und Frühjahr sowie im Dezember 1993/Januar 1994 auf (Abb.19). Die Phasen niedrigerer Anteile ( $< 15\%$ ) fallen häufig in den Winter und variieren zeitlich in ihrem Auftreten von November bis Februar, im Sommer hingegen fallen Minima stets in den Juli. Die Flußraten des lithogenen Materials zeigen die höchsten Werte ( $> 20 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) stets während der Monsunhauptphasen. Diese Hochflußphasen zeichnen sich jedoch häufig dadurch aus, daß sie sich auf ein, maximal zwei (Winter 1993/94) Beprobungsintervalle beschränken. Niedrigere Flußraten treten vorwiegend während der Intermonsunzeiten auf, gelegentlich aber auch gleichzeitig mit dem Sommermonsun wie im Juli 1993 ( $3 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Deutliche Parallelen zu diesem Muster weisen die Mineralflußraten des Quarzes, Illits, Chlorits, Kaolinit sowie Smektits auf, während Plagioklas und Amphibol häufig zu anderen Zeitpunkten ihre maximalen Flußraten erreichen (März bis Juli 1992, April 1993; Abb.20). Die Unterschiedlichkeit von Amphibol und Plagioklas zu den anderen Mineralen ist auch hinsichtlich der prozentualen Anteile festzustellen, denn während Illit, Chlorit, Kaolinit und Quarz ihre größten Anteile vorwiegend während des Wintermonsuns und Frühjahrs aufweisen, zeigen die Minerale Plagioklas und Amphibol wie in 1993 teils entgegengesetzte Trends teils aber auch unregelmäßige Muster wie in 1992, wo die Anteile des Amphibols durch starke kurzfristige Schwankungen gekennzeichnet sind.

Die Saisonalität der mittleren Korngröße ist deutlich ausgeprägt und führt abschnittsweise innerhalb von drei Monaten zu einem Anstieg von  $5 \mu\text{m}$  auf  $11 \mu\text{m}$  (März bis Juni 1993), gelegentlich sogar zu einer Verfünffachung der Werte, wie es von Januar bis April 1994 zu beobachten ist (Abb.23). Regelmäßig wiederkehrende Maxima oder Minima zu bestimmten Monsunphasen sind nicht zu erkennen, so daß sich ein heterogenes Muster im zeitlichen Verlauf des Medians abzeichnet. Sind beim Median noch über mehrere Monate andauernde Trends zu erkennen, zeigt die Sortierung kurzfristigere Variabilitäten. Es deutet sich an, daß die schlechtesten Sortierungen während eines Jahres in den Herbst oder Winter fallen, obwohl Material einzelner Wintermonate durchaus Sortierungen der lithogenen Sinkstoffe des

Sommers aufweist, umgekehrt aber auch Sommermonate schlechtere Sortierungswerte als Herbst und Winter zeigen können. Intervalle, in denen die Proben entweder positive oder negative Schiefe, gleichbedeutend mit Grob- oder Feinkornüberschuß, aufweisen, sind häufig zeitlich gruppiert. Durch Zusammenfassung der Proben mit positiven oder negativen Werten können für den gesamten Beprobungszeitraum sechs Phasen ausgliedert werden. Zeiträume mit Feinkornüberschuß ( $S_k < 0$ ) erstrecken sich von April bis Oktober 1992 und November 1993 bis Februar 1994. Die anderen Beprobungsphasen sind durch einen Grobkornüberschuß ( $S_k > 0$ ) gekennzeichnet und erstrecken sich über den Zeitraum vor März 1992, November 1992 bis November 1993 und März 1994 bis April 1995, wobei während dieser Phase annähernd symmetrische Verteilungen vorherrschen.

Trotz der zeitlichen Heterogenität der Maximal- und Minimalwerte einiger lithogener Parameter vermitteln insbesondere die lithogene Gesamtflußrate sowie die Mineralflußraten durch das Auftreten der höchsten Werte im Sommer und Winter den Eindruck, daß deren Saisonalität im Zusammenhang mit dem monsonalen Klimageschehen steht. Abb.25 stellt die Eigenschaften des lithogenen Materials der vier Monsunphasen, wie sie in Kap.4.6 definiert wurden, gegenüber. Es ist deutlich zu erkennen, daß der Hauptanteil des jährlich sedimentierten lithogenen Materials ( $6270 \text{ mg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) zu 78 % während des Sommer- und Wintermonsuns zur Sedimentation gelangt. Dies ist zum größten Teil auf die Länge der Hauptmonsunphasen (durchschnittlich 135 Tage) gegenüber den Intermonsunphasen (durchschnittlich 51 Tage) zurückzuführen, denn die Flußraten der Intermonsunphasen liegen mit  $12$  bzw.  $17 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  nur geringfügig unter denen der Hauptmonsunphasen ( $18 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Bei einem Vergleich der mineralogischen Zusammensetzung des lithogenen Materials während der Monsunphasen wird deutlich, daß Illit und Quarz im Herbstintermonsun und NE-Monsun besonders hohe, im Frühjahr und Sommer hingegen niedrigere Anteile aufweisen, Plagioklas verhält sich entgegengesetzt. Insgesamt finden die saisonalen Variabilitäten auf geringem Niveau statt, so daß mit Ausnahme des Chlorits die Reihenfolge der Minerale nach ihrem Anteil zu allen Monsunphasen erhalten bleibt. Der saisonale Verlauf der granulometrischen Parameter offenbart eine stetige Abnahme des Medians von  $6.5 \mu\text{m}$  im Frühjahr bis auf  $5 \mu\text{m}$  im Winter, gleichzeitig ist eine abnehmende Tendenz des Grobkornüberschusses festzustellen. Die Sortierung bleibt im Laufe des Jahres nahezu unverändert.

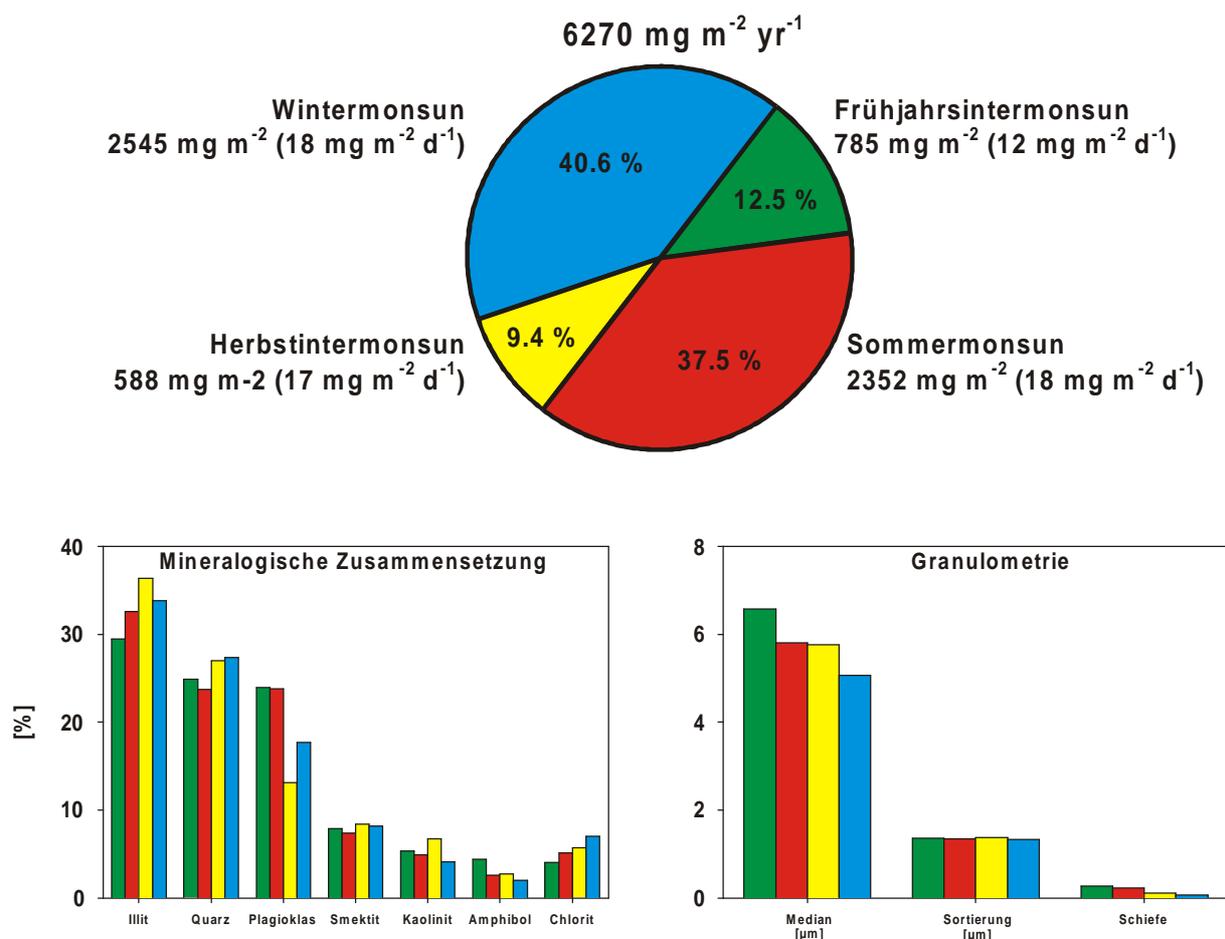


Abb.25: Durchschnittlicher prozentualer Anteil, akkumulierte Menge und Flußraten der in Kap.4.6 definierten Winter-, Frühjahrsinter-, Sommer- und Herbstintermonsunphasen an der jährlich akkumulierten Menge des lithogenen Materials in 1200 m Wassertiefe an der Sedimentfallenstation im zentralen Südchinesischen Meer ( $6270 \text{ mg m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ; oben). Durchschnittliche mineralogische Zusammensetzung und Granulometrie der lithogenen Sinkstoffe für die Monsunphasen (unten).

### *Interannuelle Variabilitäten*

Im Gegensatz zur Ausgeglichenheit der lithogenen Eigenschaften im Monsunphasenvergleich wurden starke interannuelle Schwankungen der einzelnen Monsunphasen aufgezeichnet. Bei einem Vergleich der Hochflußphasen der Winter- und Sommermonsune verschiedener Jahre wird deutlich, daß im Dezember 1990, Februar 1993 und Februar 1995 mit  $17 - 19 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  relativ einheitliche maximale lithogene Sinkstoffraten erreicht wurden, während von November 1993 bis Januar 1994 demgegenüber doppelte Werte auftraten (Abb.19). Noch uneinheitlicher zeigen sich die maximalen Flußraten im Sommer, diese schwanken von  $35 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  im Juli 1992 über lediglich  $19 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  im Juni 1993 bis hin zu  $46 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  im September 1994 (Abb.19). Abb.26 zeigt, daß diese starken interannuellen Variabilitäten nicht nur für die Hochflußphasen gelten sondern gleichfalls für die Gesamtdauer der Monsunphasen. Die Schwankungen treten mit Ausnahme der Sortierung bei allen lithogenen Parametern auf und sind, obwohl innerhalb der einzelnen Monsunphasen der verschiedenen Jahre per Definition ähnliche klimatische Bedingungen herrschen (siehe dazu Kap.4.6),

stärker ausgeprägt als die Saisonalitäten (Abb.25). Besonders hervorzuheben sind die interannuellen Variabilitäten des Plagioklases und Amphibols während der Frühjahrsintermonsunphase. Darüber hinaus sind die stärksten interannuellen Schwankungen bei Plagioklas während des Sommer- und Wintermonsuns sowie des Medians zu allen Monsunphasen zu beobachten. Insgesamt zeigen sich Sommer- und vor allem der Herbstintermonsun im interannuellen Vergleich als ausgeglichener als Winter- und Frühjahrsintermonsun.

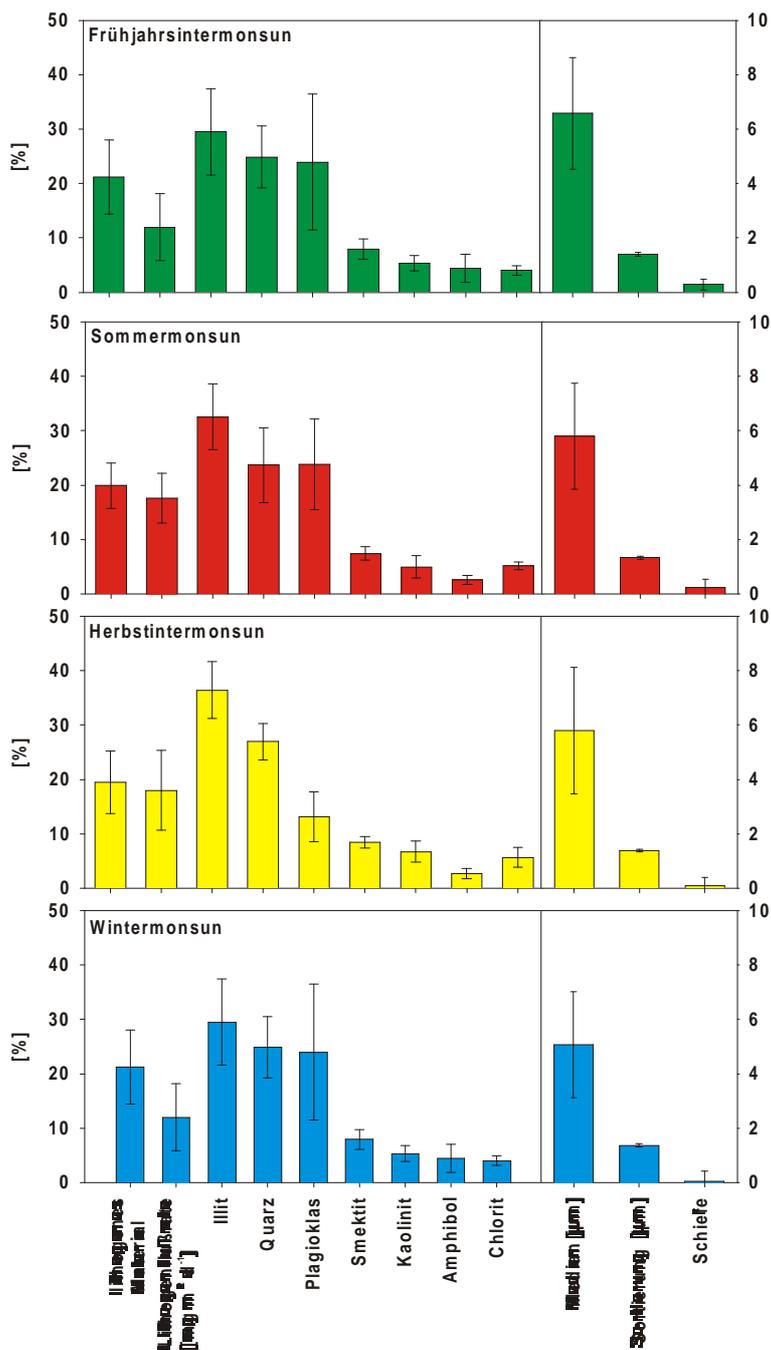


Abb.26: Mittelwerte sowie interannuelle Variabilitäten (Strichbalken) lithogener, mineralogischer und granulometrischer Kenngrößen der Sinkstoffe aus 1200 m Wassertiefe im zentralen Südchinesischen Meer für die in Kap.4.6 definierten Monsunphasen.

### 5.1.2 Lithogene Sinkstoffe in 2250 m Wassertiefe

In 2250 m Wassertiefe beträgt der Anteil des lithogenen Materials am Partikelfluß 21.9 %, was einer Flußrate von  $19.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  entspricht. Damit ist im Vergleich zu den Werten (20.7 % bzw.  $17.2 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) der zeitgleichen Aufzeichnung 1994/1995 in 1200 m ein Anstieg zu beobachten.

Die höchsten Anteile des lithogenen Materials am Partikelfluß werden mit Werten von über 25 % in einem Zeitraum von August bis November 1994 erreicht, wobei im November 1994 mit 32 % das Maximum aufgezeichnet wurde (Abb.19). Darüber hinaus ist festzustellen, daß der übrige Beprobungszeitraum mit 18 bis 19 % einheitliche Gehalte des lithogenen Materials aufweist. Die Flußraten zeigen im August/September 1994 ein absolutes Maximum ( $35 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), was im Vergleich zu 1200 m weniger deutlich hervortritt und bis Oktober/November 1994 anhält. Daran anschließend ist ein nahezu stetiger Rückgang der Flußraten ermittelt worden, wobei das Minimum im April 1995 mit  $8.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  erreicht wird.

Die mineralogischen Untersuchungen ergaben eine mittlere Zusammensetzung von 34.2 % Illit, 20.7 % Quarz, 21.6 % Plagioklas, 8.6 % Smektit, 5.8 % Kaolinit, 5.7 % Chlorit und 3.3 % Amphibol. Damit weisen im Vergleich zum Beprobungszeitraum 1994/1995 in 1200 m Illit, Kaolinit, Chlorit, Smektit und Amphibol nahezu unveränderte Anteile auf, lediglich Quarz erfährt eine Reduktion um 10 % (absolut) während sich der Gehalt an Plagioklas um 7 % (absolut) steigert. In 2250 m Tiefe ergeben sich daraus durchschnittliche Flußraten (in  $\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) von 6.6 Illit, 4.3 Plagioklas, 4.1 Quarz, 1.6 Smektit, je 1.1 für Chlorit und Kaolinit sowie 0.7 für Amphibol.

Bei den zeitlichen Verläufen der prozentualen Anteile sowie der Flußraten sind Parallelen zwischen den Mineralen zu erkennen (Abb.20). Plagioklas und Amphibol zeigen im Herbst 1994 die höchsten Werte, zusätzlich sind im Januar und Februar 1995 deutlich schwächere Maxima ausgebildet. Eine zweite Gruppe, die die Tonminerale Illit, Chlorit und Kaolinit umfaßt, zeigt im Bezug auf die Flußraten einen bimodalen zeitlichen Verlauf, wobei zwei gleichwertige Maxima im August/September 1994 und Dezember 1994 auftreten. Die Zeitserie der prozentualen Gehalte ist durch eine Trimodalität gekennzeichnet, wobei Abschnitte höherer Gehalte von Juni bis September 1994, zum Jahreswechsel 1994/1995 sowie April 1995 durch Minima getrennt werden, die im September/Oktober 1994 und im Februar/März 1995 auftreten. Quarz und Smektit können diesen Gruppen nicht zugeordnet werden, da die Quarzflußraten im August/September 1994 ein deutliches Maximum aufweisen, ein zweites Maximum aber fehlt, Smektit hingegen gerade im Februar und März

1995 die höchsten Flußraten und Gehalte aufweist, wo die Gruppe der Tonminerale schwächer vertreten ist.

In 2250 m Tiefe wurde ein durchschnittlicher Median von 5.1  $\mu\text{m}$  errechnet, was exakt der mittleren Korngröße des zeitgleichen Beprobungszeitraumes aus 1200 m entspricht. Die geringe Schwankungsbreite von 4.3  $\mu\text{m}$  im November/Dezember 1994 bis 5.8  $\mu\text{m}$  im März und April 1995 läßt den zeitlichen Verlauf ausgeglichen erscheinen (Abb.23). Die Korngrößenverteilung zeigt die auch in 1200 m Wassertiefe identifizierte schwache Trimodalität, wobei die Fraktion 2.8 bis 3.9  $\mu\text{m}$  etwas stärker hervortritt (Abb.22).

In 2250 m Wassertiefe sind die lithogenen Sinkstoffe als schlecht sortiert anzusehen, wobei eine geringfügige Verbesserung der Sortierung ( $\sigma = 1.3$ ) im Vergleich zu 1200 m festzustellen ist ( $\sigma = 1.4$ ). Die relativ besten Sortierungen ergeben sich im Herbst 1994 und Winter 1994/1995, wobei Werte um  $\sigma = 1.4$  ermittelt wurden, die relativ schlechtesten Sortierungen wurden im Sommer 1994 ( $\sigma = 1.2$  bis 1.3) und Frühjahr 1995 ( $\sigma = 1.3$ ) festgestellt (Abb.23). Die Korngrößenverteilungen der lithogenen Sinkstoffe sind als symmetrisch zu bezeichnen ( $Sk = 0$ ) und weisen während des Beprobungszeitraumes sehr geringe Schwankungen auf ( $-0.2 < Sk < 0.1$ ).

### 5.1.3 Lithogene Sinkstoffe in 3750 m Wassertiefe

In 3750 m Wassertiefe sind lithogene Flußraten von 29  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$  bzw. ein Anteil der lithogenen Komponente am Gesamtmaterial von 32 % zu verzeichnen. Ein Vergleich des Anteils des lithogenen Materials am Partikelfluß in unterschiedlicher Wassertiefe während des Beprobungszeitraumes Ende Juni 1994 bis Anfang Mai 1995 offenbart einen erhöhten Anteil des lithogenen Materials am Gesamtfluß in 3750 m (26.9 %) gegenüber 1200 (26.8 %) und 2250 m (21.9 %). Demgegenüber bleiben die Flußraten mit 16.8 in 1200 m, 19.5 in 2250 m und 18.5  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$  in 3750 m relativ konstant.

Die Flußraten des lithogenen Materials in 3750 m umfassen Werte zwischen 4  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$  im April 1995 und 80  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$  im März/April 1992 (Abb.19). Flußratennebenmaxima mit etwa 35  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$  treten im April/Mai 1991, von März bis Juli 1992 sowie von Dezember 1993 bis März 1994 auf. Der übrige Zeitraum ist durch Flußraten zwischen 12 und 30  $\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}$  gekennzeichnet. Für den Zeitraum der maximalen Lithogenflußraten von März bis Juli 1992 wurden mit 41 % bis 52 % auch die Höchstwerte des lithogenen Anteils ermittelt (Abb.19). Mit Gehalten von über 40 % bilden September/Oktober 1993 und

Dezember 1993/Januar 1994 Nebenmaxima. Die geringsten Anteile wurden mit 15 % im August 1993 aufgezeichnet, weitere Minima mit < 20 % traten während des Jahreswechsels 1990/1991 und im August 1993 auf. Die zeitlichen Verläufe des Anteils und der Flußraten des lithogenen Materials lassen erkennen, daß die Schwankungen in 3750 m, abgesehen vom Zeitraum März bis Juli, in dem sich die Anteile des lithogenen Materials von den sonst durchschnittlichen 29 % auf 48 % deutlich erhöhen und die Flußraten sich mit  $71 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  sogar verdreifachen, schwächer ausgeprägt sind als in 1200 m Wassertiefe (Abb.19). Durch den ausgeglicheneren Verlauf erscheinen die in 1200 m noch deutlich hervortretenden Flußratenpeaks von Oktober 1993 bis Januar 1994 sowie im September 1994 in 3750 m wesentlich schwächer.

Die mineralogische Zusammensetzung entspricht mit 37.1 % Illit, 19.8 % Quarz, 20.8 % Plagioklas, 7.7 % Smektit, 6.4 % Kaolinit, 5.7 % Chlorit und 2.6 % Amphibol der des lithogenen Materials in 1200 m und 2250 m Wassertiefe. Lediglich Quarz weist niedrigere, Plagioklas hingegen höhere Anteile auf. Entsprechend den höheren Flußraten des lithogenen Materials insgesamt liegen die Mineralflußraten in 3750 m über denen aus 1200 m und 2250 m Wassertiefe. Zusätzlich zu den mineralischen Phasen ist während des Zeitraumes März bis Juli 1992 in den lithogenen Sinkstoffen vulkanogenes Glas (amorphes Material) enthalten (Abb.20); dies entspricht den Beobachtungen, die bei den zeitgleich in 1200 m gesammelten Proben gemacht wurden (siehe Kap.5.1.1). Sowohl der Anteil des amorphen Materials als auch dessen Flußrate liegt mit 41 bis 49 % bzw. 21 bis  $37 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  deutlich über den Werten aus 1200 m (Abb.20). Innerhalb einzelner Jahre zeigen die Mineralgehalte und –flußraten starke Schwankungen, die Verdoppelungen der Gehalte und Änderungen der Flußraten bis zu einer Größenordnung bewirken. Jährlich wiederkehrende saisonale Signale lassen sich nicht erkennen (Abb.20).

Die mittlere Korngröße des in 3750 m Wassertiefe gesammelten Probenmaterials beträgt  $6.9 \mu\text{m}$ . Die Maxima von  $14 \mu\text{m}$  treten im Februar und Mai 1991 sowie im Oktober 1993 pulsartig auf (Abb.23). Ferner ist von April bis Juli 1992 eine Phase erhöhter Medianwerte zu beobachten, wobei hier die Werte zwischen  $9$  und  $11.5 \mu\text{m}$  liegen. Von diesen Ausnahmen abgesehen, liegen die Mediane im Bereich  $4$  bis  $8 \mu\text{m}$  und stimmen damit mit den Korngrößen aus 1200 m überein. Die Korngrößenverteilung ist in 3750 m Wassertiefe, wie in 1200 m und 2250 m, durch eine schwache Trimodalität gekennzeichnet (Abb.22). Abb.24 zeigt, daß die Unterschiede des Medianmittelwertes der Proben aus 3750 m gegenüber denen aus 1200 m Wassertiefe nicht durch eine allgemeine Veränderung der Fraktionsgehalte hervorgerufen werden sondern lediglich durch eine Reihe von Proben, die deutlich höhere

Grobfraktionsanteile aufweisen. Generell ist das lithogene Material schlecht sortiert ( $1.2 < \sigma < 1.5$ ) und weist positive Symmetrie ( $Sk > 0$ ), d.h. einen Grobkornüberschuß auf. Die stärksten Grobkornüberschüsse finden sich in den Proben des Frühjahrs 1991, des Sommers 1992 und Oktober/November 1993. Bei der Sortierung ist ein regelmäßiges Muster zu erkennen, wobei innerhalb eines Jahres relative Maxima (schlechtere Sortierung) jeweils im März/April sowie Oktober/November erreicht und von Phasen besserer Sortierung abgelöst werden, die von November bis Januar bzw. Juni bis August erscheinen.

#### **5.1.4 Das Aschenmaterial des Mt. Pinatubo**

Das Aschenmaterial des Ausbruchs vom 16. Juni 1991 wurde nicht nur an Land abgelagert, sondern wurde auch lateral in Richtung SCS transportiert, bis das Material die Meeresoberfläche erreichte und schließlich zur Sedimentation gelangte (detaillierte Beschreibung in WIESNER et al., 1995; WIESNER et al. in Vorb.). Dieser Vorgang vollzog sich innerhalb eines sehr kurzen Zeitraumes, vermutlich innerhalb weniger Stunden.

Der Anteil des lithogenen Materials in den drei Aschenproben, die durch die in 3750 m Wassertiefe verankerte Sinkstoffalle im zentralen SCS aufgefangen wurden (SCS-C1-DP06, -DP-09 und -DP-12; siehe dazu Kap.4.1), beträgt mehr als 99 %. Die mineralogische Zusammensetzung zeichnet sich vor allem durch einen sehr großen Anteil der vulkanischen Gläser aus (83 %; siehe auch Abb.20). Zudem ist das Material durch hohe Plagioklas/Quarz- und Amphibol/Quarz-Verhältnisse ( $> 5$  bzw.  $> 0,3$ ) gegenüber den lithogenen Sinkstoffen des übrigen Beprobungszeitraumes (Plagioklas/Quarz = 1, Amphibol/Quarz  $< 0,3$ ) charakterisiert.

## 5.2 Lithogener Partikelfluß im nördlichen Südchinesischen Meer

### 5.2.1 Lithogene Sinkstoffe in 1000 m Wassertiefe

Im nördlichen SCS beträgt die durchschnittliche Lithogenflußrate in 1000 m Wassertiefe  $40.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , was einem mittleren Anteil am Gesamtmaterial von 39.2 % entspricht. Während des Beprobungszeitraumes von September 1987 bis April 1988 sind zwei deutliche Maxima im November 1987 ( $89 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) und Januar 1988 ( $76 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) zu erkennen (Abb.27). Das Minimum von  $3.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  im September/Okttober 1987 ist Teil eines Zeitraumes (September bis Anfang November 1987), der durch Flußraten von höchstens  $15 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  gekennzeichnet ist, ähnlich niedrige Werte werden noch einmal im März 1988 erreicht. Interessanterweise fällt das Maximum des lithogenen Anteils am Gesamtfluß mit Werten von  $> 99 \%$  Ende Oktober/Anfang November 1987 in die Phase niedriger Flußraten. Ansonsten variieren die Gehalte zwischen 22 und 42 % und zeichnen den Verlauf des lithogenen Partikelflusses nach.

Die durchschnittliche mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials im nördlichen SCS wird in 1000 m Wassertiefe durch die Dominanz von Illit (38.1 %) und Quarz (30.3 %) geprägt. Plagioklas umfaßt 13.4 %, Smektit 7.7 %, Kaolinit und Chlorit 4.1 bzw. 4 % und Amphibol 2.3 % des lithogenen Materials. Vulkanische Gläser, wie sie im zentralen SCS auftreten (siehe dazu Kap.5.1), stellen im nördlichen SCS keinen Bestandteil des lithogenen Materials dar (siehe auch RIEGER, 1995). Ihren überdurchschnittlichen Gehalten entsprechend weisen Illit und Quarz mit 18 bzw.  $14 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  mit Abstand die höchsten Sinkstoffraten auf, während für alle anderen Minerale Werte von unter  $5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  errechnet wurden. Amphibol zeigt mit  $0.6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  die niedrigsten Werte. Bei der Betrachtung der Zeitserien der Mineralanteile tritt der Zeitraum September/Okttober 1987 dadurch hervor (Abb.28): Er weist die jeweils höchsten Gehalte an Plagioklas, Amphibol und Smektit bzw. die niedrigsten Anteile an Chlorit, Kaolinit und Illit auf, lediglich Quarz zeigt zu dieser Zeit mittlere Gehalte. Die Schwankungen der Mineralanteile während des Beprobungszeitraumes fallen unterschiedlich stark aus und reichen von moderaten Variabilitäten bei Quarz ( $23 \% < \text{Quarz} < 39 \%$ ) bis zu einem Anstieg von annähernd zwei Größenordnungen im Falle des Kaolinit ( $0.08 \% < \text{Kaolinit} < 6.9 \%$ ). Allen Mineralen sind erhöhte Flußraten von Mitte November bis Anfang Dezember 1987 sowie im Januar 1988 gemeinsam und weisen hierdurch einen annähernd parallelen Verlauf mit den Sinkstoffraten des lithogenen Materials auf (Abb.28).

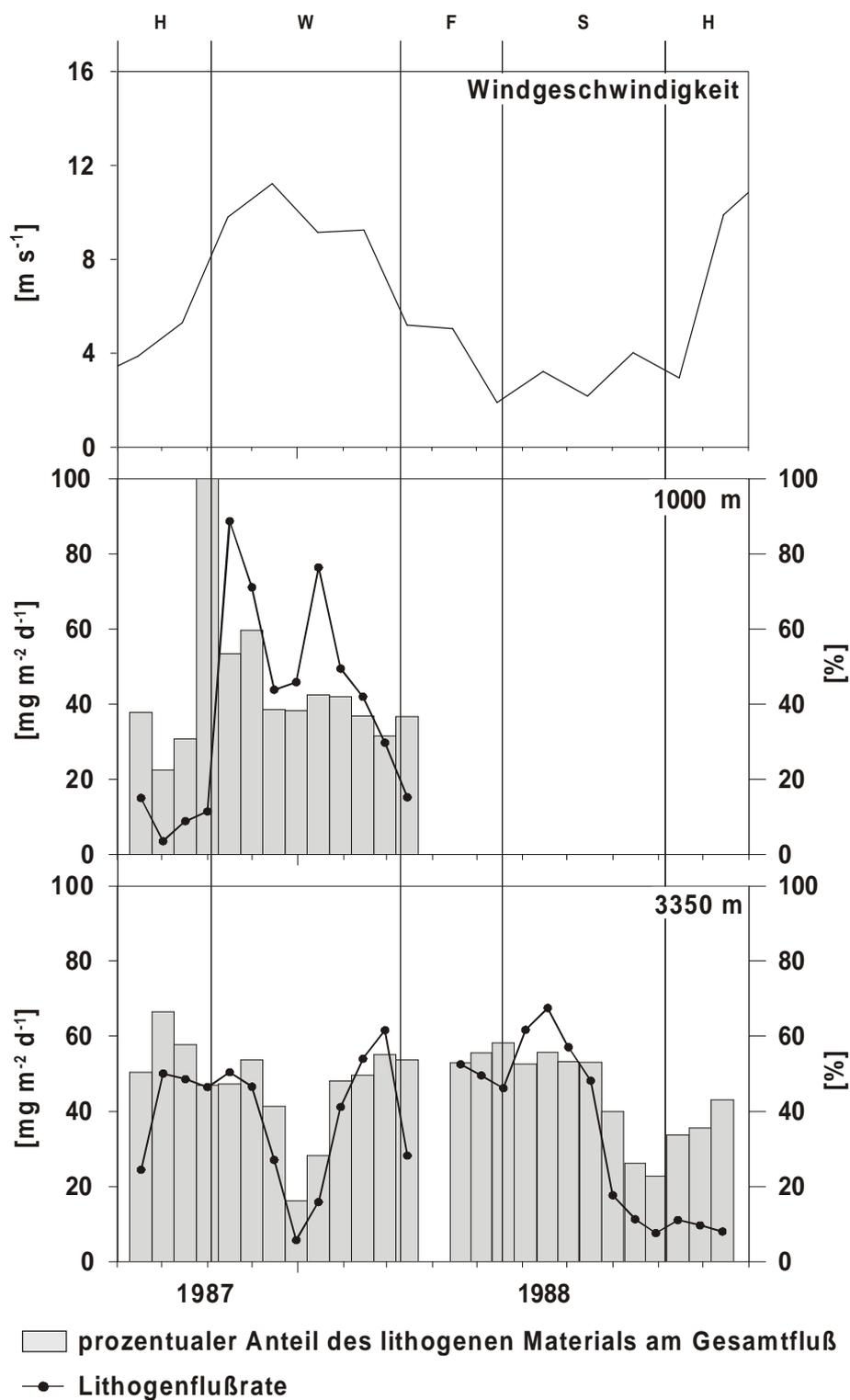


Abb.27: Windgeschwindigkeit, prozentualer Anteil des lithogenen Materials am Gesamtfluß, sowie lithogener Partikelfluß in 1000 m und 3350 m an der Sedimentfallenstation im nördlichen Südchinesischen Meer Wassertiefe. Die in Kap.4.6 definierten Monsunphasen sind mit W = Wintermonsun, F = Frühjahrsintermonsun, S = Sommermonsun und H = Herbstintermonsun gekennzeichnet.

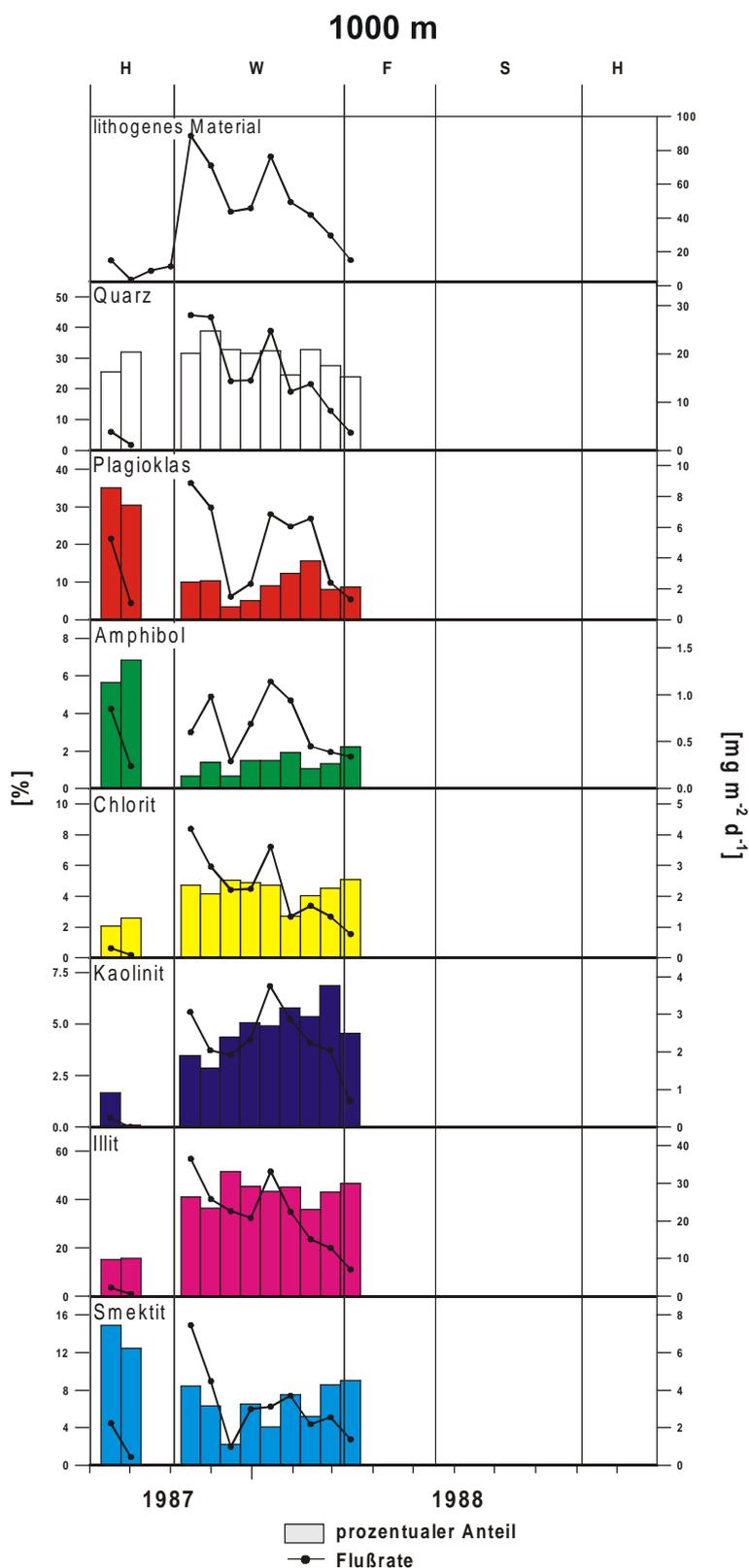


Abb.28: Flußraten des lithogenen Materials sowie der Minerale und deren prozentuale Anteile an den lithogenen Sinkstoffen aus 1000 m und 3750 m Wassertiefe an der Sedimentfallenstation im zentralen Südchinesischen Meer. Die in Kap.4.6 definierten Monsunphasen sind mit W = Wintermonsun, F = Frühjahrsintermonsun, S = Sommermonsun und H = Herbstintermonsun gekennzeichnet.

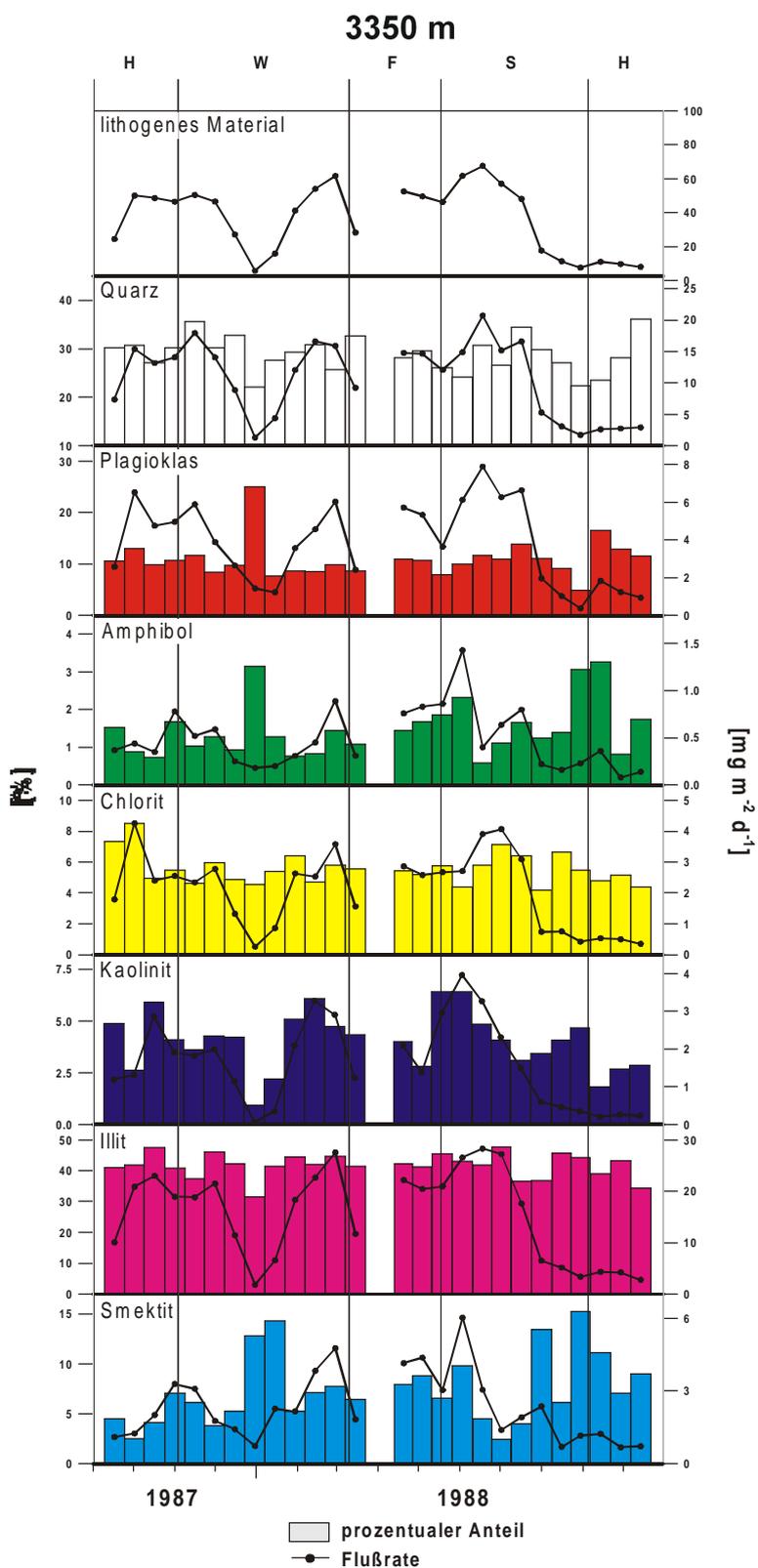


Abb.28: Fortsetzung

### 5.2.2 Lithogene Sinkstoffe in 3350 m Wassertiefe

Die Flußrate des lithogenen Materials in 3350 m Wassertiefe beträgt im Mittel  $36.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , der Anteil der lithogenen Sinkstoffe am Partikelfluß beträgt somit 46 %. Da im Gegensatz zu 1000 m Wassertiefe in 3350 m über ein ganzes Jahr (März 1987 bis März 1988) die Sinkstoffe beprobt wurden, ist es möglich, die jährliche Akkumulationsrate im nördlichen SCS zu bestimmen. Mit  $13.3 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  liegt sie etwa doppelt so hoch wie im zentralen SCS in 1200 m Wassertiefe ( $6.27 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ; siehe dazu Kap.5.1.1).

Generell gilt für die Proben aus 3350 m, daß der saisonale Verlauf der Gehalte des lithogenen Materials das Flußratenmuster nachzeichnet. Beprobungszeiträume mit erhöhten Gehalten von 45 % bis 66 % erstrecken sich von Mitte September bis Anfang Dezember 1987 und von Ende Januar bis Mitte Juli 1988 und fallen, von Ausnahmen im September 1987 und März 1988 abgesehen, mit Phasen erhöhter Flußraten ( $40$  bis  $68 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) zusammen (Abb.27). Das lithogene Material, das von Ende Dezember 1987 bis Anfang Januar 1988 aufgefangen wurde, markiert ein Minimum sowohl im Bezug auf den Anteil am Gesamtmaterial (16 %) als auch auf die Flußraten ( $6 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ). Ähnlich niedrige Lithogenflußraten ( $7.5$  bis  $18 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) sind für Ende Juli bis Oktober 1988 zu beobachten.

Mit einer mineralogischen Zusammensetzung von 41.7 % Illit, 28.9 % Quarz, 10.9 % Plagioklas, 7.4 % Smektit, 5.6 % Chlorit, 4 % Kaolinit und 1.5 % Amphibol zeigen sich im Vergleich zum lithogenen Material aus 1000 m nur geringfügige Veränderungen. Leichte Anstiege sind für Chlorit und Illit, Reduzierungen dagegen für die übrigen Minerale zu verzeichnen, wobei die Differenzen maximal 2.5 % (abs.) betragen. Der generellen Abnahme der Flußrate des lithogenen Materials entsprechend sind auch für alle Mineralflußraten Verminderungen zu beobachten, wobei dies für die Hauptkomponenten Quarz und Illit mit Abnahmen um  $3 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  am stärksten zutrifft. Im saisonalen Vergleich zeigen alle Minerale in den Zeiträumen Ende September bis Anfang Dezember 1987 und Ende Januar bis Anfang März 1988 gegenüber dem übrigen Beprobungszeitraum gesteigerte Flußraten; mit Ausnahme des Chlorits fallen die höchsten Werte in die Phase Ende Mai bis Anfang Juli 1988 (Abb.28). Auch die minimalen Flußraten der Minerale beschränken sich auf bestimmte Zeiträume und, zwar von Ende Dezember 1987 bis Januar 1988 und August bis Oktober 1988).

## 6. Diskussion

### 6.1 Identifikation der Quellen des lithogenen Materials

In der Ergebnisbeschreibung (Kap.5) wurde deutlich, daß einige Minerale ähnliche saisonale Verläufe ihrer Sinkstoffraten aufweisen. Das Ausmaß der Übereinstimmung wurde durch die Anwendung eines PEARSON-Korrelationstest auf die Sinkstoffraten der Minerale im nördlichen und zentralen SCS bestimmt, die Ergebnisse sind in Tab.6 dargestellt.

SCS-C 1200 m (n = 37)							
	QUARZ	PLAGIOKLAS	AMPHIBOL	CHLORIT	KAOLINIT	ILLIT	SMEKTIT
QUARZ	1	-	-	-	-	-	-
PLAGIOKLAS	0.313	1	-	-	-	-	-
AMPHIBOL	0.200	0.631**	1	-	-	-	-
CHLORIT	0.695**	0.225	0.064	1	-	-	-
KAOLINIT	0.700**	0.130	0.089	0.792**	1	-	-
ILLIT	0.806**	0.193	0.046	0.913**	0.910**	1	-
SMEKTIT	0.856**	0.358*	0.249	0.797**	0.872**	0.872**	1

SCS-C 2250 m (n = 12)							
	QUARZ	PLAGIOKLAS	AMPHIBOL	CHLORIT	KAOLINIT	ILLIT	SMEKTIT
QUARZ	1	-	-	-	-	-	-
PLAGIOKLAS	0.899**	1	-	-	-	-	-
AMPHIBOL	0.842**	0.953**	1	-	-	-	-
CHLORIT	0.708**	0.513	0.397	1	-	-	-
KAOLINIT	0.727**	0.498	0.369	0.823**	1	-	-
ILLIT	0.745**	0.476	0.397	0.899**	0.938**	1	-
SMEKTIT	0.01	-0.098	-0.174	0.223	0.376	0.305	1

SCS-C 3750 m (n = 32)							
	QUARZ	PLAGIOKLAS	AMPHIBOL	CHLORIT	KAOLINIT	ILLIT	SMEKTIT
QUARZ	1	-	-	-	-	-	-
PLAGIOKLAS	0.396*	1	-	-	-	-	-
AMPHIBOL	0.533**	0.858**	1	-	-	-	-
CHLORIT	0.471**	-0.193	0.040	1	-	-	-
KAOLINIT	0.539**	-0.145	0.073	0.873**	1	-	-
ILLIT	0.517**	-0.182	0.035	0.656**	0.792**	1	-
SMEKTIT	0.078	0.146	0.180	0.528**	0.489**	0.427*	1

SCS-N 1000 m (n = 11)							
	QUARZ	PLAGIOKLAS	AMPHIBOL	CHLORIT	KAOLINIT	ILLIT	SMEKTIT
QUARZ	1	-	-	-	-	-	-
PLAGIOKLAS	0.744**	1	-	-	-	-	-
AMPHIBOL	0.551	0.678*	1	-	-	-	-
CHLORIT	0.963**	0.641*	0.432	1	-	-	-
KAOLINIT	0.797**	0.597	0.521	0.832**	1	-	-
ILLIT	0.936**	0.639*	0.494	0.963**	0.915**	1	-
SMEKTIT	0.772**	0.803**	0.483	0.753**	0.619*	0.744**	1

SCS-N 3350 m (n = 26)							
	QUARZ	PLAGIOKLAS	AMPHIBOL	CHLORIT	KAOLINIT	ILLIT	SMEKTIT
QUARZ	1	-	-	-	-	-	-
PLAGIOKLAS	0.953**	1	-	-	-	-	-
AMPHIBOL	0.647**	0.685**	1	-	-	-	-
CHLORIT	0.921**	0.930**	0.625**	1	-	-	-
KAOLINIT	0.831**	0.766**	0.709**	0.768**	1	-	-
ILLIT	0.944**	0.915**	0.721**	0.937**	0.918**	1	-
SMEKTIT	0.639**	0.608**	0.811**	0.495*	0.736**	0.687**	1

Tab.6: PEARSON-Korrelationsmatrizen der Mineralflußraten im nördlichen Südchinesischen Meer (SCS-N) aus 1000 m und 3350 m Wassertiefe sowie im zentralen Südchinesischen Meer (SCS-C) aus 1200 m, 2250 m und 3750 m Wassertiefe. Signifikanzen auf dem Niveau 0.01 bzw. 0.05 sind mit (\*\*) bzw. (\*) markiert.

Aus dem Korrelationstest geht hervor, daß im nördlichen SCS in 1000 m Wassertiefe nahezu alle Minerale auf dem Niveau von 99 % signifikant miteinander korreliert sind. Ausnahmen zeigt Plagioklas, der mit Amphibol, Chlorit sowie Illit nur auf dem Niveau von 95 % verknüpft ist. Sowohl Plagioklas mit Kaolinit als auch Amphibol mit allen übrigen Mineralen weisen keine signifikante Korrelation auf. Bei den Sinkstoffen aus 3350 m ist generell eine signifikante Korrelation auf dem Niveau von 99 % festzustellen, die einzige Ausnahme bilden Chlorit und Amphibol, die auf dem Niveau von 95 % miteinander verknüpft sind. Die Clusteranalyse der Korrelationsmatrizen (Tab.6) weist für das Winterhalbjahr (September bis April) des nördlichen SCS für die lithogenen Sinkstoffe aus 1000 m Wassertiefe drei Mineralfraktionen aus (Abb.29).

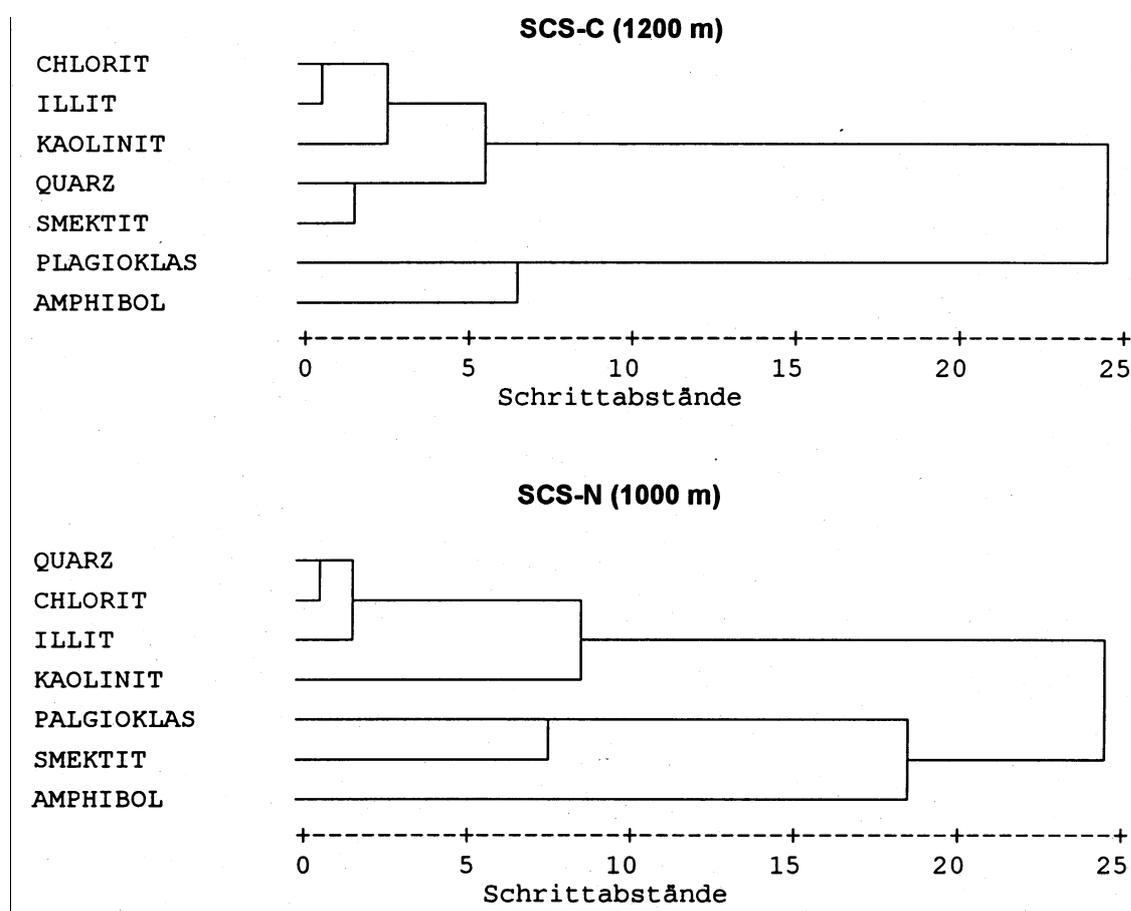


Abb.29: Dendrogramm der Clusteranalyse der Mineralflußraten in 1200 m des zentralen (SCS-C) und in 1000 m des nördlichen Südchinesischen Meeres (SCS-N) (Methodik siehe Kap.4.4.5).

Die erste Gruppe enthält die Minerale Quarz, Chlorit, Illit und Kaolinit, die zweite Gruppe umfaßt Plagioklas und Smektit, während Amphibol eine isolierte Stellung einnimmt und nur schwach mit der Plagioklas/Smektit-Gruppe verbunden ist. Differenzierter stellt sich die Situation im zentralen SCS dar. Dort sind signifikante Wechselbeziehungen von Quarz mit Chlorit, Kaolinit, Illit und Smektit, Plagioklas mit Amphibol sowie den Tonmineralen untereinander zu beobachten (Tab.6). Abgeschwächte, aber dennoch signifikante

Korrelationen (95 %) bestehen zwischen Plagioklas und Smektit. Diese Befunde ergeben sich auch in 2250 und 3750 m Wassertiefe, wobei Quarz und Smektit in diesen Wassertiefen keine Verbindung zueinander aufweisen. Die Clusteranalyse der Proben des zentralen SCS aus 1200 m offenbart eine Unterteilung in zwei Gruppen (Abb.29). Die erste Einheit setzt sich aus Kaolinit, Illit, Chlorit, Smektit sowie Quarz zusammen und steht der Fraktion aus Plagioklas und Amphibol gegenüber. Zusammenfassend können aus der Clusteranalyse Aussagen über Mineralassoziationen getroffen werden:

1. Die Sinkstoffe der Stationen SCS-C und SCS-N stimmen dahingehend überein, daß Amphibol deutlich von den übrigen Mineralen getrennt ist, eine Ausnahme bildet lediglich die Korrelation mit Plagioklas im zentralen SCS. Daraus kann geschlossen werden, daß es zumindest zwei Quellen lithogenen Materials gibt. Amphibol wird lediglich von einer dieser Quellen beigesteuert, die sich von einer weiteren Quelle absetzt, die überwiegend durch Illit, Chlorit und Kaolinit gekennzeichnet ist.
2. Durch die starke Verknüpfung von Amphibol mit Plagioklas und Smektit im zentralen SCS kann abgeleitet werden, daß Plagioklas und Smektit in der Quelle des Amphibols enthalten sind, wohingegen im nördlichen SCS eine Entkoppelung von Amphibol darauf hinweist, daß hier Plagioklas und Smektit überwiegend aus der „Illit-Chlorit-Kaolinit-Quelle“ stammen.
3. Quarz dürfte zum überwiegenden Teil der Illit-Chlorit-Kaolinit-Quelle zuzuordnen sein, was durch die enge Korrelation des Quarzes mit den Mineralen dieser Quelle sowohl im nördlichen als auch im zentralen SCS verdeutlicht wird.

Die mineralogische Zusammensetzung der Sinkstoffe sowie die identifizierten Verknüpfungen der Minerale zu einer Illit-Chlorit-Kaolinit-Quelle mit hohem Quarzanteil auf der einen und der Amphibol-Quelle mit starkem Bezug zu Plagioklas auf der anderen Seite sind typisch für die räumliche mineralogische Variabilität der Oberflächensedimente des SCS, was flächendeckende mineralogische Untersuchungen durch NIINO & EMERY (1961), CHEN (1978), CHEN (1981), CALVERT et al. (1993), TANG & WANG (1993) sowie SU & WANG (1994) bestätigen. Diesen Studien zufolge zeigen sich in der < 2 µm-Fraktion der Oberflächensedimenten des SCS Illit, Chlorit, Kaolinit, Smektit und irreguläre Mixed-Layer als dominierende Tonminerale (Tab.7), bei den bedeutendsten Nichttonmineralkomponenten dieser Fraktion handelt es sich um Quarz, Plagioklas, K-Feldspat und Amphibol. In der Siltfraktion sind ebenfalls die genannten Tonminerale stark vertreten, bedeutender sind jedoch Quarz und Plagioklas, weniger häufig dagegen Amphibol und K-Feldspat. Aus den räumlich variablen Häufigkeiten dieser Minerale in den Oberflächensedimenten gliedert CHEN (1978)

das SCS in sechs Provinzen (Abb.30), die sich ihrerseits in zwei große Gruppen zusammenfassen lassen. Die erste Gruppe enthält die Provinzen Südchinesischer Schelf und Mekongmündung, die sich durch geringe Smektit- und Mixed-Layer-Anteile auszeichnen sowie nach CHEN (1981) einen erhöhten Quarzgehalt aufweisen (Tab.7). Die zweite Gruppe umfaßt die Provinzen der Luzon-umgebenen Sedimente, Sundaschelf und Golf von Tonkin, und enthalten höhere Anteile der genannten Tonminerale und im Falle der Luzon-umgebenen Sedimente auch Amphibol. Generell ist Amphibol mit Glasscherben vulkanischen Ursprungs, Pyroxen und hohen Plagioklasanteilen assoziiert, was nach CALVERT et al. (1993) in besonders hohem Maße für die Oberflächensedimente nördlich Sabahs und Palawans gilt. Neben diesen Gruppen gibt es Gebiete, die sich aufgrund ihrer mineralogischen Zusammensetzung nicht einer der beiden Gruppen zuordnen lassen. Die flächenmäßig größte Region stellt das SCS-Becken dar, die in der tonmineralogischen Komposition ihrer Oberflächensedimente zwischen den zuvor erwähnten Provinzgruppen vermittelt (Tab.7; siehe auch CHEN, 1978; CHEN, 1981).

<b>Südchinesischer Schelf &amp; nördliches SCS</b>										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	andere	untersuchte Fraktion	Quelle
-	-	-	-	25.0	6.0	65.0	4.0	-	< 2 µm	Chen (1978) (I)
62.0	25.5	13.0	-	-	-	-	-	Schwerminerale (0.3)	>63 µm	Niino & Emery (1961)
78.5	14.0	7.5	-	-	-	-	-	Schwerminerale (0.8)	> 63 µm	Niino & Emery (1961)
-	-	-	-	11.0	5.0	68.0	16.0	-	< 2 µm	Risted & Schäfer (1987) (I)
<b>Bashi-Straße</b>										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	andere	untersuchte Fraktion	Quelle
20-60	15-45	5.0	-	5-10	-	5-20	5.0	-	< 63 µm	Chen (1981)
<b>Mekongmündung</b>										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	andere	untersuchte Fraktion	Quelle
-	-	-	-	23.0	20.0	47.0	10.0	-	< 2 µm	Chen (1978) (J)
<b>Sundaschelf</b>										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	andere	untersuchte Fraktion	Quelle
75.0	12.5	6.3	-	6.3			-	-	< 63 µm	Chen (1981)
-	-	-	-	19.0	21.0	35.0	25.0	-	< 2 µm	Chen (1978) (K)
<b>Luzontrog bzw. Sedimente rund um Luzon</b>										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	andere	untersuchte Fraktion	Quelle
21.4	28.6	7.1	0-21.4	14.3 inkl Smektit		14.3		-	< 63 µm	Chen (1981)
-	-	-	-	20.0	15.0	42.0	23.0	-	< 2 µm	Chen (1978) (L)
<b>SCS-Becken (&gt; 200 m Wassertiefe)</b>										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	andere	untersuchte Fraktion	Quelle
-	5-10	-	-	15-25	15-20	30-40	5-10	Mixed-Layer (5-10)	< 63 µm	Chen (1981) (M)
-	-	-	-	21.0	12.0	55.0	12.0	-	< 2 µm	Chen (1978) (M)

Tab.7: Mineralogische Zusammensetzung von marinen Sedimenten in den von CHEN (1978) ausgewiesenen Provinzen des Südchinesischen Meeres (Südchinesischer Schelf & nördliches SCS; Bashi-Straße; Mekongmündung; Sundaschelf; Umgebung von Luzon; SCS-Becken) (zur Lage der Provinzen siehe Abb.30).

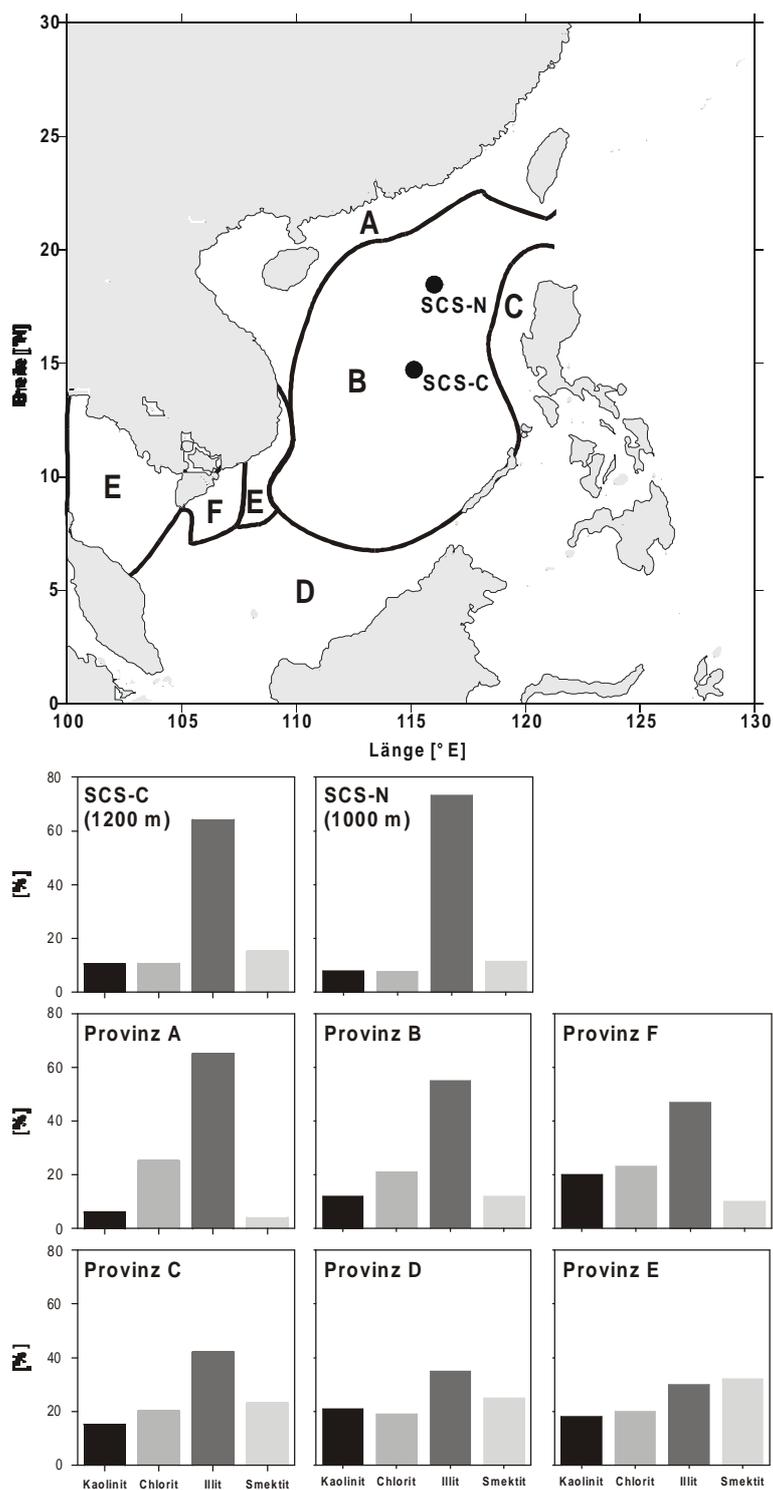


Abb.30: Karte der tonmineralogischen Oberflächensedimentprovinzen des Südchinesischen Meeres (modifiziert nach CHEN, 1978): (A) Südchinesischer Schelf, (B) Becken des Südchinesischen Meeres, (C) Umgebung von Luzon, (D) Sundaschelf, (E) Golf von Thailand, (F) Mekongmündung. Die Positionen der nördlichen (SCS-N) und zentralen Sedimentfallenstation (SCS-C) sind durch schwarze Punkte markiert. Balkendiagramme zeigen die tonmineralogische Zusammensetzung der Provinzen (CHEN, 1978) sowie der Sinkstoffe aus 1000 m des nördlichen (SCS-N) bzw. aus 1200 m Wassertiefe des zentralen Südchinesischen Meeres (SCS-C).

Abb.30 zeigt die gute Übereinstimmung der durch hohe Illit- und niedrige Smektitgehalte gekennzeichneten tonmineralogischen Zusammensetzungen der Sinkstoffe des nördlichen und zentralen SCS mit den Oberflächensedimenten des SCS-Beckens. Wird das Verhältnis von Illit zu Smektit (I/S) zur Einordnung der Sinkstoffproben in die von CHEN (1978) abgegrenzten Provinzen verwendet, so zeigt sich, daß die überwiegende Anzahl der lithogenen Sinkstoffe der Station SCS-N einen mineralogischen Charakter aufweist, der zwischen den Sedimenten des Südchinesischen Schelfs (I/S = 6.7) und des SCS-Beckens (I/S = 4.1) anzusiedeln ist (Abb.31). Die Sinkstoffe der Station SCS-C hingegen gruppieren sich im Abschnitt zwischen dem Südchinesischen Schelf (I/S = 6.7) und der Luzon-umgebenen Sedimente (I/S = 1.8) ein, wobei die Mehrzahl der Proben im Bereich der SCS-Beckensedimente liegt (I/S = 4.1).

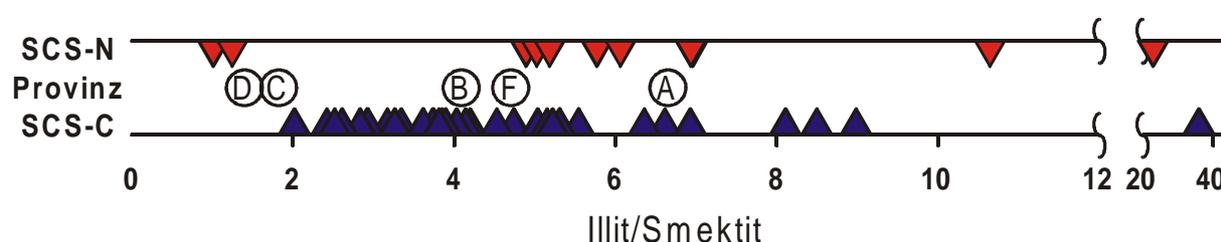


Abb.31: Illit/Smektit-Verhältnisse der 11 Sinkstoffproben des nördlichen Südchinesischen Meeres aus 1000 m (SCS-N; rote Dreiecke), der 37 Sinkstoffproben des zentralen Südchinesischen Meeres (SCS-C, blaue Dreiecke) aus 1250 m sowie der durch CHEN (1978) definierten Oberflächensedimentprovinzen (Kreise; Benennung siehe Abb.30).

Durch die regionale Variabilität in der mineralogischen Zusammensetzung der Sinkstoffe wird belegt, daß die Diversität der Oberflächensedimente nicht ein Produkt authigener Umwandlungsprozesse darstellt sondern vielmehr durch die mineralogischen Variabilitäten der durch die Clusteranalyse (s.o.) identifizierten Zufuhrquellen hervorgerufen wird. Lithogene Einträge sind durch die Flüsse des asiatischen Festlandes, der Inseln Malaysias und der Philippinen sowie durch äolischen Transport aus Zentralasien zu erwarten (Abb.5, siehe auch Kap.3.3). In Tab.8 sind mineralogische Zusammensetzungen der fluviatilen und äolischen Einträge im Bereich des SCS, deren Ausgangsmaterial sowie der durch diese Einträge beeinflussten marinen Sedimente aufgeführt. Werden die tonmineralogischen Daten der potentiellen Einträge (Tab.8), der marinen Sedimentprovinzen (Tab.7) sowie der Sinkstoffe in ein ternäres Diagramm übertragen (Abb.32) (nur für diese Mineralgruppe ist eine ausreichende Datenbasis vorhanden), so ergeben sich folgende Befunde:

Sowohl die Ursprungssedimente der Aerosole (Löß- und Wüstengebiete Chinas und Zentralasiens), die mineralischen Aerosole, die fluviatilen Einträge des asiatischen Festlandes (Mekong, Zhujiang) als auch die Flüsse Taiwans ordnen sich in den gleichen Bereich des

Diagramms ein, der durch geringe Smektit- (< 20 %), moderate Chlorit- und Kaolinit- (25 bis 50 %) sowie hohe Illitgehalte (> 50 %) gekennzeichnet ist. Die mineralischen Aerosole weisen mit Werten von 65 bis 75 % die höchsten Illitanteile auf. Dieser Bereich des ternären Diagramms wird daher als Feld der „asiatischen Festlandsquelle“ ausgewiesen. Die mineralogischen Merkmale der asiatischen Festlandsquelle entsprechen den Mineralkorrelationen in der Illit-Chlorit-Kaolinit-Quelle, die durch die Clusteranalyse der Sinkstoffdaten gefunden wurden. Auch die Oberflächensedimente der Schelf- und Kontinentalhanggebiete des nördlichen SCS zeigen eine nahezu identische Lage im Diagramm, wodurch dokumentiert wird, daß diese Ablagerungen durch fluviatile und äolische Einträge des asiatischen Festlandes aufgebaut werden. Bemerkenswert ist, daß sich gegenüber den Sedimenten im Mündungsbereich des Mekong der Illitgehalt von 65 % auf 47 % in dem vor dem Mekong gelegenen Sundaschelf erniedrigt. Dies kann nur durch Zufuhr von Material mit abweichender Mineralogie der südlich gelegenen Insel Borneos zurückzuführen werden. Mineralogische Daten von Einträgen des "Maritimen Kontinents", der neben Borneo auch die Philippinen und Indonesien umfaßt, werden durch zwei Sedimentproben philippinischer Flüsse repräsentiert (Bucao und Sto. Thomas, siehe Abb.12 und Kap.4.1). Diese Flußsedimente zeichnen sich im Vergleich zu der asiatischen Festlandsquelle durch einen erhöhten Smektitanteil (38 %) und einen niedrigeren Gehalt an Illit (40 %) aus. Die Merkmale entsprechen denen des Aschenmaterials des Mt. Pinatubo, wobei dieses durch einen weiter gesteigerten Anteil des Smektits (52 %) gekennzeichnet ist. Beide Materialien gruppieren sich mit den Sedimenten der Luzon-umgebenen Sedimente und Ablagerungen des Sundaschelfs nördlich von Borneo im gleichen Bereich des ternären Diagramm. Es kann daher davon ausgegangen werden, daß die mineralogischen Zusammensetzungen des fluviatilen und vulkanogenen Materials, die ihren Ursprung im singulären Ereignis des Pinatuboausbruches haben (Kap.4.1 und Kap.5.1.4), typisch für die Einträge der Philippinen und Borneos sind. Aus der Datenpunktlage der marinen Sedimente rund um Luzon, der Sundaschelfablagerungen, des fluviatilen Materials der Philippinen sowie des Aschenmaterials der Station SCS-C wird im ternären Diagramm ein Feld abgegrenzt, das die Einträge des „Maritimen Kontinents“ charakterisiert. Tab.7 und Tab.8 zeigen, daß sich die Oberflächensedimente im südlichen und östlichen SCS, das fluviatile Material der Philippinen sowie die Aschenproben der Sinkstoffalle durch hohe Amphibol- und Plagioklasgehalte auszeichnen. Daher wird der Maritime Kontinent mit der aus der Clusteranalyse (s.o.) hervorgegangenen Amphibolquelle gleichgesetzt.

ÄOLISCH										
Wüsten- und Lösssedimente (Ausgangsmaterial des ostasiatischen Staubfächers)										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	Ort	untersuchte Fraktion	Quelle
-	-	-	-	6.2	17.3	48.9	7.7	Löß	< 2µm	Liu (1985) (A)
-	-	-	-	-	-	++	-	Löß	2-6	Singer (1988)
++	-	-	-	-	-	-	-	Löß	6-20	Singer (1988)
18.7	13.0	5.1	-	-	12.3	31.4	2.4	Löß	< 5 µm	Hseung & Jackson (1952), Liu 1985 (A)
-	-	-	-	-	-	-	35.0	Löß	< 2µm	Leinen (1989)
-	-	-	-	2.0	15-16	67	<10	Löß & Paläosol Baoji	< 2µm	Kalm et al. (1996) (A)
-	-	-	-	11.8	12.0	62.4	13.1	Löß (Longxi)	< 2µm	Zheng (1984) (A)
-	-	-	-	10.0	9.4	66.4	14.6	Löß (LuoChan)	< 2µm	Zheng (1984) (A)
-	-	-	-	5.7	20.4	51.6	9.1	Paläoböden in Löß	< 2µm	Liu (1985) (A)
-	-	-	-	+	+	++	+	Paläoböden in Löß	< 2 µm	Han et al. (1998)
++	++	-	-	+	+	++	-	Paläoböden in Löß	< 2 µm	Han et al. (1998)
16.1	10.1	3.9	-	-	2.9	34.2	6.5	Wüste	< 5 µm	Hseung & Jackson (1952), Liu 1985 (B)
mineralische Aerosole des ostasiatischen Staubfächers										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	Ort	untersuchte Fraktion	Quelle
10.5	11.2	-	-	2.7	15.5	39.5	1.1	westl. Japan	< 2µm	Blank et al. (1985) (C)
19.0	18.0	-	-	5.0	7.0	49.0	2.0	zentraler N-Pazifik	2-20 µm	Arnold et al. (1998) (C)
7.0	7.0	-	-	5.0	9.0	68.0	3.0	zentraler N-Pazifik	< 2µm	Arnold et al. (1998) (C)
2.5	-	-	-	-	-	-	-	SCS	Total	Aston et al. (1973)
Sedimente des N-Pazifiks im Bereich des ostasiatischen Staubfächers										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	Ort	untersuchte Fraktion	Quelle
10-15	10-15	-	-	10-15	10-15	30-40	0-5	N-Pazifik; Roter Ton	< 2µm	Leinen et al. (1994)
20.8	15.3	-	-	14.4	12.3	18.6	18.6	Pazifik Zentrum Staubfächer (37° N)	< 2µm	Leinen (1989)
13.2	9.9	-	-	18.2	8.2	33.2	17.3	Pazifik außerhalb Staubfächer (28° N)	< 2µm	Leinen (1989)
Pinatubo Aschenmaterial										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	Ort	untersuchte Fraktion	Quelle
3.19	67.68	-	7.39	0.86	0.62	5.53	14.73	Sinkstoffalle SCS-C1-DP06	Total	diese Arbeit (P)
10.49	62.53	-	3.51	1.79	1.11	9.30	11.27	Sinkstoffalle SCS-C1-DP09	Total	diese Arbeit (P)
7.87	68.71	-	5.34	1.66	0.52	8.65	7.25	Sinkstoffalle SCS-C1-DP12	Total	diese Arbeit (P)
FLUVIATIL										
Mekong										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	Ort	untersuchte Fraktion	Quelle
20-35	-	-	-	10-15	5-10	15-30	5-10	Delta	< 5 µm	Post & Sloane (1969) (D)
-	-	-	-	-	35.0	50.0	15.0	Delta	< 2 µm	Brinkmann et al. (1993) (D)
83.0	6.6	-	0.1	2.1	0.3	7.3	0.7	Sedimentfalle Mündungsbereich	< 63 µm	diese Arbeit (D)
54.5	5.2	2.04	1.1	4.4	2.9	28.1	1.8	Sediment (9.7N 106.1E)	< 63 µm	eigene Messung (D)
73.4	5.9	1.29	0.7	2.3	0.3	15.2	1.0	Sediment (9.6N 106.6E)	< 63 µm	eigene Messung (D)
63.8	6.4	1.78	0.6	2.9	2.4	21.5	0.7	Sediment (9.3N 106.4E)	< 63 µm	eigene Messung (D)
China										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	Ort	untersuchte Fraktion	Quelle
4.1	-	-	-	-	9.4	10.0	-	Böden des Zhujiang-Einzugsgebietes	< 5 µm	Hseung & Jackson (1952)
-	-	-	-	17.0	30.0	50.0	3.0	Mündungsbereich Zhujiang	< 2 µm	Yang (1988) (E)
-	-	-	-	18.0	27.0	54.0	< 2	Ästuarsedimente Zhujiang	< 2 µm	Lan et al. (1988) (E)
-	-	-	-	-	32	63.5	5.4	Suspension Zhejiang-Provinz	< 2 µm	Ren (1986) (H)
-	-	-	-	12.0	10.0	62.0	16.0	Mündungsbereich Hunghe	< 2 µm	Yang (1988) (H)
-	-	-	-	11.0	14.0	65.0	10.0	Mündungsbereich Changjiang	< 2 µm	Yang (1988) (H)
Taiwan										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit +Kaolinit	Illit	Smektit	Ort	untersuchte Fraktion	Quelle	
-	-	-	-	40.7 (27.2/13.6)	57.7	1.7	Tan-Han-Chi (25° N)	< 2 µm	Wu (1974) (F)	
-	-	-	-	31.5 (21/10.5)	67.2	1.3	Hsin-Hu-Wei-Chi (24° N)	< 2 µm	Wu (1974) (F)	
-	-	-	-	34.3 (22.8/11.4)	62.4	3.4	Pu-Tsu-Chi (23.5° N)	< 2 µm	Wu (1974) (F)	
-	-	-	-	38.5	61.5	-	Pei-Kang-Chi (23.5° N)	< 2 µm	Wu (1974) (F)	
-	-	-	-	25.9 (17.3/8.6)	74.1	-	Tu-Ku-Chi (22.5° N)	< 2 µm	Wu (1974) (F)	
Philippinen										
Quarz	Plagioklas	K-Fsp	Amphibol	Chlorit	Kaolinit	Illit	Smektit	Ort	untersuchte Fraktion	Quelle
11.1	73.5	-	4.7	1.5	1.4	4.3	3.5	Pasig	Total	diese Arbeit (G)
10.4	75.7	-	3.8	1.3	0.6	4.1	4.3	Bucaos	Total	diese Arbeit (G)

Tab.8: Mineralogische Zusammensetzung des äolischen Materials des ostasiatischen Staubfächers, des Ausgangsmaterials des äolischen Materials, der durch äolisches Material dominierten Sedimente des Nordpazifiks, des Aschenmaterials des Pinatubo sowie der durch fluviatile Zufuhr dominierten Sedimente im Bereich des Südchinesischen Meeres.

Der Bereich im ternären Diagramm, der zwischen den definierten Quellengebieten liegt, wurde als Mischzone ausgewiesen (Abb.32), in der alle Sedimente und Sinkstoffe zu liegen kommen sollten, die sich aus Material beider Quellen zusammensetzen. Innerhalb dieser Mischzone sind die Sedimente des SCS-Beckens und die Sinkstoffe des zentralen SCS lokalisiert, weisen mit Smektitgehalten von 15 % und Illitgehalten von über 50 % jedoch einen deutlichen Bezug zu den asiatischen Festlandsquellen auf. Durch gesteigerte Illitgehalte (73 %) und geringere Anteile an Smektit (10 %) wird der stärkere Einfluß der asiatischen Festlandsquellen auf die Zusammensetzung der Sinkstoffe des nördlichen SCS belegt. Interessanterweise ist sowohl bei den Sinkstoffen der Station SCS-C als auch bei SCS-N eine Erhöhung des Illitgehalts von jeweils 10 % gegenüber den benachbarten Sedimenten der Tiefsee bzw. des Südchinesischen Schelfs erkennbar. Diese Differenzen sind möglicherweise durch unterschiedliche Analysemethoden hervorgerufen worden und beziehen sich auf die Anwendung der RIETVELD- gegenüber der Wichtungsfaktorenmethode (BISCAYE, 1964 & 1965; siehe dazu Kap.4.4.3), die die Grundlage für die aus der Literatur entnommenen mineralogischen Daten der lithogenen Quellen bildet (Tab.7 und Tab.8). Ferner ist bei der Untersuchung der < 2 µm-Fraktion im Vergleich zur Bestimmung der tonmineralogischen Zusammensetzung des Gesamtmaterials eine Verminderung der Anteile verwitterungsresistenterer und damit tendenziell größerer Tonminerale (Chlorit und Illit) zu erwarten (POTTER et al., 1975).

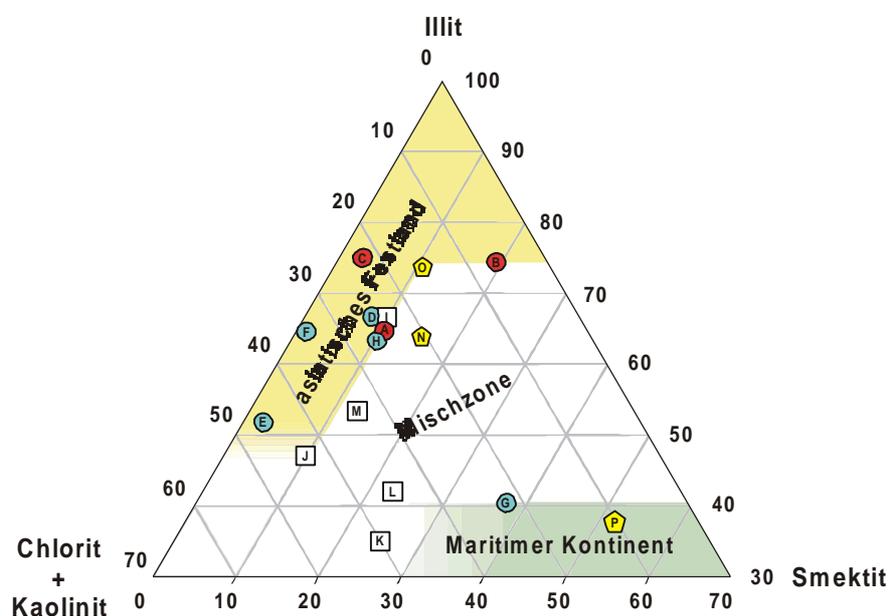


Abb.32: Dreiecksdiagramm der Anteile von Illit, Smektit und Chlorit + Kaolinit an den Sinkstoffen (Polygone) und Oberflächensedimenten (weiße Quadrate) des Südchinesischen Meeres, des äolischen Materials des ostasiatischen Staubfächers und der Ausgangssedimente des äolischen Materials (rote Kreise) sowie der fluviatilen Einträge und Sedimente (blaue Kreise). Die Datenpunkte der tonmineralogischen Zusammensetzungen stellen Mittelwerte der in Tab.7 und Tab.8 mit den jeweiligen Buchstaben indizierten Materialien dar (Quellennachweise siehe dort). Durch die Lage der Datenpunkte können Felder ausgewiesen werden, die die tonmineralogische Zusammensetzung des asiatischen Festlandes, des Maritimen Kontinents sowie einer zwischen diesen beiden Endgliedern vermittelnden Mischzone abdecken.

Bei Betrachtung der in den Tabellen 7 und 8 aufgeführten Sedimente und Einträge wird deutlich, daß, mit Ausnahme des Amphibols, Unterschiede weniger in der qualitativen, sondern vielmehr in der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung bestehen, was bereits durch die Clusteranalyse der Sinkstoffdaten vermutet wurde (s.o.). Werden die Clusteranalyseergebnisse (Abb.29) durch die Befunde, die sich aus Abb.32 ableiten, ergänzt, ergibt sich nun folgendes Bild:

Der Eintrag von Plagioklas und Smektit ist mehreren Quellen zuzuordnen. Im zentralen SCS ist fluviatiles Material der Amphibolquelle (jetzt Maritimer Kontinent) bedeutender als im nördlichen SCS. Im Norden wird Plagioklas und Smektit durch die Illit-Chlorit-Kaolinit-Quelle (jetzt asiatisches Festland) bevorzugt äolisch eingetragen, da die mineralischen Aerosole mit 13 % Plagioklas und 3 % Smektit gegenüber 6 bzw. 1 % in den fluviatilen Quellen erhöhte Anteile aufweisen (äolisch und fluviatil Mekong, China, Taiwan in Tab.7).

Quarz, Illit, Kaolinit sowie Chlorit sind vornehmlich mit den Einträgen der nördlichen Festlandsquelle assoziiert (äolisch und fluviatil Mekong, China, Taiwan in Tab.7), denn diese zeigt mit 43 % Quarz, 31 % Illit sowie je 4 % Chlorit und Kaolinit deutliche höhere Anteile dieser Minerale als die Einträge des maritimen Kontinents mit mittleren Anteilen von 9 % Quarz, 6 % Illit und je 1 % Kaolinit und Chlorit (äolisch Pinatubo Aschenmaterial, fluviatil Philippinen in Tab.7).

Zur Klärung inwieweit die Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung der identifizierten Quellenregionen für die mineralogischen Variabilitäten der Sinkstoffe verantwortlich sind, wurde eine PCA (Kap.4.4.5) anhand der Flußraten der Ton- und Nichttonminerale durchgeführt. In Übereinstimmung mit dem Befund der tonmineralogischen Auswertung, daß mit dem asiatischen Festland und dem Maritimen Kontinent zwei Quellenregionen maßgeblich für die Zusammensetzung der lithogenen Sinkstoffe im SCS verantwortlich sind, ergab die PCA aller Mineralsinkstoffraten aus 1200 m Wassertiefe des zentralen SCS zwei signifikante Faktoren, die zusammen 87 % der Varianz der Sinkstoffraten erklären (Tab.9). Die Kommunalitäten der einzelnen Minerale betragen durch die beiden Faktoren 0.78 für Quarz, 0.81 für Plagioklas, 0.82 für Amphibol, 0.84 für Chlorit, 0.84 für Kaolinit, 0.96 für Illit und 0.92 für Smektit. Faktor 1, der 60.4 % der Gesamtvarianz erklärt, beinhaltet mit Ausnahme von Amphibol und Plagioklas für alle Minerale hohe Faktorwerte ( $> 0.85$ ). Dem steht Faktor 2 (26.5 % der Varianz) gegenüber, der durch hohe Faktorwerte von Amphibol (0.91) und Plagioklas (0.88) bestimmt wird, wobei sehr schwach auch Quarz (0.23) und Smektit (0.3) korreliert sind. Die PCA für die Sinkstoffe des nördlichen SCS aus

1000 m ergibt ein ähnliches Bild. Die beiden bestimmenden Faktoren erläutern 88 % der Varianz innerhalb des Datensatzes, wobei die Kommunalitäten der Minerale Werte zwischen 0.74 (Smektit) und 0.98 (Illit) betragen (Tab.9). Faktor 1 bestimmt zu 56.3 % die Varianz und ist wie im zentralen SCS, mit Ausnahme von Amphibol, durch hohe Werte aller Minerale gekennzeichnet. Im Unterschied zum zentralen SCS weist Plagioklas mittlere Faktorwerte auf (0.46). Faktor 2, zu 31.2 % die Variabilitäten der Sinkstoffraten im nördlichen SCS erklärend, wird durch hohe Faktorwerte von Plagioklas (0.8) und Amphibol (0.9) und weniger deutlich durch Smektit (0.55) und Quarz (0.42) bestimmt.

<b>SCS-N 1000 m (n = 11)</b>			
	<b>Faktor 1</b>	<b>Faktor 2</b>	<b>Kommunalitäten</b>
<b>QUARZ</b>	0.870	0.420	0.93
<b>PLAGIOKLAS</b>	0.464	0.803	0.86
<b>AMPHIBOL</b>	0.196	0.896	0.84
<b>CHLORIT</b>	0.946	0.263	0.96
<b>KAOLINIT</b>	0.847	0.308	0.81
<b>ILLIT</b>	0.942	0.297	0.98
<b>SMEKTIT</b>	0.658	0.552	0.74
<b>Eigenwert</b>	3.94	2.18	
<b>erklärte Varianz [%]</b>	56.3	31.2	

<b>SCS-C 1200 m (n= 37)</b>			
	<b>Faktor 1</b>	<b>Faktor 2</b>	<b>Kommunalitäten</b>
<b>QUARZ</b>	0.853	0.226	0.78
<b>PLAGIOKLAS</b>	0.166	0.884	0.81
<b>AMPHIBOL</b>	0.026	0.906	0.82
<b>CHLORIT</b>	0.914	0.046	0.84
<b>KAOLINIT</b>	0.918	0.005	0.84
<b>ILLIT</b>	0.982	0.019	0.96
<b>SMEKTIT</b>	0.912	0.295	0.92
<b>Eigenwert</b>	4.23	1.72	
<b>erklärte Varianz [%]</b>	60.4	26.5	

Tab.9: Ergebnis der an Mineralflußraten der Sinkstoffe im nördlichen Südchinesischen Meer aus 1000 m Wassertiefe (SCS-N) bzw. im zentralen Südchinesischen Meer aus 1200 m Wassertiefe durchgeführten Faktoranalyse (Methodik siehe Kap.4.4.5)

Ogleich die diskutierten Werte veranschaulichen, in welchem Maß die Varianzen der Minerale durch die Faktoren erklärt werden, kann aus ihnen nicht unmittelbar die mineralogische Zusammensetzung der Faktoren (Quellen) bestimmt werden. Da die nördlichen festländischen Quellen nicht nur durch hohe Gehalte Illit und untergeordnet Chlorit, Kaolinit und Smektit gekennzeichnet sind sondern auch bedeutende Anteile an Quarz und Plagioklas enthalten, ergibt sich eine Übereinstimmung mit denjenigen Mineralen, die im Faktor 1 die höchsten Faktorladungen aufweisen. Was sich durch die Lage der Fallenproben im ternären Diagramm der Tonminerale (Abb.32) bereits andeutete, gilt demnach ebenso für

die gesamte Mineralogie: Der überwiegende Anteil der Sinkstoffe wird durch die Einträge der kontinentalen Quellen bestimmt (Varianzwerte 56 bzw. 60 % für Faktor 1). Der maritime Kontinent liefert vor allem Material, das durch hohe Plagioklas-, Amphibol- und Smektitgehalte charakterisiert ist und nur in geringem Maße Quarz und die anderen Tonminerale enthält (s.o.). Dieses Muster entspricht in etwa der Faktorladungsverteilung des Faktors 2, der durch hohe Werte von Amphibol und Plagioklas gekennzeichnet ist (Tab.9). Der Maritime Kontinent (Faktor 2) übt gegenüber dem asiatisches Festland (Faktor 1) einen nicht so bedeutenden Einfluß auf die Sinkstoffe aus, denn er erklärt nur 27 % bzw. 31 % der Varianz (Tab.9). Widersprüchlich erscheint die Tatsache, daß auf der einen Seite die Sinkstoffe der Station SCS-N im Vergleich zu SCS-C im ternären Diagramm (Abb.32) einen deutlicheren Bezug zu der asiatischen Festlandsquelle aufweist, auf der anderen Seite die PCA mit 56 gegenüber 60 % niedrigere Faktor 1-Werte (asiatische Festlandsquelle) ermittelte. Wird die PCA getrennt für Ton- und Nichttonminerale durchgeführt, zeigt sich jedoch, daß dieser Umstand auf die Nichttonminerale zurückzuführen ist. Während die PCA der Nichttonminerale einen niedrigeren Wert für Faktor 1 im nördlichen gegenüber dem zentralen SCS (51 % gegenüber 57 %) errechnet, kehren sich die Verhältnisse für Tonminerale um (60 gegenüber 54 %). Warum die Nichttonminerale des Maritimen Kontinents im nördlichen SCS größere Bedeutung erlangen, kann nicht abschließend geklärt werden, könnte aber mit der relativ geringen Anzahl der Proben der Station SCS-N aus 1000 m und der damit verbundenen geringeren zeitlichen Abdeckung zusammenhängen, denn eine PCA der Fallproben aus 3350 m, die über ein längeren Zeitraum gesammelt wurden, zeigt keinen größeren Einfluß der Quellen des maritimen Kontinents auf die Varianz der Nichttonminerale im nördlichen SCS.

Nachdem es gelungen ist, mit Hilfe der mineralogischen Daten eine Identifizierung der Quellen des lithogenen Materials vorzunehmen, können die Einflüsse der relevanten Einträge auf die Korngrößenzusammensetzung der Sinkstoffe im SCS beschrieben werden. Die granulometrischen Untersuchungen der Sedimente im Bereich des Mekongdeltas (Abb.12) ergaben einen Median von 13 bis 34  $\mu\text{m}$  (Tab.10), wobei die Kornverteilung durch einen hohen Anteil der  $> 22 \mu\text{m}$ -Fraktion geprägt wird (Abb.33). Die Suspensionsfracht des Zhujiang weist nach REN (1986) eine mittlere Korngröße von 6.5  $\mu\text{m}$  auf, was den niedrigsten Wert der großen chinesischen Flüsse darstellt (Huanghe = 7  $\mu\text{m}$ ; Changjiang = 8.6  $\mu\text{m}$ ). Im Schelfbereich unterliegt die mitgeführte Suspensionsfracht dieser Flüsse Sedimentationsprozessen, die eine rasche Ablagerung der Sand- und Siltfraktion bewirken (REN, 1986). Dies führt dazu, daß es sich sowohl bei den Sedimenten des inneren Schelfes

Südchinas (CHEN et al., 1988) als auch bei den durch fluviatiles Material des Mekong aufgebauten Ablagerungen des Sundaschelfes um Silte bzw. Sande handelt. CHEN (1981) weist den gesamten Schelfbereich des nördlichen und westlichen SCS mit einem Sandanteil von mehr als 50 % aus. Dies bedeutet, daß vornehmlich Feinsilt und toniges Material für einen lateralen Transport über die Schelfkante hinaus zur Verfügung steht. Das fluviatile Material des Maritimen Kontinents, das durch Sedimentproben der philippinischen Flüsse Sto. Thomas und Bucao repräsentiert wird, ist mit Medianen von 17  $\mu\text{m}$  bzw. 8  $\mu\text{m}$  als Silt einzustufen (Tab.10). Diese Werte liegen unter den mittleren Korngrößen der Mekongsedimente (durchschnittlich 22  $\mu\text{m}$ ), was vor allem auf den geringeren Anteil der  $> 22 \mu\text{m}$ -Fraktion zurückzuführen ist (Abb.33).

Nach granulometrischen Untersuchungen von HSEUNG & JACKSON (1952) und LIU (1985) weisen die Löß- und Wüstensedimente des asiatischen Festlandes, die die Quelle des äolischen Materials darstellen (Kap.3.3.2), einen siltigen Charakter auf, wobei für die Wüstensedimente ein Tonanteil von lediglich 3 %, für Malan-Löß ein Median von 10.9  $\mu\text{m}$  ermittelt wurde.

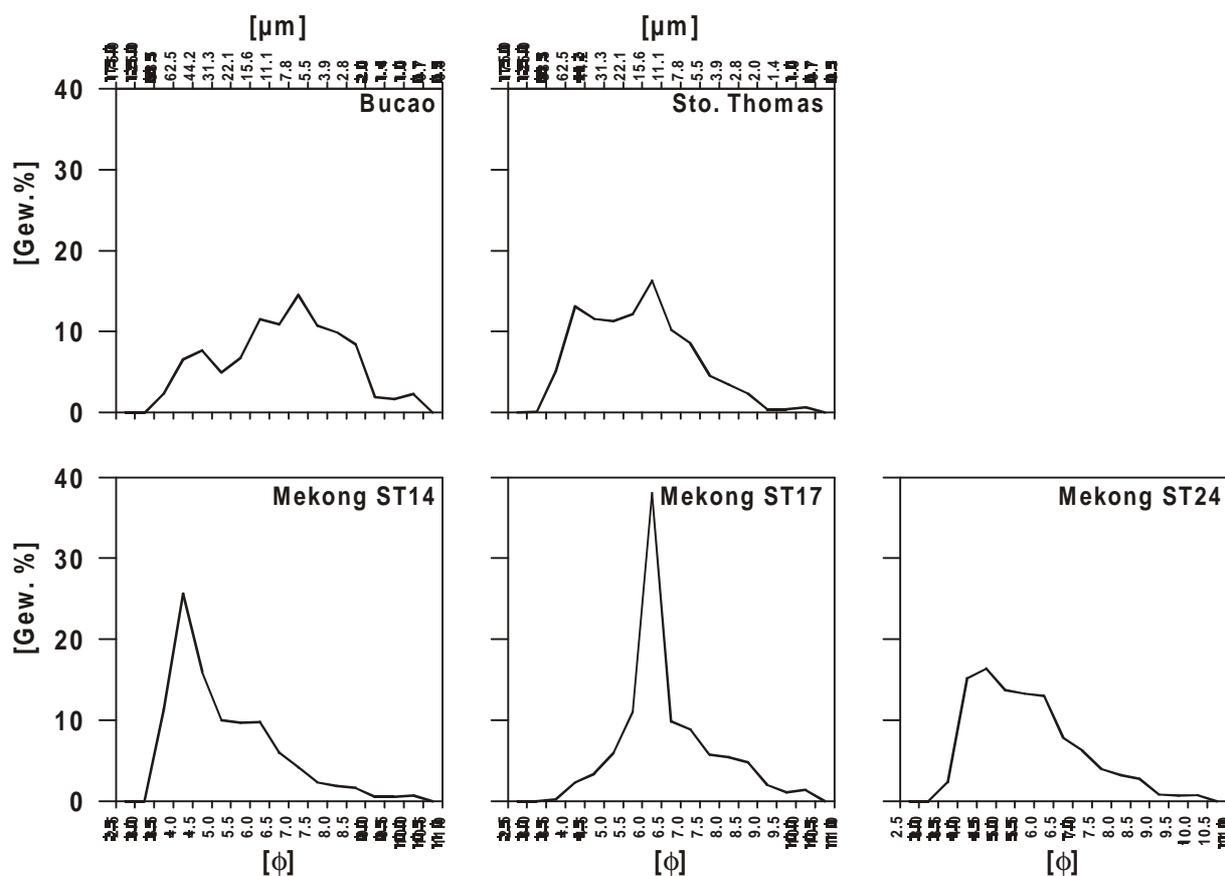


Abb.33: Korngrößenverteilungskurven der fluviatilen Sedimente des Bucao, des Sto.Thomas sowie des Mekong (ST14, ST17 und ST24). Lage der beprobten Sedimente siehe Abb.12.

Probe	Median	Mean	Modal	Sortierung	Schiefe
	[µm]				
<b>Mekong ST14</b>	33.7	25.2	34.2	2.7	1.4
<b>Mekong ST17</b>	12.6	10.3	13.3	1.3	1.6
<b>Mekong ST24</b>	20.6	17.8	45.8	2.1	1.7
<b>Pasig</b>	16.7	16.9	13.3	2.1	1.7
<b>Buaco</b>	8.3	8.9	8.8	1.8	1.4

Tab.10: Granulometrische Parameter (Median, Mean, Modal, Sortierung sowie Schiefe) der fluviatilen Sedimente aus dem Bereich der Mekongmündung (ST14, ST17 und ST24) sowie des Buaco und des Sto.Thomas.

Aus der Gegenüberstellung der granulometrischen Parameter wird deutlich, daß die Quellenregionen annähernd gleiche Korngrößeneigenschaften, d.h. siltigen Charakter, aufweisen, was eine Nutzung granulometrischer Daten zur Identifizierung der Quellenregionen erschwert. Zudem hat das in den Quellenregionen mobilisierte lithogene Material, wenn es den Tiefseebereich des SCS erreicht hat, eine tiefgreifende Veränderung der Korngrößeneigenschaften erfahren, so daß sich die regionalen Variabilitäten in den Korngrößeneigenschaften der Quellenregionen in den Sinkstoffen kaum mehr nachvollziehen lassen. Besonders deutlich wird dies, wenn man den Ansatz von PASSEGA & BYRAMJEE (1969) verfolgt, der eine Zuordnung von Sedimenten anhand von Korngrößeneigenschaften in bestimmte Transportkategorien vorsieht. Abb.34 zeigt, daß die Flußsedimente hauptsächlich in das „einheitlich suspendiert“-Feld fallen, während die Sinkstoffproben im feinkörnigeren „pelagischen“ Bereich angesiedelt sind. Die Sedimentfallenproben stellen somit das Endglied eines Fraktionierungsprozesses dar, durch den mit zunehmender Entfernung zur Küste eine fortschreitende Angleichung der Korngrößeneigenschaften der verschiedenen Einträge zu verzeichnen ist. Der Fraktionierungsprozeß ist derartig intensiv, daß der Sandanteil (inklusive Karbonat) in den Sedimenten von 50 % in den Schelfgebieten bis auf 2 % im Tiefseebereich des SCS abnimmt, im Gegenzug erhöht sich der Tonanteil auf 85 % (CHEN, 1981). Die mittleren Korngrößen der Tiefseesedimente wurden mit 0.7 bis 4 µm bestimmt (CHEN, 1981), was sich in etwa mit den Medianen der Sinkstoffe deckt. Weitere Übereinstimmung zwischen den Korngrößenparametern der Sinkstoffe und den Ergebnissen der granulometrischen Analyse der Oberflächensedimente des Tiefseebereichs durch CHEN (1981) besteht in der überwiegend symmetrischen Kornverteilung und der negativen Korrelation zwischen Median und Sortierung ( $r^2_{\text{Sinkstoffe}} = 0.91$ ;  $n = 80$ ).

Zusammenfassend ergibt sich die Schlußfolgerung, daß die Korngrößencharakteristik der Sinkstoffe nicht in erster Linie durch die Quellen bestimmt wird sondern das Produkt von Transportmechanismen ist, die in Abhängigkeit von der Transportstrecke für eine Fraktionierung des Materials sorgen, was sowohl für den subaquatischen als auch

atmosphärischen Transport zutrifft (VISHER, 1969; PASSEGA & BYRAMJEE, 1969; GILETTE et al., 1974; GILETTE, 1981).

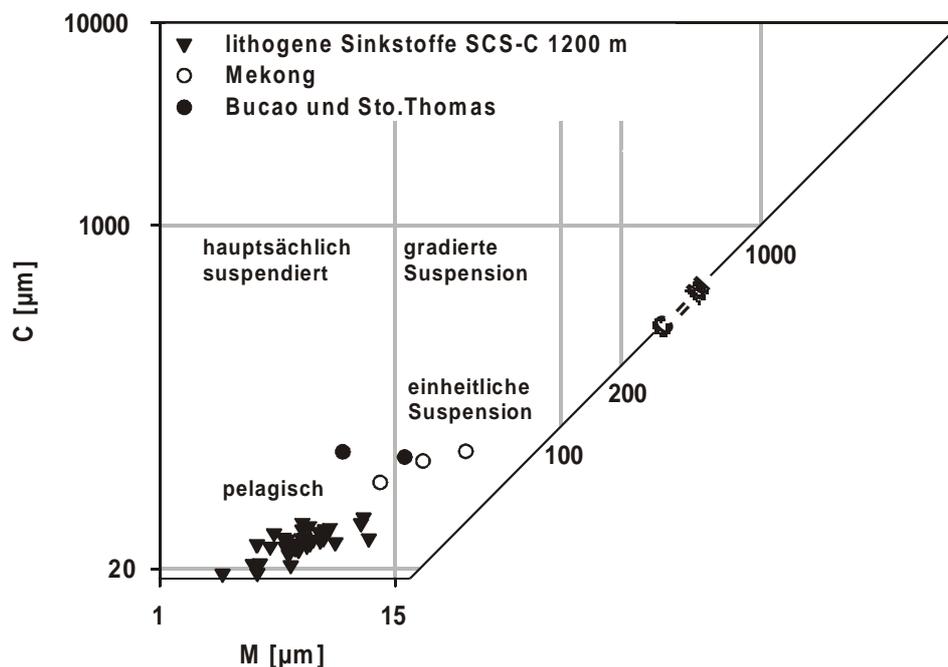


Abb.34: Granulometrische Klassifizierung der lithogenen Sinkstoffe des zentralen Südchinesischen Meeres aus 1200 m Wassertiefe sowie der fluviatilen Sedimente des Mekong, des Bucao und des Sto.Thomas mittels Korrelation des Medians (M) und der 1-Perzentile auf  $\phi$ -Basis (nach PASSEGA & BYRAMJEE, 1969). 1-Perzentile (oder 99-Perzentile auf  $\mu\text{m}$ -Basis) bezeichnet die Korngröße (in  $\mu\text{m}$ ), bei der die Kornsummenkurve 1 % (99 %) erreicht.

## 6.2 Steuerungsmechanismen des lithogenen Partikelflusses

### 6.2.1 Saisonalität lithogener Kenngrößen

Aufgrund der unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzungen der Quellenregionen des asiatischen Festlandes sowie des Maritimen Kontinents ist zu erwarten, daß jahreszeitliche Schwankungen der Zufuhren saisonale Signale in der mineralogischen Komposition der Fallenproben hervorrufen. Zur Klärung, wann es während der Beprobungszeit zu einer signifikanten saisonalen Veränderung in der mineralogischen Komposition kommt, werden die in Kap.6.1 dargestellten Faktoren 1 (asiatische Festlandsquelle) und 2 (Maritimer Kontinent) herangezogen. Abb.35 zeigt den zeitlichen Verlauf der beiden Faktoren im zentralen SCS in 1200 m Wassertiefe. Es ist offensichtlich, daß Faktor 1 gegenüber Faktor 2 nahezu über den gesamten Beprobungszeitraum eine höhere Bedeutung aufweist. Ausnahmen bestehen lediglich im Zeitraum April bis Juli 1992, November und Dezember 1992 sowie im April 1993. Darüber hinaus ist zu beobachten, daß Faktor 1, d.h. das asiatische Festland stets im Wintermonsun den stärksten Einfluß auf die mineralogische Zusammensetzung der Sinkstoffe ausübt.

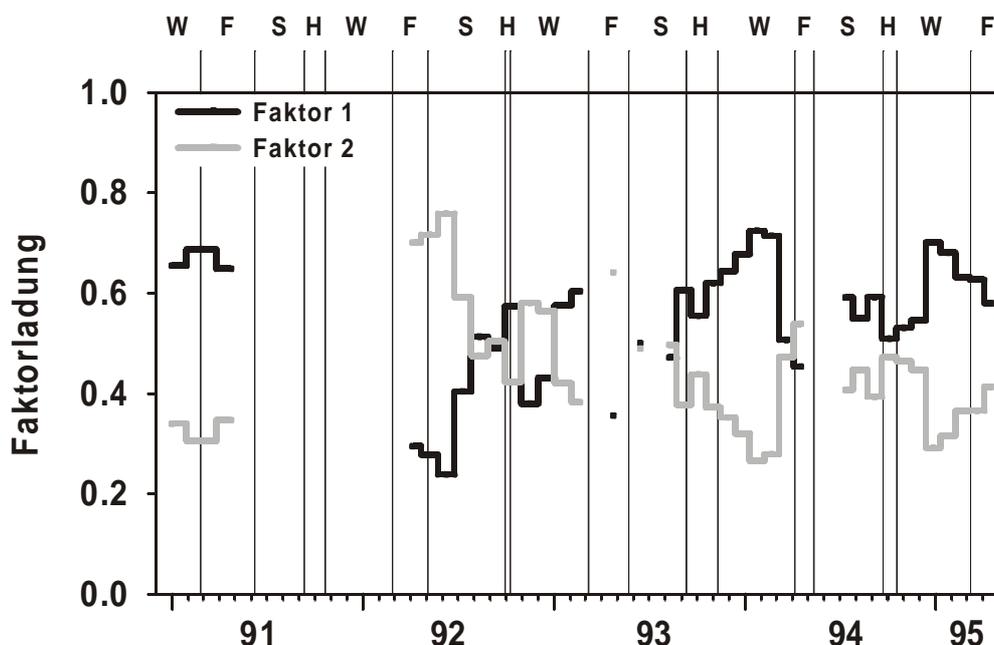


Abb.35: Zeitlicher Verlauf der Ladungen der durch Faktoranalyse ermittelten (siehe Kap.4.4.5 und Tab.9) und als asiatisches Festland (Faktor 1) bzw. als Maritimer Kontinent (Faktor 2) identifizierten (siehe Kap.6.1) mineralogischen Faktoren.

Ein Nachteil der statistischen Methode (Faktoranalyse) zur Identifizierung von Material unterschiedlicher Quellen in den Sinkstoffen besteht darin, daß diese eine Beprobungsserie mit einer ausreichenden Anzahl von Proben benötigt, um auftretende Variabilitäten erfassen zu können. Es wäre daher ein Parameter wünschenswert, der als direkter Indikator einer Quelle und ihres saisonalen Einflusses fungieren könnte. Da in beiden Quellenregionen alle in den Sinkstoffen identifizierten Minerale vertreten sind, kann von erhöhten Flußraten oder Anteilen eines Minerals am lithogenen Material in den Sinkstoffen nicht direkt auf eine verstärkte Zufuhr einer bestimmten Quelle geschlossen werden. Werden die Mineralflußraten allerdings auf die Amphibolflußraten normiert, wird durch eine Erhöhung (Erniedrigung) des Verhältnisses eine Anreicherung (Abreicherung) des Minerals in den Sinkstoffen angezeigt, die nur durch zusätzlichen (verringerten) Einfluß der asiatischen Festlandsquellen zu diesem Zeitpunkt hervorgerufen werden kann, da Amphibol lediglich in den Einträgen des Maritimen Kontinents signifikant enthalten ist (Kap.6.1). Die Bildung eines Anreicherungsfaktors ( $EF$  = enrichment factor) für ein Mineral ( $x$ ) wird wie folgt definiert:

$$EF(x) = \frac{(C_x/C_{\text{Amphibol}})_{\text{Falle}}}{(C_x/C_{\text{Amphibol}})_{\text{Quelle}}}$$

$(C_x/C_{\text{Amphibol}})_{\text{Falle}}$  bezieht sich dabei auf das Konzentrationsverhältnis des Minerals  $x$  zu Amphibol in den Sinkstoffproben, während  $(C_x/C_{\text{Amphibol}})_{\text{Quelle}}$  das Konzentrationsverhältnis des Minerals  $x$  zu Amphibol in dem Quellenmaterial des maritimen Kontinents widerspiegelt.

Durch die einheitliche Analytik zur Ermittlung der mineralogischen Zusammensetzung des Bucao-Sedimentes und der Sinkstoffe einerseits (Kap.4.4) sowie der annähernd identischen Lage im ternären Diagramm der Aschen des Pinatuo und der durch das Material des Maritimen Kontinents aufgebauten Sedimente rund um Luzon (Abb.32) andererseits, wird die mineralogische Zusammensetzung des Bucao-Sedimentes als Referenz für die Einträge des Maritimen Kontinents verwendet und zur Berechnung der EF's herangezogen. EF-Werte von 1 indizieren eine Zusammensetzung, die der des Bucao-Sedimentes entspricht, d.h. ein bestimmtes Mineral stammt zu diesem Zeitpunkt ausschließlich aus den Quellen des Maritimen Kontinents. Aus den Anwendungen dieses Verfahrens im Bereich der Elementanalyse läßt sich ableiten, daß erst bei Werten  $EF < 0.1$  oder  $EF > 10$  von einem signifikanten Beitrag einer anderen Quelle ausgegangen werden kann (ZHANG et al., 1993).

Bei einem Vergleich der ermittelten EF-Werte ist eine Vergesellschaftung der Minerale zu verzeichnen, wie sie bereits aus der PCA hervorgegangen ist (Kap.6.1). Plagioklas und Smektit erreichen im zentralen SCS während des gesamten Beprobungszeitraumes EF-Werte zwischen 0.1 und 10 und sind damit in den Sinkstoffen im Vergleich zu dem Material des Maritimen Kontinents weder signifikant ab- noch angereichert. Hierdurch wird noch einmal bestätigt, daß Amphibol, Plagioklas und Smektit dem zentralen SCS weitestgehend aus dieser Quelle zugeführt werden. Quarz, Chlorit, Kaolinit und Illit erreichen, vom Zeitraum April bis Juli 1992 abgesehen, EF-Werte von  $>10$ , d.h. es werden Anreicherungen erreicht, die auf einen bestimmenden Beitrag der nördlichen festländischen Quelle zurückgeführt werden müssen. Stellvertretend für beide Mineralgruppen ist in Abb.36 die Zeitserie von  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$  und  $EF_{\text{AmphibolPlagioklas}}$  dargestellt. Es treten z.T. starke Schwankungen auf, wobei sich innerhalb eines Jahres die Winterzeiträume (Februar 1991, Januar/Februar 1993, Januar bis März 1994 und Januar bis März 1995) durch relative Maxima der  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte auszeichnen. Diese Intervalle traten bereits bei der Faktorenzeitsreihe hervor (Abb.35), d.h. beide Ansätze, EF und Faktoranalyse, liefern im wesentlichen die gleichen Ergebnisse. Neben den Wintermaxima treten auch im Spätsommer bzw. Herbst regelmäßig  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte von deutlich über 10 auf. Unter Berücksichtigung der Flußraten des lithogenen Materials während der EF-Winter- und -Spätsommermaxima lassen sich nachstehende Schlußfolgerungen ziehen:

Die hohen  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte, die im Zusammenhang mit erhöhten Flußraten während der Wintermonate stehen, deuten auf einen mengenmäßig verstärkten Eintrag aus den Quellen des asiatischen Festlandes hin. Dafür spricht auch, daß während der Sommermonate zwar ebenfalls erhöhte Flußraten auftreten, sich jedoch keine signifikante Erhöhung der

$EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte abzeichnet. Es muß daher davon ausgegangen werden, daß im Sommer sowohl das asiatische Festland als auch die Quellen des Maritimen Kontinents gleichermaßen höhere Mengen liefern. Im Herbst stellt sich die Situation anders dar. Während im September 1994 mit  $46 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  ein deutliches Flußratenmaximum auftritt, sind im Oktober 1992 und September 1993 nur schwache Anstiege der Flußraten auf 20 bzw. 16  $\text{mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  zu verzeichnen (Abb.19).  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte von  $> 10$  zeigen an, daß der Einfluß der Einträge vom Maritimen Kontinent eingeschränkt ist, d.h. die asiatische Festlandsquelle wird unabhängig von der Höhe der Flußraten bedeutender.

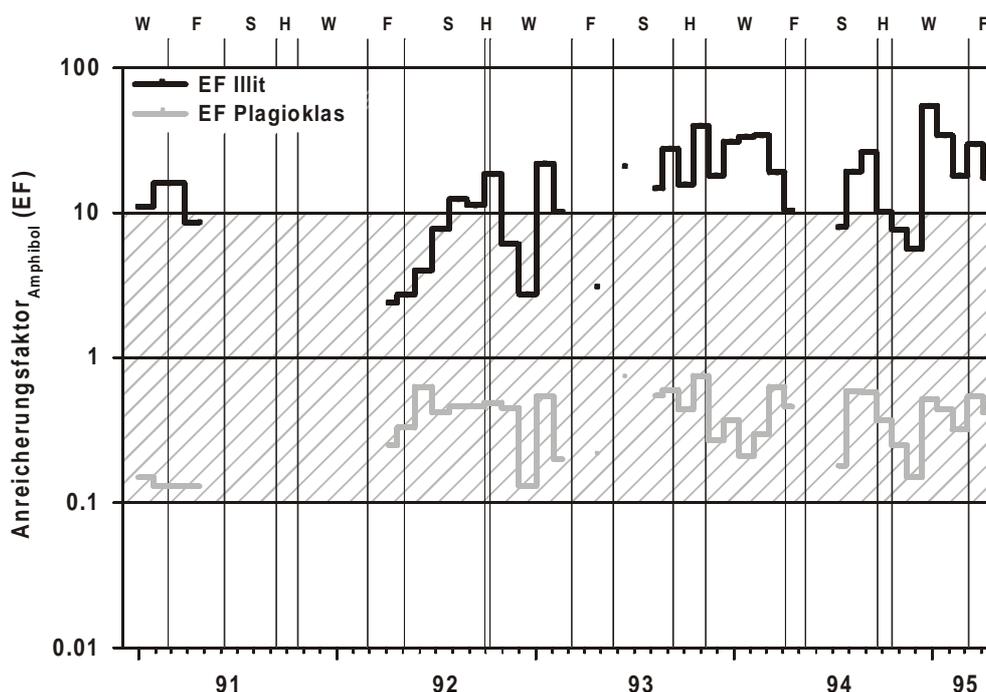


Abb.36: Zeitlicher Verlauf der Anreicherungs-faktoren auf Amphibolbasis für Illit ( $EF_{\text{Illit}}$ ) und Plagioklas ( $EF_{\text{Plagioklas}}$ ) in den Sinkstoffen des zentralen Südchinesischen Meeres aus 1200 m Wassertiefe. Schraffiertes Feld markiert keine signifikante Ab- oder Anreicherung des Minerals in den Sinkstoffen im Vergleich zur mineralogischen Zusammensetzung des Maritimen Kontinents (Bucao-Sediment). Definition des EF-Wertes siehe Kap.6.2.

Der zeitliche Verlauf monatlich gemittelter  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte als Indikator der Zufuhr vom asiatischen Festland zeigt für das zentrale SCS von August bis März Werte von über 10, wobei dieses Intervall mit einem relativen Minimum im November in zwei Abschnitte unterteilt wird (Abb.37). Diese Perioden (August bis Oktober und Dezember bis März) decken sich mit den Zeiträumen hoher Faktor 1-Werte (Abb.35) und weisen somit eine Zusammensetzung auf, die den Einträgen des asiatischen Festlandes entspricht. Abb.37 zeigt zudem für das nördliche SCS im September/Oktober sehr niedrige ( $EF_{\text{AmphibolIllit}} = 2$ ), im Winter und Frühjahr sehr hohe  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte ( $> 20$ ). Festzustellen ist insbesondere, daß die  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte der Sinkstoffe im nördlichen SCS höhere Werte als im zentralen SCS aufweisen, was auch für die übrigen Minerale, die für das asiatische Festland typisch sind,

gilt. Diese Tatsache dokumentiert den abnehmenden Einfluß der asiatischen Festlandseinträge nach Süden. Aufgrund dieser Befunde ist zu untersuchen, durch welche Einträge des asiatischen Festlandes es zu der festgestellten intensivierten Einflußnahme des asiatischen Festlandes im Spätsommer/Herbst sowie im Winter, aber auch zur Regionalität in der mineralogischen Zusammensetzung der Sinkstoffe kommt.

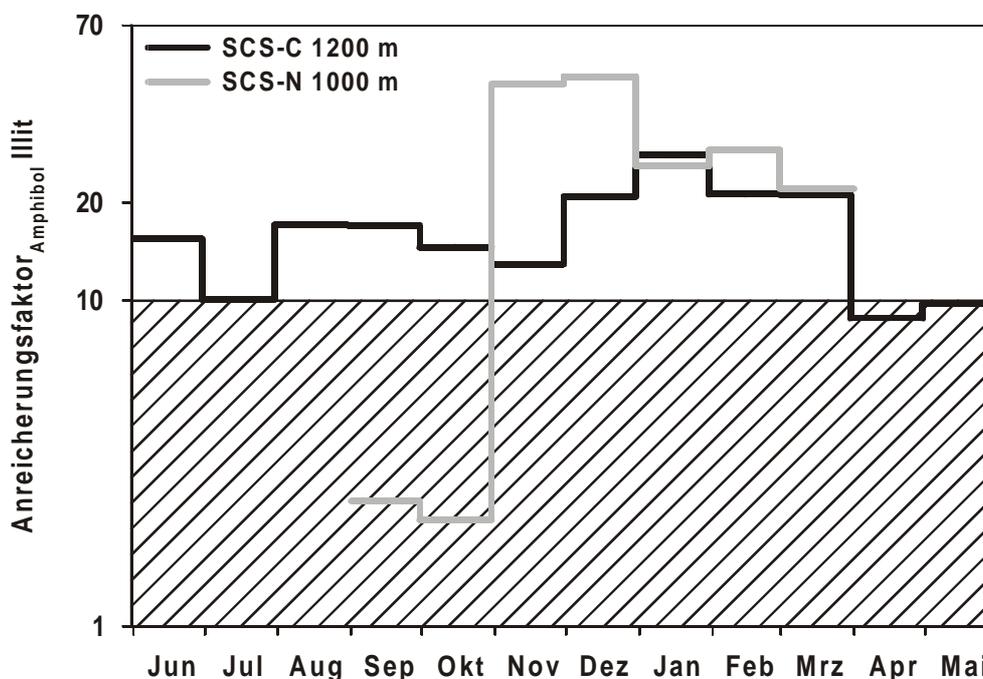


Abb.37: Durchschnittlicher jährlicher Verlauf des Anreicherungs-faktors auf Amphibolbasis für Illit in den Sinkstoffen des zentralen Südchinesischen Meeres aus 1200 m Wassertiefe (SCS-C) und des nördlichen Südchinesischen Meeres aus 1000 m Wassertiefe (SCS-N). Schraffiertes Feld markiert keine signifikante Ab- oder Anreicherung des Minerals in den Sinkstoffen im Vergleich zur mineralogischen Zusammensetzung des Maritimen Kontinents (Bucac-Sediment). Definition des EF-Wertes siehe Kap.6.2.

## 6.2.2 Saisonalität der Einträge und des Transports lithogenen Materials

### 6.2.2.1 Fluviatile Zufuhr

#### *Menge*

Für die Flüsse des asiatischen Festlandes sind jährliche Sedimentfrachtraten des Zhujiang ( $69 \cdot 10^6$  t), des Mekong ( $160 \cdot 10^6$  t), des Honghe ( $130 - 160 \cdot 10^6$  t) sowie Einträge der taiwanesischen Flüsse Choshui, Kaopin, Taan, Tachia, Peikang und Pachang in Höhe von  $119 \cdot 10^6$  t bekannt (REN, 1986; MILLIMAN & SYVITSKY, 1992; GRDC, 1996; zusammengefaßt in Tab.11). Diese Flüsse entwässern insgesamt ein Gebiet von ca.  $1.36 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup> (Tab.11; HAY, 1998). Im Bereich des Maritimen Kontinents sind die Einzugsgebiete der einzelnen Flüsse deutlich kleiner, so drainiert der Rajang auf Borneo als einer der größten Flüsse dieser Quellenregion lediglich eine Fläche von  $0.021 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup> (Tab.11). Die geringe Ausdehnung der Einzugsgebiete im Bereich des Maritimen Kontinents

macht deren Einträge jedoch nicht weniger bedeutend, da durch die gesteigerte Erosionskraft infolge erhöhter Niederschläge und einem ausgeprägterem Relief der Einzugsgebiete deren Sedimentertrag weit über dem der festländischen Ströme liegt (MILLIMAN & MEADE, 1983). Hinzu kommt der Mangel großflächiger terrestrischer Ablagerungsräume, der eine frühzeitige Sedimentation der Flußfracht verhindert. Sedimentfrachtraten liegen für die philippinischen Flüsse Bucao ( $23 * 10^6$  t) und Sto. Thomas ( $8 * 10^6$  t) vor (SIRINGAN & RINGOR, 1999; Tab.11), außerdem beziffern MILLIMAN et al. (1999) den Gesamteintrag Borneos in das SCS mit  $459 * 10^6$  t. Aus diesen Angaben ergibt sich eine Gesamtzufuhr fluviatilen Materials aller Quellenregionen in das SCS in Höhe von  $979 * 10^6$  t (Tab.11). Dieser Wert ist als Minimum zu betrachten, da neben den großen Strömen auch eine Zufuhr durch eine Vielzahl kleinerer und mittlerer Flüsse erfolgt. Als Beispiele des asiatischen Festlandes seien der Song Ba in Vietnam, der Moyangjiang, Hanjiang und Jiulongjiang in Südchina sowie für den Maritimen Kontinent die philippinischen Flüsse Agno, Pamanga und Angat genannt. Die Menge der fluviatilen Zufuhr dieser Flüsse wurde unter Berücksichtigung regionaler Sedimentertragsdaten (MILLIMAN & SYVITSKY, 1992) sowie durch Abschätzung der drainierten Fläche errechnet. Aus den Berechnungen ergab sich, daß neben den bekannten Einträgen der großen Flüsse noch einmal  $36 * 10^6$  t für China,  $38 * 10^6$  t für Vietnam,  $40 * 10^6$  t für Taiwan sowie  $104 * 10^6$  t für die Philippinen zu veranschlagen sind (Tab.11). Werden die Ergebnisse dieser Berechnung ( $218 * 10^6$  t) mit den aus der Literatur bekannten Einträgen zusammengefaßt, resultiert daraus eine fluviatile Zufuhr von jährlich  $1197 * 10^6$  t in das Südchinesische Meer (Tab.11). Der fluviatile Eintrag der Flüsse Chinas entspricht mit  $105 * 10^6$  t etwa 9 % dieser Menge. REN (1986) postuliert, insbesondere während der Wintermonate (Oktober bis April), einen Transport feinkörnigen Materials in Höhe von  $25 * 10^6$  t mit dem Ostchinesischen Littoral-Strom von der Mündung des Chanjiangs zumindest bis zur Taiwan-Straße (Abb. 3-23 in REN, 1986). Es gibt jedoch keinen Hinweis darauf, daß nennenswerte Mengen die Taiwanstraße durchqueren und in das SCS gelangen. Die Flüsse Vietnams sind mit einem Eintrag von  $360 * 10^6$  t zu 30 % an der fluviatilen Zufuhr in das SCS beteiligt. Taiwan trägt ca.  $160 * 10^6$  t Material in das SCS ein und steuert somit 13 % der fluviatilen Zufuhr bei, ähnliche Größenordnungen ( $116 * 10^6$  t; 10 %) sind für die Philippinen zu veranschlagen. Mit 38 % bzw.  $439 * 10^6$  t wird der größte Anteil des fluviatilen Materials von Borneo geliefert (MILLIMAN, 1999; Tab.11).

Setzt man eine gleichmäßige Verteilung der gesamten fluviatilen Einträge von  $1197 * 10^6$  t sowie eine Fläche des SCS von  $3500000 \text{ km}^2$  voraus (WANG et al., 1993; VO & TONG, 2000), ergibt sich eine durchschnittliche Akkumulationsrate von  $342 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  oder

34 g cm<sup>2</sup> \* 10<sup>3</sup> yr<sup>-1</sup> (Abb.38). Diese Werte liegen damit über den durch SCHÖNFELD & KUDRASS (1993) ermittelten durchschnittlichen Akkumulationsraten in Höhe von 200 g m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup> bzw. 20 g cm<sup>2</sup> \* 10<sup>3</sup> yr<sup>-1</sup>. Die Diskrepanz tritt noch stärker hervor, wenn anstelle der von SCHÖNFELD & KUDRASS (1993) angesetzten Fläche des gesamten SCS, inklusive der Schelfgebiete, von 2318000 km<sup>2</sup> die tatsächliche Fläche von 3500000 km<sup>2</sup> (WANG et al., 1993; VO & TONG, 2000) zu Grunde gelegt wird. In diesem Fall beträgt die Akkumulationsrate lediglich 132 g m<sup>-2</sup> yr<sup>-1</sup>. Die Ursachen für die Differenz liegen darin begründet, daß von SCHÖNFELD & KUDRASS (1993) zur Berechnung der terrigenen Akkumulationsraten die fluviatile Zufuhr in das SCS lediglich mit 460\*10<sup>6</sup> t yr<sup>-1</sup> beziffert wurde, was nach den Berechnungen dieser Arbeit bzw. nach den Daten der neueren Literatur (1197 \* 10<sup>6</sup> t yr<sup>-1</sup> bzw. 918 \* 10<sup>6</sup> t yr<sup>-1</sup>; Tab.11) als wesentlich zu niedrig anzusehen ist.

	Fluß	Einzugsgebiet [*10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> ]	Abflußrate [km <sup>3</sup> yr <sup>-1</sup> ]	Sedimentfracht [10 <sup>6</sup> t yr <sup>-1</sup> ]	Quelle
<b>China</b>					
	Zhujiang	0.44	302	69	Ren (1986), Milliman & Syvitsky (1992)
Bekannte SSL				69	
Geschätzte SSL		0.18		36	bei Ertrag 200 t km <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> (Milliman & Syvitsky 1992)
<b>Gesamt SSL</b>				<b>105</b>	
<b>Vietnam</b>					
	Mekong	0.79	470	160	GRDC (1996)
	Hungho	0.12	123	130 - 160	Milliman & Syvitsky (1992)
Bekannte SSL				320	
Geschätzte SSL		0.19		38	bei Ertrag 200 t km <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> (Milliman & Syvitsky 1992)
<b>Gesamt SSL</b>				<b>360</b>	
<b>Taiwan</b>					
	Choshui	0.003	6	66	Milliman & Syvitsky (1992)
	Kaopin	0.003	9	39	Milliman & Syvitsky (1992)
	Taan	0.0007		4.8	Milliman & Syvitsky (1992)
	Tachia	0.0012		3.6	Milliman & Syvitsky (1992)
	Peikang	0.0016		2.4	Milliman & Syvitsky (1992)
	Pachang	0.00047		3.2	Milliman & Syvitsky (1992)
Bekannte SSL				119	
Geschätzte SSL				40	bei Ertrag 3000 t km <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> & 13607 km <sup>2</sup> Einzugsgebiet
<b>Gesamt SSL</b>				<b>160</b>	
<b>Philippinen</b>					
	Angat	0.00057		4.6	Milliman & Syvitsky (1992)
	Agno	0.0012		5	Milliman & Syvitsky (1992)
	Pamanga	0.00083		1	Milliman & Syvitsky (1992)
	Bucaio	0.00062	23	0.8	Siringan & Ringor (1999); Milliman & Syvitsky (1992)
	St.Tomas	0.00018	8	1	Siringan & Ringor (1999); Milliman & Syvitsky (1992)
Bekannte SSL				12.4	
Geschätzte SSL				103.6	bei Ertrag 3000 t km <sup>-2</sup> yr <sup>-1</sup> & 50025 km <sup>2</sup> Einzugsgebiet
<b>Gesamt SSL</b>				<b>116</b>	
<b>Borneo</b>					
	Rajang	0.021	35		GRDC (1996)
Bekannte SSL				459	Milliman et al. (1999)
Geschätzte SSL					
<b>Gesamt SSL</b>				<b>459</b>	
bekannte SSL in das SCS				979.4	
geschätzte SSL in das SCS				217.6	
<b>gesamte SSL in das SCS</b>				<b>1197</b>	

Tab.11: Einzugsgebiete, Abflußraten und Sedimentfracht (SSL) der in das Südchinesische Meer entwässernden Regionen China, Vietnam, Taiwan, Philippinen und Borneo bzw. einzelner in diesen Regionen gelegener Flüsse.

### Saisonalität

Saisonale Variabilitäten der Abflußraten der in das SCS entwässernden Flüsse sind in entscheidendem Maß von den mit den Hauptmonsunphasen verknüpften Niederschlägen in deren Einzugsgebieten abhängig, wie für den Agno (Philippinen) und den Rajang (Borneo) als Beispiel der fluviatilen Einträge des Maritimen Kontinents sowie für den Mekong als Fluß des asiatischen Festlandes in Abb.38 zu erkennen ist.

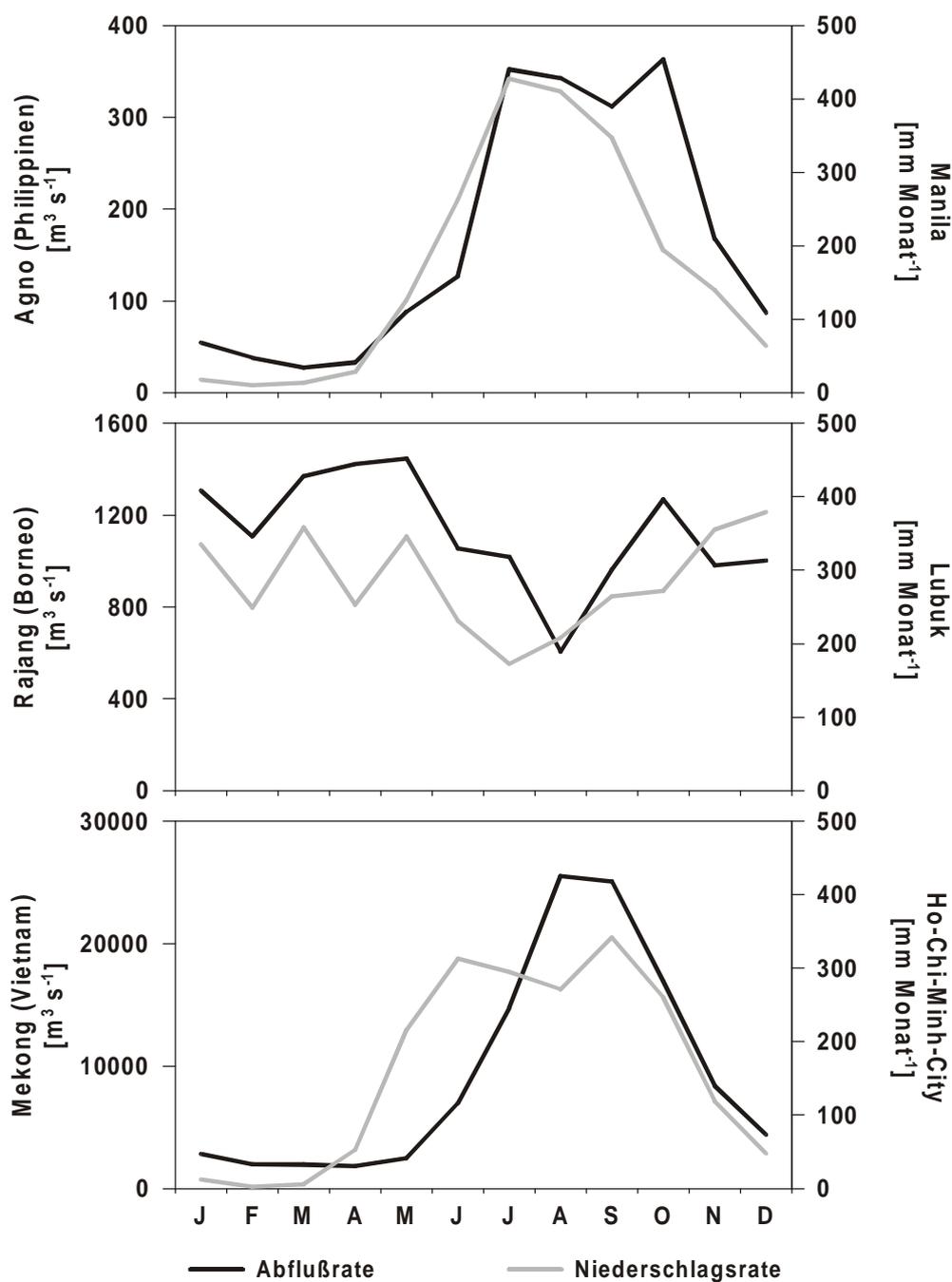


Abb.38: Durchschnittliche monatliche Abflußraten der Flüsse Agno (Philippinen), Rajang (Borneo) und Mekong (Vietnam) sowie Niederschlagsraten der den Flüssen am nächsten gelegenen Wetterstationen in Manila (Philippinen), Lubuk (Borneo) und Ho-Chi-Minh-City (Vietnam)(Abflußraten nach GRDC, 1996; Niederschlagsraten nach NOAA-NCEP-CPC-CAMS\_OPI, 1999).

Neben den in Abb.38 dargestellten Flüssen, liegen darüber hinaus monatliche Abflußraten des Xijiang, als größten Zufluß des Zhujiang, des Agus (Philippinen) sowie des Cho Shui (Taiwan) vor (GRDC, 1996). Aus Abb.39 wird ersichtlich, daß mit der Zunahme der Abflußraten des Mekong und des Xijiang auch Anstiege ihrer Sedimentfrachtraten einhergehen, d.h. Zeiträume hoher Abflußraten stellen gleichzeitig Phasen hoher Einträge partikulären Materials in das SCS dar.

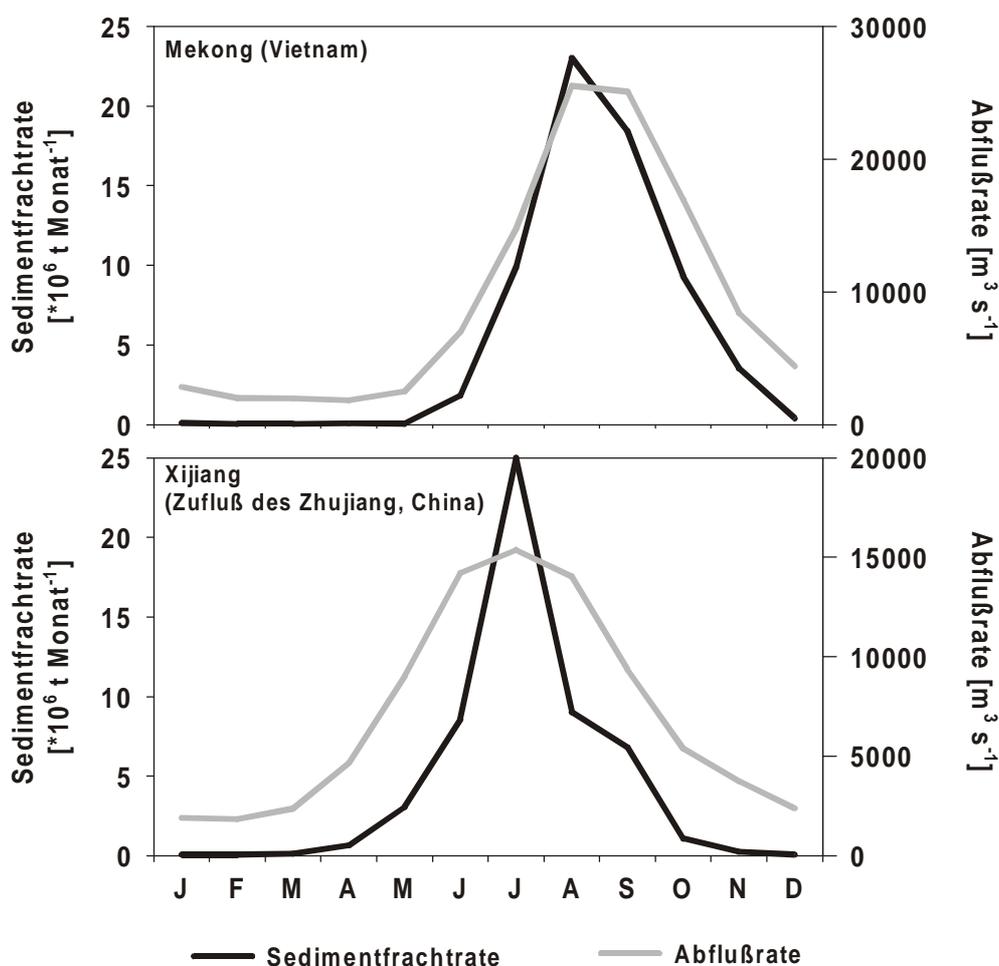


Abb.39: Durchschnittliche monatliche Abfluß- und Sedimentfrachtraten des Mekong (Vietnam) und des Xijiang (größter Zufluß des Zhujiang, China)(Daten aus GRDC, 1996).

Um nicht nur die monatlichen Sedimentfrachtraten einzelner Flüsse sondern der in Tab.11 aufgeführten fünf Regionen (Vietnam, China, Taiwan, Philippinen und Borneo) insgesamt abschätzen zu können, wurde wie folgt vorgegangen:

1. Es wurde die Annahme getroffen, daß der Jahresgang der monatlichen Abflußraten einzelner Flüsse die Verhältnisse der gesamten Region widerspiegelt, d.h. es wurde davon ausgegangen, daß annähernd gleiche klimatische Verhältnisse (Saisonalität der Niederschläge) im gesamten Einzugsgebiet einer Region herrschen.

2. Es wurde für die Flüsse, bei denen monatliche Abflußraten vorliegen, der prozentuale Anteil eines Monats an der Jahresabflußmenge bestimmt.

3. Für jede Region wurde die monatliche Sedimentfrachtrate durch die Anwendung der in 2. errechneten Prozentwerte auf die in Tab.11 dargestellten jährlich transportierten Mengen des fluviatilen lithogenen Materials ermittelt.

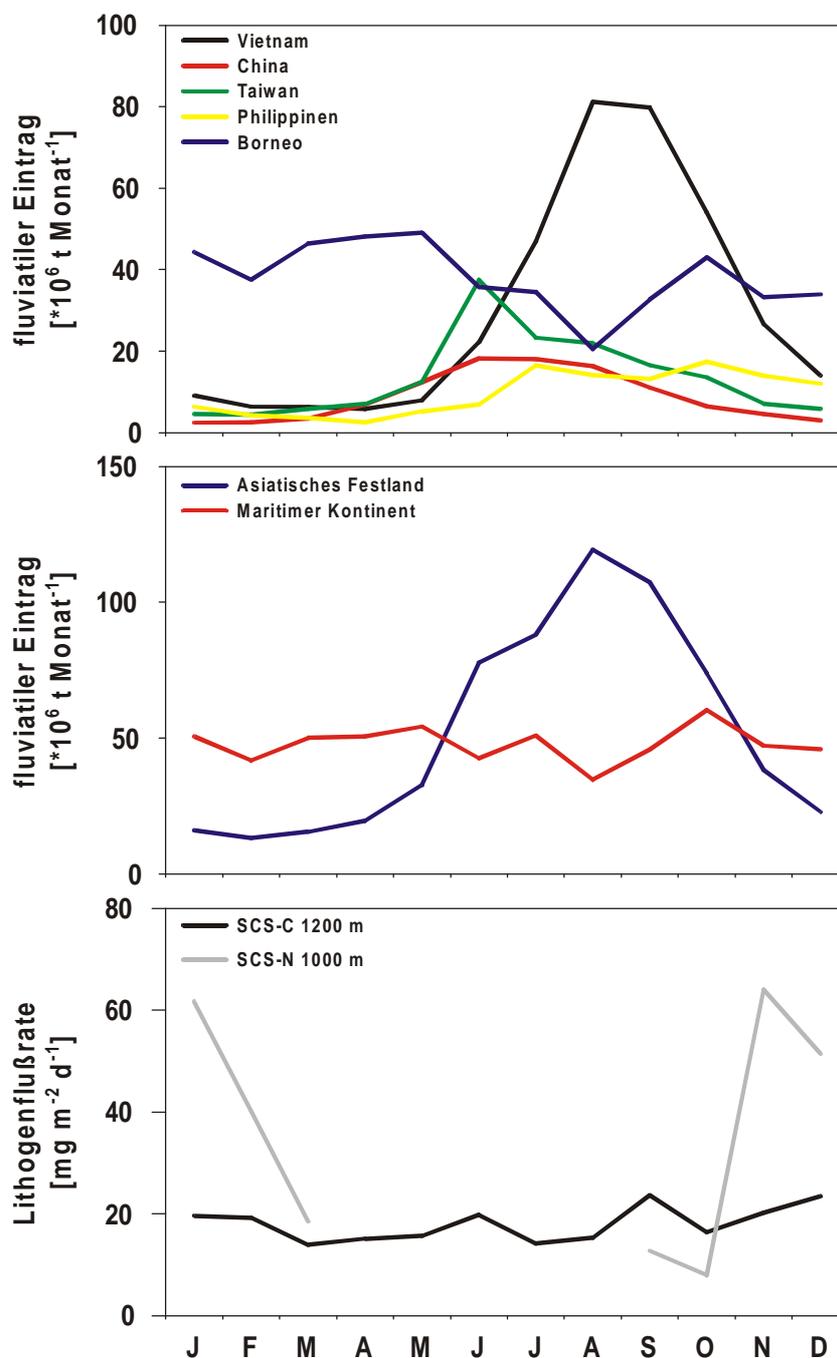


Abb.40: Durchschnittlicher monatlicher fluviatiler Eintrag der Regionen Vietnam, China, Taiwan, Philippinen und Borneo in das Süchinesische Meer (oben) (Ermittlung der Daten siehe Kap.6.2.2.1), der nach der mineralogischen Zusammensetzung zu unterscheidenden Quellenregion des asiatischen Festlandes (Vietnam, China und Taiwan) und des Maritimen Kontinents (Philippinen und Borneo) (mitte) sowie durchschnittliche Flußraten des lithogenen Materials an den Sedimentfallenstationen im zentralen Südchinesischen Meer in 1200 m (SCS-C) sowie im nördlichen Südchinesischen Meer aus 1000 m Wassertiefe (SCS-N).

Die Regionen weisen in der Saisonalität ihrer Sedimentfrachtraten sehr große Unterschiede auf (Abb.40), insbesondere die fluviatilen Einträge Vietnams, Chinas und Taiwans sind durch einen ausgeprägten jahreszeitlichen Wechsel gekennzeichnet, wobei von China und Taiwan ab Juni, von Vietnam erst ab August verstärkt Material in das SCS eintragen wird. Im Bereich des Maritimen Kontinents ist für die Philippinen ein saisonaler, auf Borneo ein wesentlich ausgeglichenerer Jahresverlauf der Niederschläge zu verzeichnen (Abb.38). Folglich zeigt sich eine ausgeprägte Saisonalität der philippinischen Einträge mit geringen monatlichen Sedimentfrachtraten ( $< 7 * 10^6$  t) von Februar bis Juni und höheren Werten ( $12 - 17 * 10^6$  t) von Juli bis Januar, während die Zufuhr des fluviatilen Materials von Borneo mit geringeren saisonalen Schwankungen erfolgt ( $21 - 49 * 10^6$  t  $mo^{-1}$ ; Abb.40). Werden die Einträge der fünf Regionen im Hinblick auf die Zugehörigkeit zu der in Kap.6.1 identifizierten mineralogischen Quellenregion zusammengefaßt, wird erkennbar, daß die Flüsse des Maritimen Kontinents relativ konstant  $50 * 10^6$  t  $mo^{-1}$  in das SCS liefern, während die fluviatilen Einträge des asiatischen Festlandes durch eine markante Saisonalität charakterisiert sind (Abb.40). Dadurch übersteigen die fluviatilen Einträge des asiatischen Festlandes mit  $110 * 10^6$  t  $mo^{-1}$  die Zufuhr des Maritimen Kontinents ( $50 * 10^6$  t  $mo^{-1}$ ) von Juni bis Oktober, liegen von November bis April mit  $25 * 10^6$  t  $mo^{-1}$  jedoch unter den Einträgen des Maritimen Kontinents ( $50 * 10^6$  t  $mo^{-1}$ ). Während des niederschlagsreichen Sommermonsuns werden etwa zwei Drittel der jährlichen Flußfracht ( $625 * 10^6$  t) des asiatischen Festlandes dem SCS zugeführt, beim Maritimen Kontinent beträgt der Anteil des Sommermonsuns nur 40 % der jährlichen Sedimentfracht von  $572 * 10^6$  t (Abb.40).

Große Anteile der Suspension des Zhujiang werden zu allen Jahreszeiten küstenparallel nach Südwesten verdriftet (Abb.41) und anschließend auf den westlichen Schelfgebieten der Provinz Guandong und an der Ostküste Hainans abgelagert (REN, 1986, Abb. 3-25). Darüber hinaus ist in Abb.41 generell eine geringe Ausdehnung der sichtbaren Suspensionsfahnen der Flüsse in Richtung des zentralen SCS zu erkennen. Es ist daher davon auszugehen, daß der überwiegende Teil des fluviatilen Materials bereits in den Schelfgebieten abgelagert wird (siehe auch Kap.6.1), bzw. nur eine geringe Menge über die Schelfkante in den pelagischen Teil des SCS verdriftet wird. Dies betrifft insbesondere das fluviatile Material von Flüssen, die an den passiven Kontinentalrändern mit breiten Schelfgebieten münden (MILLIMAN & SYVITZKY, 1992). Dementsprechend weisen BORNHOLD et al. (1986) für die Suspensionsfracht chinesischer Flüsse den Anteil, der nicht auf dem inneren Schelf sedimentiert wird, mit 5 - 15 % aus. In den Tiefseebereich des SCS gelangen nach SCHÖNFELD & KUDRASS (1993) lediglich 7 % der gesamten fluviatilen Einträge. Folglich sind

Verhältnisse wie sie im Panama-Becken (HONJO, 1982) oder dem Golf von Bengalen (ITTEKKOT et al., 1991) auftreten, wo durch laterale Advektion von bis zu 450 km fluviale Einträge die Saisonalität der Sinkstoffraten prägen, im SCS nicht zu beobachten (Abb.40).

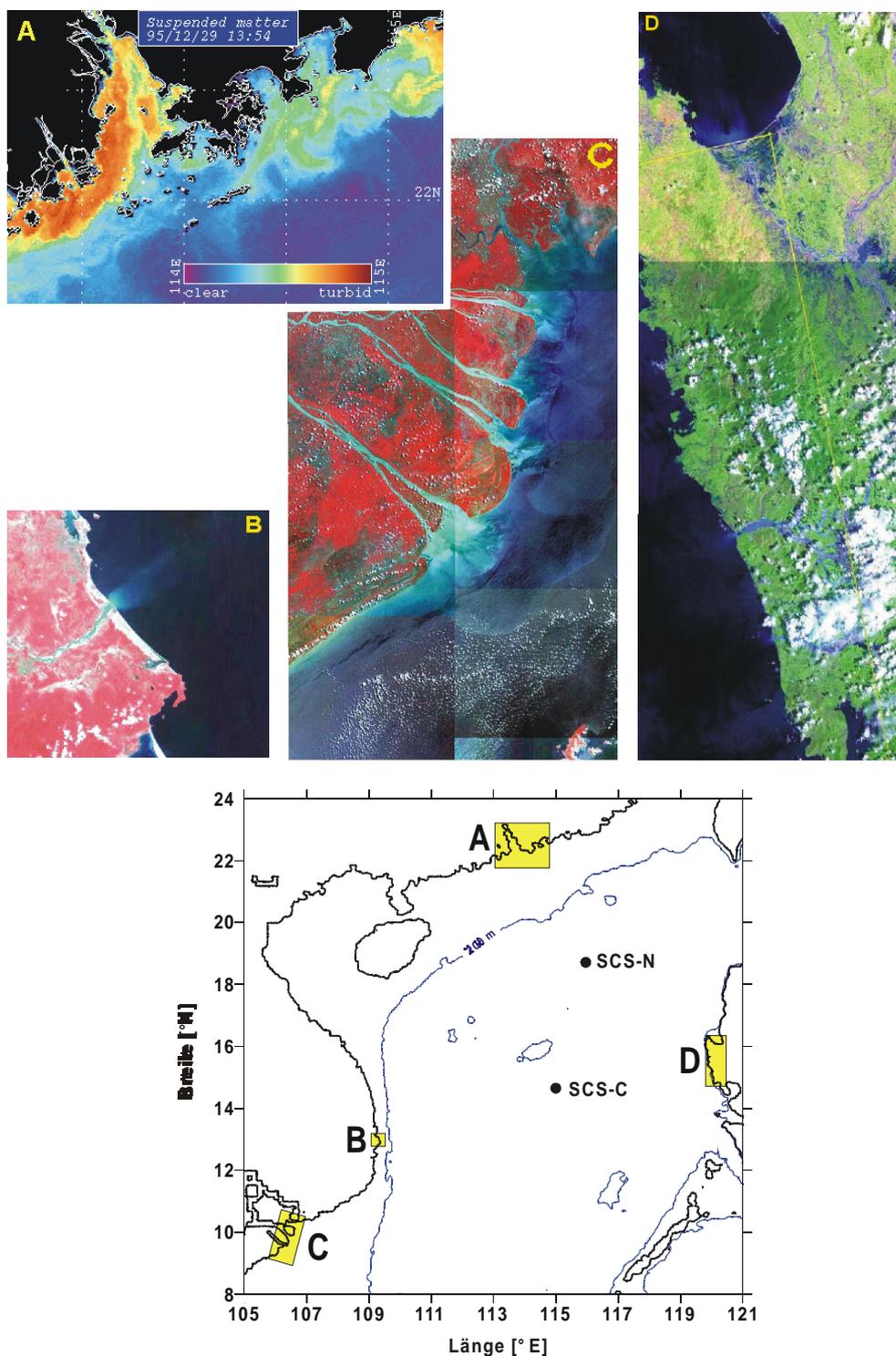


Abb.41: Satellitenaufnahmen der Suspensionfahnen des (A) Zhujiang (CENTER FOR COASTAL AND ATMOSPHERIC RESEARCH, 1998), (B) Song Ba (August 1996), (C) Mekong (Juli 1998) und (D) philippinischer Flüsse (Oktober 1994) (CENTRE FOR REMOTE IMAGING, SENSING AND PROCESSING, 2000). Gelbe Felder der Karte markieren den Ausschnitt der Satellitenbilder.

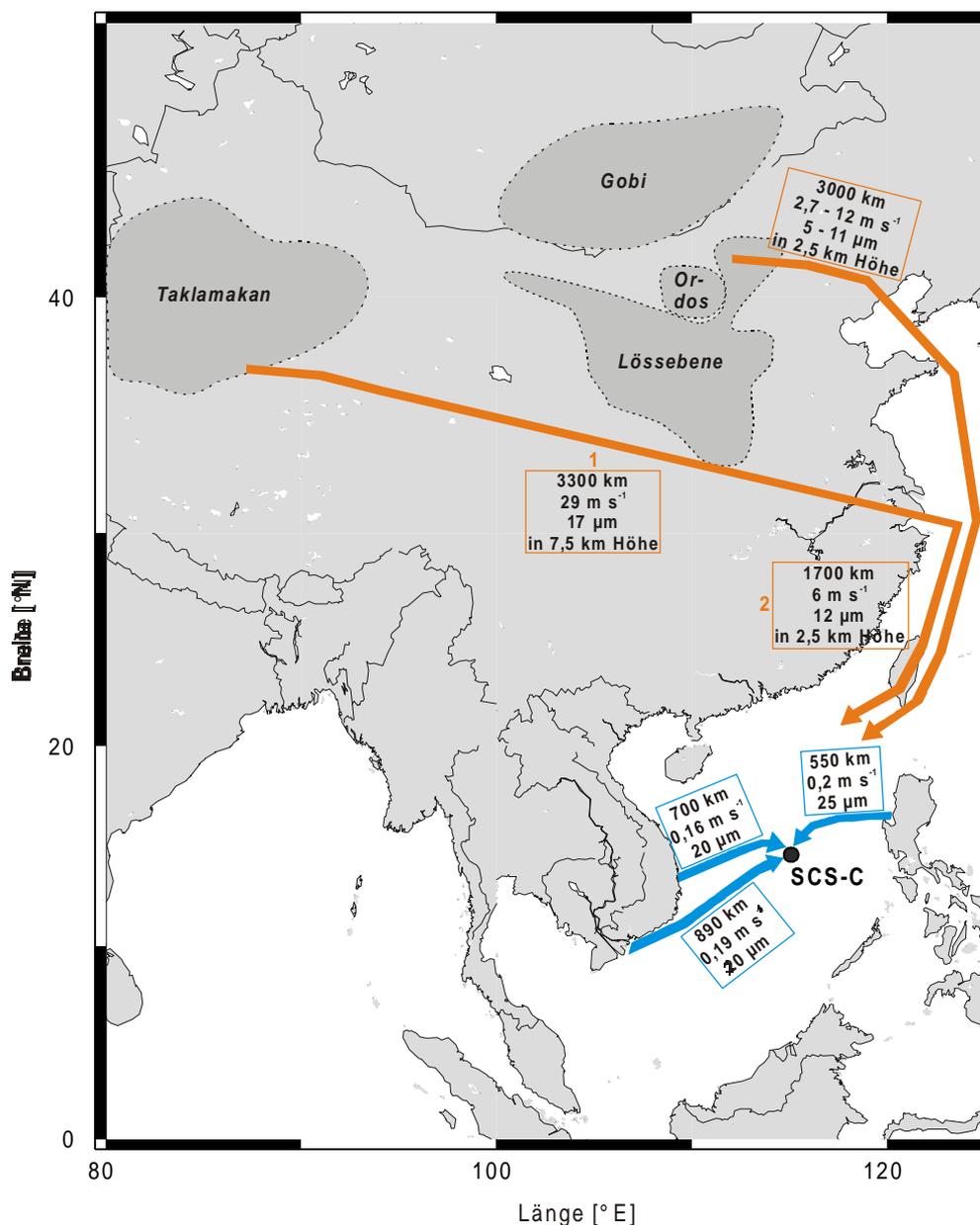


Abb.42: Transportpfade des lithogenen äolischen (rot) und des fluviatilen Materials (blau) von den Quellenregionen in das zentrale Südchinesische Meer. Angegeben sind die Transportstrecke, - geschwindigkeit und -höhe (äolisches Material) sowie die nach dem Gesetz von Stokes maximal transportierten Korngrößen (weitere Erläuterungen siehe Kap.6.2.2.1 und Kap.6.2.2.2).

Ebenso wie für die Sinkstoffraten, sind auch im Bezug auf die Korngrößen keine saisonalen Signale der fluviatilen Einträge der Quellenregionen in den Sinkstoffen im zentralen SCS zu erwarten, denn wie die folgenden Ausführungen zeigen, trifft der in Kap.6.1 dargelegte intensive Fraktionierungsprozeß (Abb.34) sowohl für die fluviatilen Einträge des asiatischen Festlandes als auch des Maritimen Kontinents zu: Bei einer angenommenen Dichte von  $2.7 \text{ g cm}^{-3}$  für die lithogenen Sinkstoffe (siehe Kap.4.3) und einer im Sommer nach Nordosten gerichteten Oberflächenströmung im SCS (Abb.7), die Material der vietnamesischen Flüsse in Richtung der zentralen Fallenstation verdriftet, beträgt die maximale Korngröße in den Sinkstoffen in 1200 m bei einem Transportweg von 890 km vom Mekong bzw. 700 km von

der ostvietnamesischen Küste und Transportgeschwindigkeiten von  $19 \text{ cm s}^{-1}$  bzw.  $16 \text{ cm s}^{-1}$  nach dem Gesetz von Stokes einheitlich etwa  $20 \mu\text{m}$  (Abb.42). Die Transportdauer beläuft sich auf 51 bis 54 Tage. Im Winter, wo durch nach Osten bzw. Südosten gerichtete Strömungen fluviatiles Material der Philippinen in den zentralen Teil des SCS transportiert wird (Abb.7), beträgt die durchschnittliche Meeresoberflächenströmungsgeschwindigkeit  $20 \text{ cm s}^{-1}$ , was bei einer Entfernung von 550 km zu einer Transportdauer von 32 Tagen und einer maximalen Korngröße von  $25 \mu\text{m}$  in den Sinkstoffen in 1200 m führt (Abb.42). Da in die Berechnung die Oberflächenströmungsdaten einfließen, mit der Tiefe jedoch eine Verringerung der Strömungsgeschwindigkeit einhergeht (SHAW, 1991), stellen die errechneten Korngrößen maximale Werte dar. In einzelnen Jahren ist infolge intensiverer Hauptmonsunphasen sowie durch Turbulenzen in der Wassersäule eine abnehmende Sinkgeschwindigkeit, bzw. durch einen Anstieg der Strömungsgeschwindigkeit eine Vergrößerung des fluviatilen Anteils in den lithogenen Sinkstoffen möglich, so daß in den Sinkstoffen maximale Korngrößen von bis zu  $40 \mu\text{m}$  auftreten (siehe dazu auch Kap.6.2.2.2). Aufgrund des Fehlens von Strömungsdaten der Jahre 1990 bis 1995 ist eine Berechnung der maximalen Korngröße für den Beprobungszeitraum leider nicht möglich.

Obwohl sich die saisonalen Schwankungen der fluviatilen Zufuhren der Quellenregionen nicht in den Variabilitäten der lithogenen Sinkstoffraten widerspiegeln und das fluviatile Material beider Quellenregionen durch den Fraktionierungsprozeß die gleichen maximalen Korngrößen im zentralen SCS aufweist, zeigen die regelmäßig auftretenden  $EF_{\text{Amphibol}}^{\text{Illit}}$ -Werte von deutlich über 10 (Abb.36 und Abb.37) während des Spätsommers die Bedeutung des fluviatilen Materials des asiatischen Festlandes für die mineralogische Zusammensetzung der Sinkstoffe zu diesem Zeitpunkt. Als Beispiel für den Zusammenhang zwischen fluviatilen Einträgen des asiatischen Festlandes und dem mineralogischen Charakter der Sinkstoffe im Spätsommer wird das Jahr 1994 herangezogen. Diese Phase zeichnete sich durch intensivierte Niederschläge von Mai bis Juli 1994 aus, wobei sich die Gebiete positiver Niederschlagsanomalien in einem Band vom Südosten des SCS bis in den südlichen Teil Chinas erstrecken, nach Westen bildet die Küste Vietnams eine Grenze (Abb.43). Mit den positiven Niederschlagsanomalien in den Einzugsgebieten sind während des Sommermonsuns 1994 verstärkte Abflußraten der südchinesischen Flüsse zu erwarten. Darüber hinaus zeigt der Mekong, trotz negativer Niederschlagsanomalien über Südvietnam (Abb.43), einen Anstieg der Suspensionkonzentration von  $273 \text{ mg l}^{-1}$  gegenüber durchschnittlich  $196 \text{ mg l}^{-1}$  an (GRDC, 1996; Abb.44). Das heißt, die fluviatilen Einträge der gesamten Quellenregion des asiatischen Festlandes stiegen während des Spätsommers 1994 an, wodurch sich deren Anteil

am suspendierten Material im SCS verstärkte. Tatsächlich zeigt sich durch Faktor 1-Werte von über 0.6 während dieses Zeitraumes die stärkste Angleichung der Sinkstoffe an den mineralogischen Charakter des asiatischen Festlandes (Abb.44).

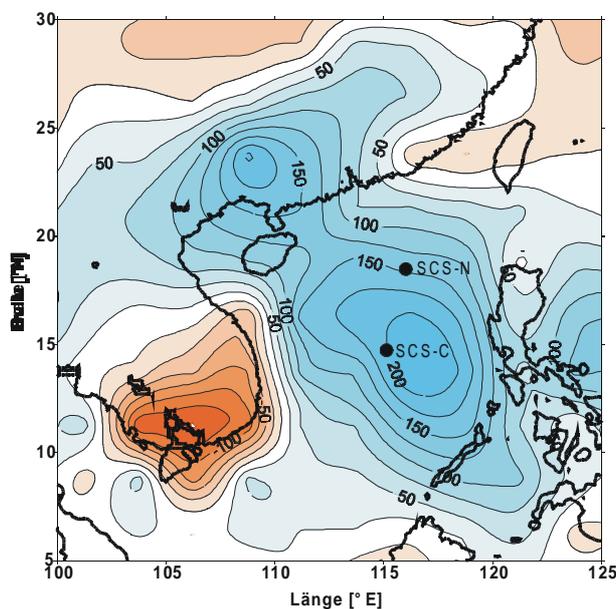


Abb.43: Niederschlagsanomalieverteilung des Zeitraumes Mai bis Juli 1994 (in mm) (Daten aus NOAA-NCEP-CPC-CAMS\_OPI, 1999).

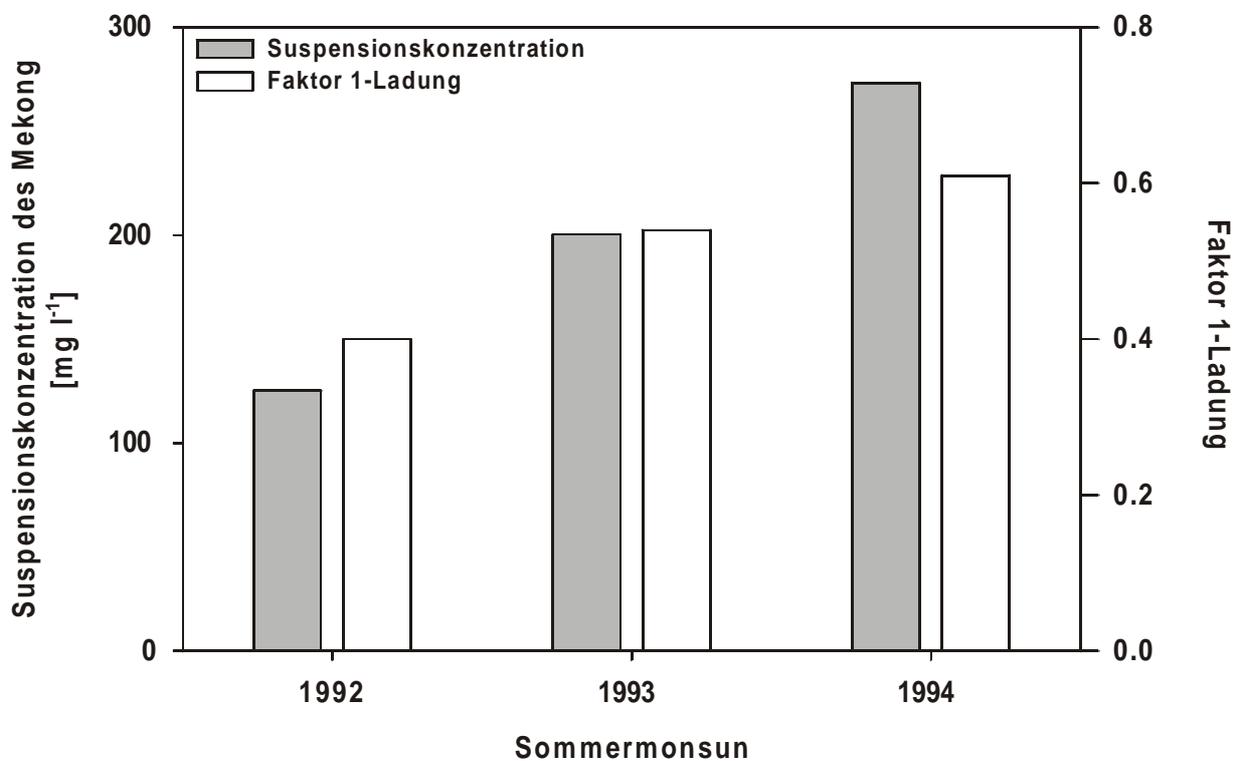


Abb.44: Ladungen des aus der Faktoranalyse ermittelten (siehe Kap.4.4.5 und Tab.9) und als asiatisches Festland identifizierten Faktors 1 (siehe Kap.6.1) und der Suspensionskonzentration des Mekong (GRDC, 1996) für die Sommermonsunphasen des Beprobungszeitraumes (Tab.5).

Die vorwiegend nach Westen bzw. Südwesten gerichteten Strömungen bevorzugen während der Wintermonate den Transport fluviatiler Einträge aus nordöstlicher bzw. östlicher Richtung in das zentrale SCS (Abb.7). Da während dieses Zeitraumes die Einträge der philippinischen Flüsse die Zufuhr Taiwans und Chinas übersteigen (Abb.40), zudem eine vorzeitige Ablagerung des überwiegenden Anteils der Einträge vom chinesischen Festland auf den Schelfgebieten und ein nach Südwesten gerichteter Transport der Mekongsuspension erfolgt (Abb.41), ist zu erwarten, daß die lithogenen Sinkstoffe im Winter eher die Charakteristik der fluviatilen Einträge des Maritimen Kontinents widerspiegeln. Die Faktor 1-Ladungen und die  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte der Sinkstoffe zeigen dies jedoch nicht (Abb.35 und 36), vielmehr sind die Sinkstoffe des zentralen und nördlichen SCS während des Winter durch hohe  $EF_{\text{AmphibolIllit}}$ -Werte gekennzeichnet (Abb.37). Da sich die mineralogische Zusammensetzung der Sinkstoffe nicht von einer Dominanz der fluviatilen Einträge des asiatischen Festlandes ableiten läßt, muß sie auf die Zufuhr einer anderen mineralogisch ähnlichen Quelle zurückgeführt werden. Ein Vergleich der in Tab.8 bzw. Abb.32 aufgeführten potentiellen Quellen zeigt, daß hierfür nur äolisches Material aus den Löß- und Wüstengebieten Zentralasiens verantwortlich sein kann.

### 6.2.2.2 Äolische Zufuhr

#### *Menge*

Für die Ablagerung äolischen Materials sind sogenannte Trocken-Depositions-Effekte maßgeblich (ARIMOTO et al., 1989), zu deren Mengenermittlung folgende Formel herangezogen wurde (DUCE et al., 1991):

$$F_p = C_{pa} \times V_d \quad (1)$$

$C_{pa}$  = atmosphärische Partikelkonzentration

$V_d$  = Trockendepositionsgeschwindigkeit

Die exakte Bestimmung der Trockendepositionsgeschwindigkeit ( $V_d$ ) ist problematisch und variiert bei verschiedenen Autoren stark. In Modellrechnungen werden für Korngrößen zwischen 0.5 und 5  $\mu\text{m}$  über dem offenen Ozean Werte von 0.3 bis 3  $\text{cm s}^{-1}$  angesetzt (DUCE et al., 1991). Für die quellenfernen Areale des Nordpazifiks, wo sich die Korngröße des äolischen Materials mit einem Median von 2.5  $\mu\text{m}$  (Abb.3 in REA, 1994) im Gleichgewicht mit den Transportwinden befindet, werden durch DUCE et al. (1991) 0.4  $\text{cm s}^{-1}$  bzw. im Bereich des Enewetak-Atolls durch ARIMOTO et al. (1985) 0.41  $\text{cm s}^{-1}$  angegeben. Da im

Gebiet des SCS während des Sommers und Herbstes keine unmittelbare Beeinflussung durch eine bestimmte äolische Quelle stattfindet, zeigen die Werte der optischen Tiefe in diesem Zeitraum einen deutlichen Abfall gegenüber dem Winter und Frühjahr (Abb.45), so daß die Staubkonzentration der Luft im Sommer und Herbst einer Art globalem Hintergrundsignal entspricht. Dieses Hintergrundsignal findet sich auch in den quellfernen Gebieten des offenen Ozeans, so daß für das SCS in dieser Phase Depositionsgeschwindigkeiten von  $0.4 \text{ cm s}^{-1}$  angesetzt werden konnten. Wie durch GAO et al. (1997) gezeigt, steigen während der Hauptstaubphase im Frühjahr die Depositionsgeschwindigkeiten im Bereich des Ostchinesischen Meeres aber auch in Südchina (Xiamen) an und betragen in Abhängigkeit von der Korngröße zwischen  $1.4 - 1.9 \text{ cm s}^{-1}$ . Da das SCS im Winter und Frühjahr ebenfalls unter dem Einfluß der Staubeinträge des asiatischen Festlandes steht (Abb.45) und mit zunehmender Entfernung zur Quelle eine Verfeinerung des Staubes einhergeht (DUCE et al., 1991), wird zur Berechnung der Trockendepositionsmenge während dieses Zeitraumes ein Depositionsgeschwindigkeitswert von  $1.4 \text{ cm s}^{-1}$  verwendet.

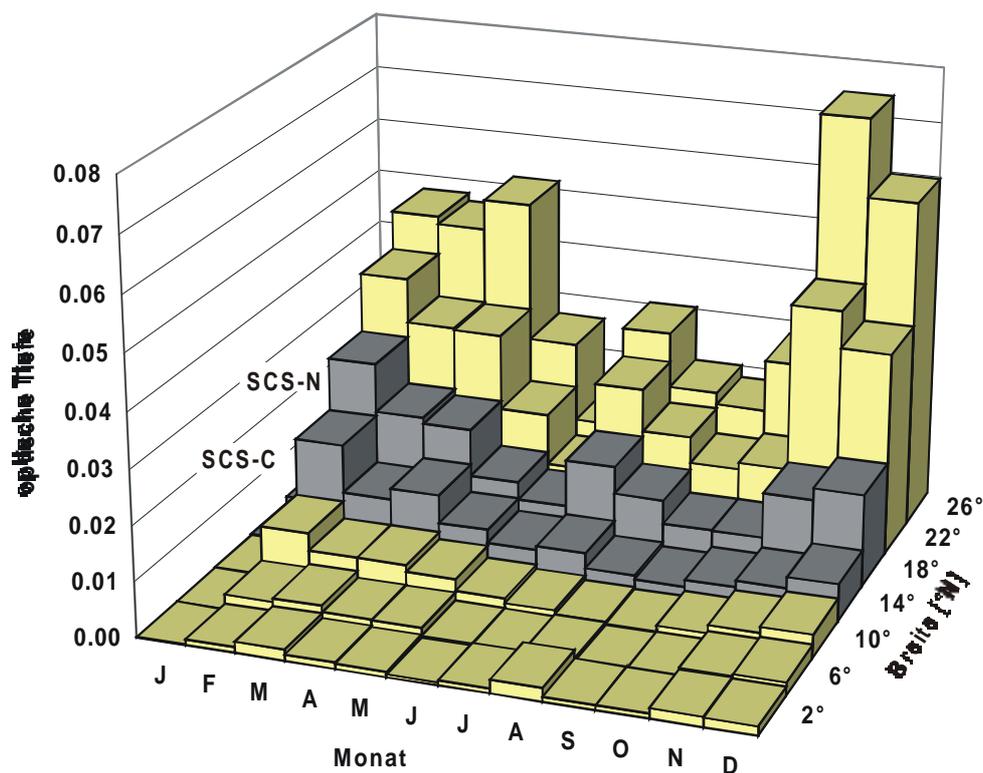


Abb.45: Zeitlicher Verlauf der optischen Tiefe (dimensionslos) bei  $115^\circ\text{E}$  für den Bereich  $2^\circ\text{N}$  bis  $26^\circ\text{N}$  (Daten aus TEGEN & FUNG, 1999). Die den Fallstationen des nördlichen (SCS-N) und des zentralen Südchinesischen Meeres (SCS-C) nächstgelegenen Breitengrade  $18^\circ\text{N}$  bzw.  $14^\circ\text{N}$  sind farblich hervorgehoben.

Neben der Trockendeposition spielt für das äolische Material auch die Naßdeposition eine große Rolle, wobei die Berechnung der Naßdepositionsmenge ( $F_w$ ) mit Hilfe der nachstehenden Formel erfolgte (DUCE et al., 1991):

$$F_w = P \times S \times C_{pa} \times \rho^{-1} \quad (2)$$

$P$  = Niederschlagsmenge

$S$  = Scavengingfaktor

$C_{pa}$  = atmosphärische Partikelkonzentration

$\rho$  = Dichte der Luft

Der Scavengingfaktor gibt das Verhältnis aus Partikelkonzentration in den niedergehenden Wassertropfen zur Partikelkonzentration in der Luft wider und wird auch als Auswaschungsfaktor bezeichnet (DUCE et al., 1991). Faktoren, die den Scavengingfaktor beeinflussen, sind: Korngröße des Staubes, physikalische und chemische Beschaffenheit der äolischen Partikel, vertikale Staubverteilung, Wassertropfengröße und Temperatur. Aufgrund der Komplexität durch die Vielzahl der Einflußgrößen ist keine befriedigende theoretische Vorhersage des Scavengingfaktors möglich, so daß die Bestimmung zumeist empirisch durch einen Vergleich der Partikelkonzentration in aufgefangenen Regentropfen mit der Staubkonzentration der Luft in Bodennähe erfolgt. Die durch diese Methode ermittelten Scavengingfaktorwerte liegen überwiegend in einem Bereich von 500 – 2000 (DUCE et al., 1991; GAO et al., 1997). UEMATSU et al. (1985) bestimmten für den durch den asiatischen Staubfächer beeinflussten Bereich des Nordpazifiks einen Wert von 1000, der von GAO et al. (1997) zur Berechnung von Naßdepositionsmengen im Ostchinesischen Meer und in Südchina herangezogen wurde und daher für das SCS übernommen wird.

Zur Berechnung der Depositionsraten im SCS werden folgende Annahmen getroffen:

1. Für die Hauptstaubphase des Winters und Frühjahrs gilt:

$$C_{pa} = 2.1 \mu\text{g m}^{-3} \text{ (PROSPERO, 1979 im April 1975 gemessen)}$$

$$V_d = 1.4 \text{ cm s}^{-1} \text{ (GAO et al., 1997)}$$

$$P = 171 \text{ mm (20jähriger Durchschnittswert an der zentralen Fallenstation)}$$

$$S = 1000 \text{ (DUCE et al., 1991; GAO et al., 1997)}$$

$$\rho = 1.2 \text{ kg m}^{-3}$$

2. Für die Niedrigstaubphase im Sommer und Herbst gilt:

$$C_{pa} = 0.165 \mu\text{g m}^{-3} \text{ (ASTON, 1973 im August 1971 gemessen)}$$

$$V_d = 0.4 \text{ cm s}^{-1} \text{ (DUCE et al., 1991; ARIMOTO et al., 1989)}$$

$$P = 2035 \text{ mm (20jähriger Durchschnittswert an der zentralen Fallenstation)}$$

$$S = 1000 \text{ (DUCE et al., 1991; GAO et al., 1997)}$$

$$\rho = 1.2 \text{ kg m}^{-3}$$

Aus (1) und (2) ergibt sich eine äolische Depositionsrates für Dezember bis April von  $F_{d+w} = 0.14 \text{ g m}^{-2} \text{ mo}^{-1}$  bzw. von  $F_{d+w} = 0.046 \text{ g m}^{-2} \text{ mo}^{-1}$  für Mai bis November (Tab.12). Aus diesen Daten resultiert für den Bereich des SCS ein Eintrag äolischen Materials von ca.  $1 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ . Dieser Wert liegt im Bereich der Depositionsrates von  $0.3$  bis  $0.6 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  für Korngrößen  $< 10 \mu\text{m}$  im zentralen und nördlichen Bereich des SCS, die durch TEGEN & FUNG (1999) aus ihrem globalen Modell zur optischen Tiefe abgeleitet wurden (Abb.46; TEGEN & FUNG, 1994, 1995 & 1999). Die Berechnungen dieser Arbeit sowie die Daten von TEGEN & FUNG (1999) liegen damit deutlich unter den von GAO et al. (1997) ermittelten  $10 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  für den offshore-Bereich des SCS (Abb.46). Der Bestimmung der äolischen Depositionsrates durch GAO et al. (1997) liegen zwei Messungen aus dem südlichen Ostchinesischen Meer sowie Staubkonzentrationswerte der Städte Hong Kong und Kenting (Taiwan) zu Grunde. Saisonale Verteilungskarten der optischen Tiefe (TEGEN & FUNG, 1994, 1995 & 1999) zeigen zum Zeitpunkt der größten Aerosolgehalte im Frühjahr gerade zwischen den Gebieten nördlich (Ostchinesisches Meer) und südlich  $20^\circ \text{ N}$  (Südchinesisches Meer) einen starken Gradienten, so daß die Übertragung der Depositionsrates aus dem Ostchinesischen Meer und der Staubkonzentrationswerte Südchinas zu einer Überschätzung der äolischen Depositionsrates durch GAO et al. (1997) im SCS führt. Dies zeigt sowohl ein Vergleich der aus den Depositionsrates von GAO et al. (1997) ermittelten Staubkonzentrationsen von  $10.5$  und  $7.3 \mu\text{g m}^{-3}$  mit den gemessenen Werten von  $2.1 \mu\text{g m}^{-3}$  durch PROSPERO (1979) bzw.  $0.17 \mu\text{g m}^{-3}$  durch ASTON (1973) als auch die Tatsache, daß die lithogene Akkumulationsrate in  $1200 \text{ m}$  an der Fallenstation lediglich  $6.3 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  beträgt. Selbst unter der Annahme, daß keine fluviatilen Beiträge zur Sedimentation des lithogenen Materials erfolgen, wären die von GAO et al. (1997) errechneten äolischen Einträge von  $10 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  fast doppelt so hoch, bzw. würden  $75 \%$  des akkumulierten lithogenen Materials ( $14.9 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  in  $1000 \text{ m}$ ) im Bereich der nördlichen Fallenstation ausmachen.

Lokalität	Staubgehalt der Luft	Niederschlag	Vd	Fd	Fw	Fd+w	Deperate
	[ $\mu\text{g m}^{-3}$ ]	[ $\text{mm mo}^{-1}$ ]	[ $\text{cm s}^{-1}$ ]	[ $\text{g m}^{-2} \text{mo}^{-1}$ ]	[ $\text{g m}^{-2} \text{mo}^{-1}$ ]	[ $\text{g m}^{-2} \text{mo}^{-1}$ ]	[ $\text{g m}^{-2} \text{y}^{-1}$ ]
Boutou	360	23	3.4	32	6.9	39	468
Lanzhou	390	18	3.4	35	5.9	41	492
Xian	140	49.5	4.9	19	6	25	300
Beijing	137	25.9	3.6	15	3.3	18	216
Quingdao	35.7	37.5	2.1	1.9	1.1	3	36
Xiamen	21.4	151	1.4	1.1	2.5	3.6	43.2
Hong Kong	12	96	1.34	0.42	0.96	1.4	16.8
Kenting	4.8	95	1.34	0.17	0.38	0.55	6.6
Ostchinesisches Meer	27.1	65.4	1.9	1.3	1.4	2.7	32.4
Südchinesisches Meer	4.58	117	1.4	0.34	0.45	0.48/0.79	10
SCS-C							
Zeitraum	Staubgehalt der Luft	Niederschlag	Vd	Fd	Fw	Fd+w	Deperate
	[ $\mu\text{g m}^{-3}$ ]	[ $\text{mm mo}^{-1}$ ]	[ $\text{cm s}^{-1}$ ]	[ $\text{g m}^{-2} \text{mo}^{-1}$ ]	[ $\text{g m}^{-2} \text{mo}^{-1}$ ]	[ $\text{g m}^{-2} \text{mo}^{-1}$ ]	[ $\text{g m}^{-2}$ ]
Dezember-April	2.1	34.3	1.4	0.08	0.06	0.14	0.7
Mai-November	0.17	290.7	0.4	0.006	0.04	0.046	0.32

Tab.12: Monatliche Staubkonzentrationen, Niederschlagsraten, Trockendepositionsgeschwindigkeiten (Vd), sowie Naß- (Fw) und Trockendepositionsraten (Fd) einzelner Städte im Einflußbereich des ostasiatischen Staubbäckers (GAO ET AL., 1997) sowie für die staubreiche (Dezember - April) und staubarme (Mai - November) Saison im Bereich des zentralen Südchinesischen Meeres (SCS-C) (Berechnung siehe Kap.6.2.2.1 und Kap. 6.2.2.2; Daten der Staubkonzentration im Bereich des SCS-C aus ASTON, 1973 und PROSPERO, 1979; Niederschlagsdaten siehe Kap.4.5).

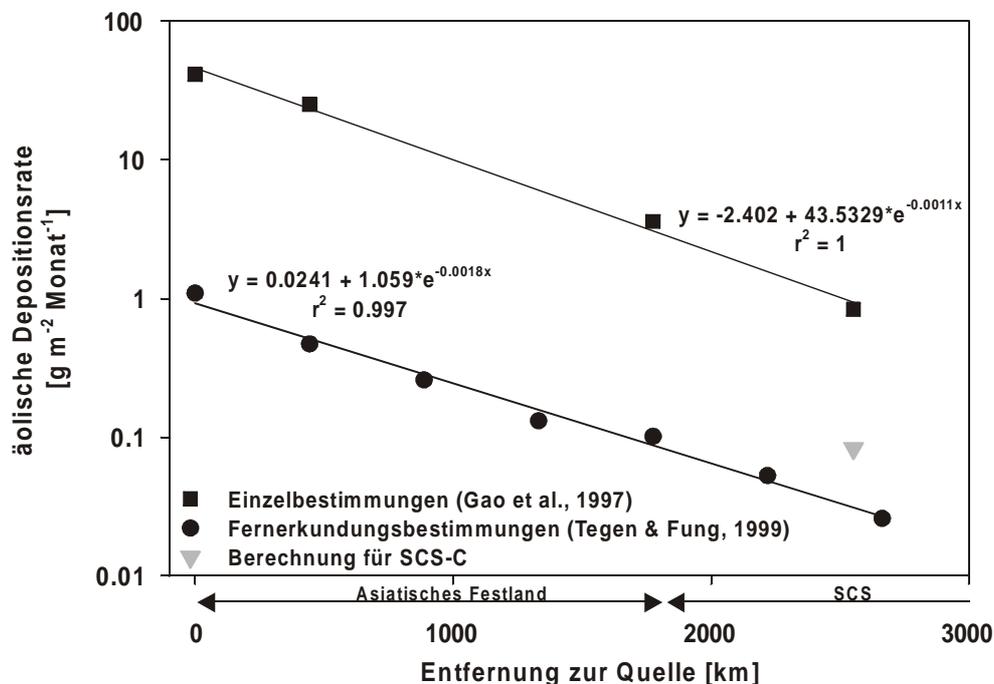


Abb.46: Exponentielle Abnahme der durchschnittlichen monatlichen äolischen Depositionsraten mit der Entfernung von den Quellengebieten des asiatischen Festlandes bis zur Sedimentfallenstation im zentralen Südchinesischen Meer. Gezeigt sind Einzelbestimmungen von GAO et al. (1997), aus der Modellierung der optischen Tiefe abgeleitete Daten von TEGEN & FUNG (1999) sowie ein aus Berechnungen dieser Arbeit hervorgegangener Wert an der Sedimentfallenstation des zentralen Südchinesischen Meeres.

TSUNOGAI et al. (1985) zeigten für den nördlichen Westpazifik entlang der Haupttransportrichtung eine exponentielle Abnahme der Staubkonzentrationen von der Küste in Richtung offener Ozean, wobei nach 2000 km nur noch 10 % der küstennahen Staubkonzentrationen erreicht werden. Ähnlich drastische Abnahmen sind auch für die Depositionsraten quer zur Haupttransportrichtung des ostasiatischen Staubfächers zu verzeichnen (Tab.12). Sowohl die aus Fernerkundungsdaten abgeleiteten Depositionsraten (TEGEN & FUNG, 1999) als auch Einzelberechnungen (GAO et al., 1997) offenbaren von der Quelle bis in den zentralen Teil des SCS eine exponentielle Abnahme der Depositionsraten (Abb.46). So tritt eine Reduktion von 85 % von Zentralchina (Xian,  $300 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) bis Südchina (Xiamen,  $43.2 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) auf. Im marinen Bereich erfolgt eine nochmalige Abnahme der Depositionsraten von 95 bzw. 85 %, denn treten an der Nordküste des SCS noch Werte von  $16.8 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Hong Kong) bzw.  $6.6 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  (Taiwan) auf (GAO et al., 1997), sind im zentralen SCS lediglich  $1 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  errechnet worden (s.o.). Insgesamt beträgt die Depositionsrate im zentralen SCS nur noch 0.2 % der Depositionsraten in den Quellengebieten der äolischen Fracht (Boutou, Lanzhou,  $480 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ).

Aus den Berechnungen dieser Arbeit ergibt sich ein Anteil der Naßdepositionsrate an der Gesamtdepositionsrate von ca. 42 % im Winter und 86 % im Sommer sowie ein daraus resultierender Anteil von 53 % auf Jahresbasis (Tab.12). Diese Werte weisen eine sehr gute Übereinstimmung mit Daten aus dem Ostchinesischen Meer auf (52 %), liegen aber deutlich unter den ermittelten Naßdepositionsanteilen von 70 % für Küstenstädte des SCS (GAO et al., 1997) und anderer Gebiete im Einzugsbereich des ostasiatischen Staubfächers. So zeigen Untersuchungen von DUCE et al. (1980) auf dem Enewetak-Atoll im Nordpazifik ( $10^{\circ}\text{N}$ ,  $160^{\circ}\text{E}$ ) mit 73 % sowie von UEMATSU et al. (1985) für die Stationen des SADS-Projektes (SEAREX Asian Dust Study) mit 75 –85 % noch höhere Anteile der Naßdeposition. Die Diskrepanz zwischen dem Anteil der Naßdeposition im Bereich des SCS, der aus den Berechnungen dieser Arbeit hervorgeht, zu dem Wert von GAO et al. (1997) ist vermutlich auf methodische Ursachen zurückzuführen. GAO et al. (1997) benutzen bei der Berechnung Staubkonzentrationswerte des Frühjahrs, die dann auf das ganze Jahr übertragen und gemittelt wurden. Darüber hinaus wurde ein durchschnittlicher monatlicher Niederschlagswert zur Kalkulation hinzugezogen, der wiederum durch die Durchschnittsberechnung der monatlichen Niederschlagswerte des gesamten Jahres erstellt wurde. Diese Berechnung geht daher von saisonunabhängigen Niederschlägen und Staubkonzentrationen aus. Dies ist jedoch nicht der Fall, denn Niederschlagsmenge und Staubkonzentration sind saisonalen Schwankungen unterworfen und verhalten sich entgegengesetzt, wobei die höchsten Niederschlagswerte im

Sommer auftreten (Kap.3.2). Daraus resultiert, daß während des Winters Trockendepositionseffekte, im Sommer hingegen Naßdepositionseffekte dominieren, wobei im Winter und Frühjahr ca. 70 % der Gesamtmenge eingetragen werden (Tab.12). Wendet man die Vorgehensweise von GAO et al. (1997) auf die in dieser Arbeit benutzten Daten (Staubkonzentrationen, Sinkgeschwindigkeiten, etc.) an, ergäbe sich ein Naßdepositionsanteil von 79 %, der in dem Bereich von den Werten von GAO et al. (1997) liegt (70 %).

### ***Saisonalität***

Bei der Berechnung der äolischen Depositionsraten wurde zwischen einer staubreichen Phase von Dezember bis April sowie einer staubarmen Phase von Mai bis November unterschieden. Schätzungen zufolge werden ca. 85 % der jährlichen Staubmengen in den ostasiatischen Quellengebieten im Winter und Frühjahr mobilisiert und anschließend nach Osten in Richtung Westpazifik transportiert (ARAO & ISHIZAKA, 1986; CHEN & CHEN, 1987). GAO et al. (1992b) beziffern den Anteil des transportierten Materials im April mit 26 % bzw. 34 % für den Zeitraum März bis Mai. Diese Saisonalität wird nicht nur auf dem Festland sondern auch im Ostchinesischen und Japanischen Meer, welche sich in der Haupttransportrichtung des äolischen Materials befinden sowie in weit entfernten Regionen des offenen Ozeans beobachtet (ARAO & ISHIZAKA, 1986; DUCE et al., 1980). Als Folge des verstärkten Transportes äolischen Materials im Winter und vor allem im Frühjahr erfährt der ostasiatische Staubbüschel zu dieser Zeit seine größte Ausdehnung. Auswirkungen werden auch bis in den Bereich Südchinas festgestellt, so ergaben Sichtweitenmessungen in Hong Kong, daß im Frühjahr nur an ca. 20 % der Tage Sichtweiten von über 17 km auftreten, wohingegen der Anteil im Sommer mehr als 50 % beträgt (FLORES & BALAGOT, 1969). Aus globalen Fernerkundungsdaten und Staubkonzentrationsmessungen erstellten TEGEN & FUNG (1994, 1995 & 1999) ein Modell der Staubdepositionsraten bzw. der optischen Tiefe. Die optische Tiefe der mineralischen Aersole ist im Bereich des SCS durch einen Anstieg der Werte von November bis April gekennzeichnet (Abb.45). An den Sedimentfallenstationen tritt bei SCS-C das Maximum der optischen Tiefe von Januar bis März, bei SCS-N von November bis März in Erscheinung (Abb.45), wobei im nördlichen SCS durch einen Anstieg der Werte der optischen Tiefe ein höherer Staubgehalt in der Atmosphäre indiziert wird. Zeitgleich vollzieht sich der winterliche Anstieg der  $EF_{\text{Amphibol/Ilit}}$ -Werte auf über 40 bzw. 20 in den Sinkstoffen des nördlichen und zentralen SCS (Abb.37). Es ist zu klären, welche Regionen des asiatischen Festlandes als Quellengebiete des äolischen Materials fungieren können, bzw. auf welchem Weg das äolische Material von der Mobilisation bis in den Bereich des SCS gelangen kann.

Durch statistische Bearbeitung von Staubsturmberichten wurden drei wesentliche Quellengebiete des äolischen Materials in Ostasien identifiziert (GAO et al. 1992b; CHEN & CHEN, 1987; siehe auch Abb.5). Die erste Quelle liegt nordöstlich des Hochplateaus von Tibet und umfaßt die Wüste Ordos und die Lößgebiete Chinas; Die zweite Quellenregion wird durch die zentralasiatischen Wüstengebiete Taklamakans und Kumutage repräsentiert, die dritte Quelle schließt die Wüsten Nordchinas, der Mongolei (Gobi) und Rußlands ein. Das dem zentralen Südchinesischen Meer nächstgelegene Gebiet, das GAO et al. (1992b) hinsichtlich des Einflusses der Quellen untersuchten, erstreckt sich in einem Streifen entlang der Ost- bzw. Südostküste Chinas über Taiwan bis in das nordöstliche SCS (WMO Region 46). Dieser Region wird zu etwa gleichen Teilen äolisches Material der Quellenregion nordöstlich des Tibet-Plateaus und der Wüstengebiete Zentralasiens zugeführt, Stäube aus Nordchina, der Mongolei und Südrußland spielen nur eine untergeordnete Rolle. Es gibt Hinweise darauf, daß die mobilisierten Stäube der verschiedenen Quellenregionen in unterschiedlichen Luftschichten transportiert werden. So werden die Aerosole, die aus der Taklamakanwüste stammen, in einer Höhe von 4 bis 8 km verfrachtet, während Aerosole der Wüste Ordos sowie der Lößgebiete in 2 km Höhe transportiert werden (IWASAKA et al., 1983; LIU, 1985). Abb.47 zeigt die regionale Verteilung der optischen Tiefe in Ostasien für den Februar (= hohe Staubkonzentration) und für September (= niedrige Staubkonzentration) über dem SCS (Abb.45). Es zeigt sich, daß zu beiden Zeitpunkten das Areal zwischen 40 und 50°N sowie westlich 110°E, was den Wüstenarealen Gobi und Ordos sowie den chinesischen Lößgebieten entspricht, die höchsten Werte der optischen Tiefe aufweist. Um den Transportweg des äolischen Materials von den Quellenregionen in das SCS nachvollziehen zu können, sind neben den Daten der optischen Tiefe auch die Zirkulationsmuster der atmosphärischen Schichten dargestellt, die für den Transport von Aerosolen aus den Quellengebieten als bedeutend erkannt wurden (IWASAKA et al., 1983; LIU, 1985). Im September ist in einer Höhe von 400 hPa, was der obersten Transportschicht (7.5 km) des äolischen Materials entspricht, nördlich von 25°N eine nach Osten gerichtete Luftströmung über dem asiatischen Kontinent zu erkennen, die einen Transport staubreicher Luftmassen aus den nordchinesischen Wüstengebieten sowie den südlich davon gelegenen Lößablagerungen Zentralchinas in Richtung SCS nicht zuläßt. Vielmehr werden dem SCS als Teil einer Westwindzone, die sich südlich 25 °N vom Westpazifik bis in den Indischen Ozean erstreckt, Luftmassen mit geringen Staubgehalten aus dem Westpazifik zugeführt. In der zweiten bedeutenden Transportschicht (0.5 – 2.5 km), die in Abb.47 durch das Zirkulationsmuster bei 925 hPa repräsentiert wird, ist das monsunale Klimageschehen voll wirksam (siehe auch

Abb.6). Über dem südlichen SCS herrschen im September noch Sommermonsunbedingungen vor, im Norden deutet sich der Umschwung zum Wintermonsun bereits an. Betrachtet man das großräumige Zirkulationsmuster, erscheint ein signifikanter Transport äolischen Materials in das SCS auch in dieser Höhe unwahrscheinlich. Einerseits erfolgt die Verfrachtung von Stäuben der Lößgebiete zunächst nach Norden und anschließend mit den mineralischen Aerosolen der Wüstengebiete Nordchinas ( $40^{\circ}\text{N} - 50^{\circ}\text{N}$ ) in östliche Richtung, zum anderen entstammen die Luftmassen, die in den Bereich des SCS eindringen, den südlich der Staubfahne gelegenen westpazifischen Regionen bzw. dem äquatorialen Bereich südlich des SCS. Sowohl der Westpazifik als auch der äquatoriale Bereich ist durch geringe Werte der optischen Tiefe, d.h. geringe Staubkonzentrationen gekennzeichnet. Weiterhin wird die Zufuhr äolischen Materials des asiatischen Festlandes in das SCS durch die von Mai bis September nördlich des SCS gelegene Intertropische Konvergenzzone (ITCZ; FLORES & BALAGOT, 1969) beschränkt. Durch Beobachtungen aus dem pazifischen Bereich sowie aus Nordafrika ist bekannt, daß ein Transport äolischen Materials über die ITCZ hinweg durch die starken Niederschläge in dieser Zone limitiert wird (KOOPMANN, 1979; ARIMOTO et al., 1989).

Im Februar sind in einer Höhe von 400 hPa zwei Bereiche unterschiedlicher Windrichtungen erkennbar (Abb.47). Nördlich einer Linie bei  $12.5^{\circ}\text{N}$  herrschen nach Osten gerichtete Winde vor, während südlich dieser Grenze die Luftmassen nach Westen transportiert werden. Im Gegensatz zum September, wo diese Luftmassengrenze bei  $25^{\circ}\text{N}$  liegt, kann im Februar in 400 hPa äolisches Material von den zentralasiatischen Wüstengebiete (Taklamkan) ( $35^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}\text{E}$ ) mit den Luftströmungen in die Region des Ostchinesischen Meeres gelangen (Abb.47). Wenn es durch Sinkvorgänge in untere, monsunbeeinflusste Luftschichten (925 hPa) eindringt, erfolgt eine Zufuhr mit nordöstlichen Winden in das SCS (Abb.47). Südlich  $12.5^{\circ}\text{N}$  ist zu diesem Zeitpunkt mit keiner nennenswerten Zufuhr äolischen Materials zu rechnen, da staubarme Luftmassen aus dem westpazifischen Raum herangeführt werden (Abb.47). Ferner zeigt sich in einer Höhe von 925 hPa im Februar der typische, nach SW gerichtete Wind des Wintermonsuns (siehe auch Abb.6). Im Vergleich zum September ist eine Erhöhung der Werte der optischen Tiefe über dem SCS zu beobachten, was insbesondere durch die Verschiebung der 0.02-Isolinie deutlich wird. Ist im September die 0.02-Isolinie der optischen Tiefe überwiegend nördlich des SCS lokalisiert, verläuft sie im Februar von NE nach SW quer über das zentrale SCS (Abb.47). Da im Februar die ITCZ durch ihre Lage bei ca.  $10^{\circ}\text{S}$  (FLORES & BALAGOT, 1969) keine Barriere für den Transport äolischen Materials darstellt, kann aus dem Muster der atmosphärischen Zirkulation im Februar die Zufuhr äolischen Materials in 925 hPa-Höhe wie folgt beschrieben werden: Ausgehend von Wüsten- und

Lößgebieten Nord- und Zentralchinas, die das Areal der höchsten Werte der optischen Tiefe darstellen, erfolgt nach der Mobilisation ein Transport staubreicher Luftmassen zunächst nach Südosten in Richtung Korea und Ostchinesisches Meer. Im Anschluß dreht die Strömungsrichtung nach Südwesten ab, so daß die Aerosole küstenparallel über Taiwan dem Bereich des SCS zugeführt werden (Abb.47). Dieser Ablauf konnte auch durch FANG et al. (1999) mittels eines mesoskaligen Modells erstmals anhand eines einzelnen Staubsturmes, der am 9. Mai 1996 Hong Kong erreichte, rekonstruiert werden. Die Ergebnisse zeigen, daß die Aerosole nicht auf direktem Weg aus den Quellengebieten in das nördliche SCS gelangen, sondern bogenförmig zunächst nach Südosten über das südliche Ostchinesische Meer und die Bashi-Straße in das nördliche SCS transportiert werden. Daraus lassen sich zwei wesentliche Erkenntnisse ableiten:

1. Die Zufuhr äolischen Materials ist nicht nur von saisonalen Schwankungen des generellen atmosphärischen Zirkulationsmusters abhängig sondern erfolgt auch durch einzelne Staubsturmereignisse.
2. Anstelle eines direkten Transportweges von rund 1900 km von Wüsten- und Lößgebieten Nord- und Zentralchinas bis in das SCS muß aufgrund des bogenförmigen Transportweges von einer Transportstrecke von etwa 3000 km ausgegangen werden.

Die Korngröße eines äolischen Partikels, das im SCS zur Deposition gelangt, ist neben der Transportstrecke auch von der Transportenergie, d.h. der Windgeschwindigkeit während der staubreichen Wintermonate sowie von der Höhe, in der der Sinkvorgang beginnt, abhängig. Zur Bestimmung der maximalen Korngröße des äolischen Materials in den Sinkstoffen des SCS wurde für Partikel mit Ursprung in den Wüsten- und Lößgebieten Chinas ein Transport von 3000 km in 2.5 km Höhe angenommen. Für die durchschnittliche atmosphärische Zirkulation während des Februars beträgt die Transportdauer in das SCS ca. 14 Tage, was einer durchschnittlichen Transportgeschwindigkeit von  $2.7 \text{ m s}^{-1}$  entspricht. Unter diesen Umständen wird nach dem Gesetz von Stokes äolisches Material mit einer maximalen Korngröße von  $5 \mu\text{m}$  in das SCS verbracht (Abb.42). Während des durch FANG et al. (1999) im Mai 1996 beobachteten Staubsturmes betrug die Transportdauer des äolischen Materials dagegen nur 70 Stunden, woraus sich eine durchschnittliche Geschwindigkeit von  $12 \text{ m s}^{-1}$  ergibt. Infolge dieses Staubsturmes war es möglich, Partikel mit einer Größe von  $11 \mu\text{m}$  bis in das SCS zu transportieren (Abb.42). Die unter normalen Bedingungen deutlich geringeren Korngrößen des äolischen Materials werden vor allem durch die sehr niedrigen Windgeschwindigkeiten ( $2 \text{ m s}^{-1}$ ) über dem asiatischen Festland hervorgerufen, so benötigt

das äolische Material bis zur ostchinesischen Küste bereits 6 Tage. Während eines Staubsturmes werden die Partikel von den Löß- und Wüstengebieten Chinas innerhalb von 12 bis 24 Stunden bis in das Gebiet des Ostchinesischen Meeres verfrachtet (ING, 1972; LIU et al., 1981; RAHN et al., 1981; IWASAKA, 1983).

Ein an den Sinkstoffen im SCS beteiligtes äolisches Partikel, das in den zentralasiatischen Wüstengebieten (Taklamakan) mobilisiert wurde, muß bei 30°N, 125°E in die 925 hPa Luftschicht eingedrungen sein, um mit dem nordöstlichen Winden des Wintermonsuns das Gebiet des SCS zu erreichen (Abb.47). Die Windgeschwindigkeiten weisen entlang des Transportpfades von 30°N, 125°E bis in das SCS durchschnittlich  $5.95 \text{ m s}^{-1}$  auf, so daß die maximale Korngröße eines äolischen Partikels für diese Strecke mit  $12.3 \text{ }\mu\text{m}$  festzusetzen ist (Abb.42). Die Distanz von der Taklamkan-Wüste bis zum Eintrittspunkt in die monsunbeeinflussten Luftschichten bei 925 hPa (2500 m Höhe) beträgt 3300 km. Die vertikale Strecke, die das Partikel durchqueren muß, beläuft sich auf 5000 m, da das äolische Material des tibetanischen Hochplateaus initial in Luftschichten von 400 hPa (7.5 km Höhe) verbracht wird (IWASAKA et al., 1983; LIU, 1985). Für ein Partikel der Größe  $12.3 \text{ }\mu\text{m}$  ist nach dem Gesetz von Stokes eine Sinkgeschwindigkeit von  $1.26 \text{ cm s}^{-1}$  anzusetzen, so daß die Durchquerung von 5000 m Luftsäule in einer Zeit von 109 Stunden erfolgt. Bei Windgeschwindigkeiten von durchschnittlich  $29 \text{ m s}^{-1}$  in 400 hPa wird die Gesamtstrecke von 3300 km bereits innerhalb von 30 Stunden zurückgelegt. Das bedeutet, daß die atmosphärische Zirkulation in den Luftschichten oberhalb 925 hPa ausreichen würde, um Partikel von  $17 \text{ }\mu\text{m}$  nach 30°N, 125°E zu verfrachten (Abb.42). Aufgrund der niedrigen Windgeschwindigkeiten von  $5.95 \text{ m s}^{-1}$  in den unteren Luftschichten (925 hPa) werden die Partikel zwischen  $17 \text{ }\mu\text{m}$  und  $12.3 \text{ }\mu\text{m}$  bereits vor Erreichen des SCS sedimentiert. Die maximalen Korngrößen, die äolisch in das zentrale SCS eingetragen werden können, liegen damit in etwa im Bereich der fluviatilen maximalen Korngrößen  $20 - 25 \text{ }\mu\text{m}$  (siehe Abb.42 und Kap.6.2.2.1). Durch atmosphärische Turbulenzen können äolische Partikel in Schwebelage gehalten und lateral verdriftet werden. Dadurch wäre es möglich, gröbere äolische Partikel in den Bereich des SCS zu bringen, als es durch das Gesetz von Stokes errechnet wurde. Der gleiche Prozeß sorgt im Bereich der Haupttransportrichtung des ostasiatischen Staubfächers dafür, daß in nordpazifischen Sedimenten äolische Partikel mit einer Größe von  $75 - 200 \text{ }\mu\text{m}$  enthalten sind, obwohl bei einer Entfernung von 10000 km nur Korngrößen von  $20 \text{ }\mu\text{m}$  zu erwarten sind (BETZER et al., 1988). Es kann somit nicht abschließend geklärt werden, ob es sich bei den lithogenen Sinkstoffen des SCS mit maximaler Korngröße ( $40 \text{ }\mu\text{m}$ ) um äolische oder fluvatile Partikel handelt (siehe dazu Kap.6.2.2.1).

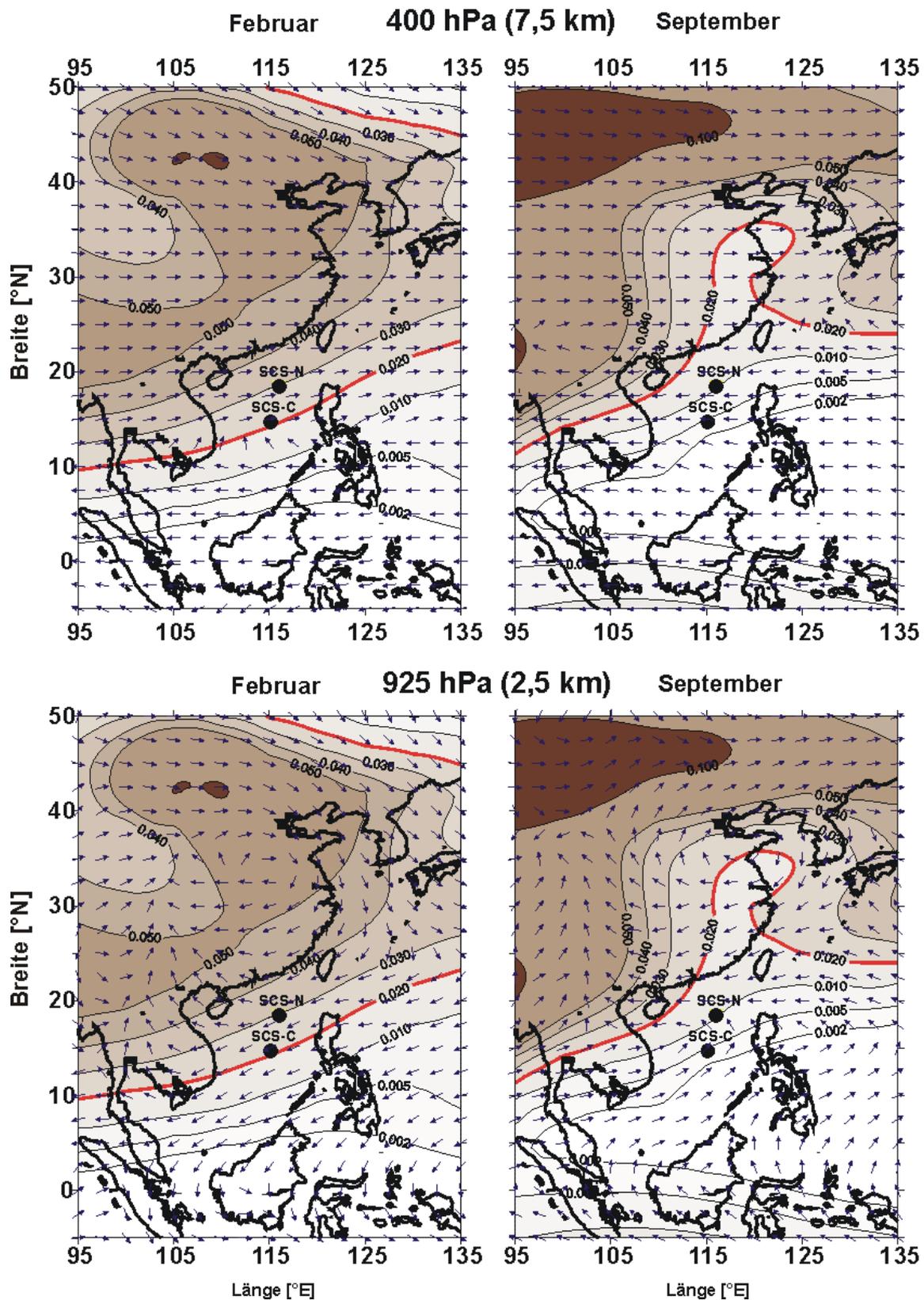


Abb.47: Regionale Verteilung der optischen Tiefe (TEGEN & FUNG, 1999) sowie des Windfeldes in den für den Transport des äolischen Materials bedeutsamen Transporthöhen von 400 hPa (=7.5 km) und 925 hPa (= 2.5 km) (Datenbasis siehe Kap.4.5) in Ostasien für den Zeitraum hoher (Februar) und niedriger Staubkonzentration (September) über dem Südchinesischen Meer. Zur Verdeutlichung der saisonalen Variabilität des Staubgehaltes der Luft im Bereich des Südchinesischen Meers ist die 0.02-Isolinie der optischen Tiefe rot hervorgehoben. Die Positionen der Sedimentfallenstationen im nördlichen (SCS-N) und zentralen Südchinesischen Meer (SCS-C) sind durch schwarze Punkte markiert.

Die Auswirkungen eines verstärkten äolischen Eintrags auf die Eigenschaften der lithogenen Sinkstoffe zeigt der Zeitraum November 1993 bis Februar 1994, der eine Reihe außergewöhnlicher lithogener Parameter aufweist. Für diesen Zeitraum sind im zentralen SCS in 1200 m die weitaus höchsten Flußraten für die Wintermonate ermittelt worden (28 bis  $37 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ), wobei ein entsprechender Anstieg der Flußraten des organischen Materials jedoch nicht verzeichnet wurde. Infolgedessen wurden in dieser Phase die höchsten Lithogen/Organisches Material-Verhältnisse des Beprobungszeitraumes errechnet (2.9 bis 3.6). Zudem erreichen Kaolinit, Chlorit und Illit ihre höchsten Flußraten einhergehend mit relativen Maxima der Flußraten von Quarz und Smektit (Abb.20). Im Winter 1993/1994 ist außerdem ein besonders ausgeprägter Anstieg der Faktor 1-Werte (Abb.35) sowie, weniger deutlich, des  $EF_{\text{Amphibol/Illit}}$ -Wertes zu erkennen (Abb.36), was auf eine starke Beteiligung von Material des asiatischen Festlandes schließen läßt. Wie durch das verstärkte Auftreten der Tonminerale zu erwarten, zeigen sich zu diesem Zeitpunkt mit bis zu  $2 \mu\text{m}$  besonders geringe Medianwerte (Abb.23), was auf ein erhöhten Anteil der  $< 2 \mu\text{m}$ -Fraktion zurückzuführen ist (Abb.24). Es kommen zwei Ursachen für die außergewöhnlichen Verhältnisse zum Jahreswechsel 1993/1994 in Betracht: Zufuhr fluviatilen Materials des asiatischen Festlandes oder erhöhte äolische Deposition.

Aufgrund der während des Wintermonsuns nach Südwest gerichteten Meeresoberflächenströmung (Abb.7) könnten lediglich fluviale Einträge Taiwans oder Südchinas die mineralogische Charakteristik des asiatischen Festlandes in den Sinkstoffen hervorrufen. Um einen Anstieg der Abflußraten der südchinesischen Flüsse zu erreichen, sind erhebliche Abweichungen von dem normalen niederschlagsarmen monsunalen Geschehen des Winters (Abb.6) erforderlich, insbesondere die Niederschlagsmengen im Einzugsgebiet der Flüsse müßten starke Abweichungen zeigen. Regendaten offenbaren von den Spitzenwerten im September 1993 (200 mm) einen anschließenden Abfall auf etwa 20 mm von November bis April 1994. Diese Werte sind im Vergleich zum langjährigen Mittelwert eher unterdurchschnittlich, lediglich der September weist eine geringe positive Anomalie von 20 mm auf. Somit zeigt die gemittelte Niederschlagsanomalieverteilung (September 1993 bis Februar 1994) in den relevanten Gebieten insgesamt negative Werte (Abb.48). Daraus kann geschlossen werden, daß die durch die Niederschlagsmengen gesteuerten Abflußraten der südchinesischen Flüsse in diesem Zeitraum keinesfalls für die außergewöhnlichen lithogenen Eigenschaften des hier untersuchten Zeitraumes verantwortlich sein können. Es wurde bereits festgestellt, daß insbesondere die Winter- und Frühjahrsmonate aufgrund der verstärkten Staubkonzentration für äolische Deposition prädestiniert sind (s.o.).

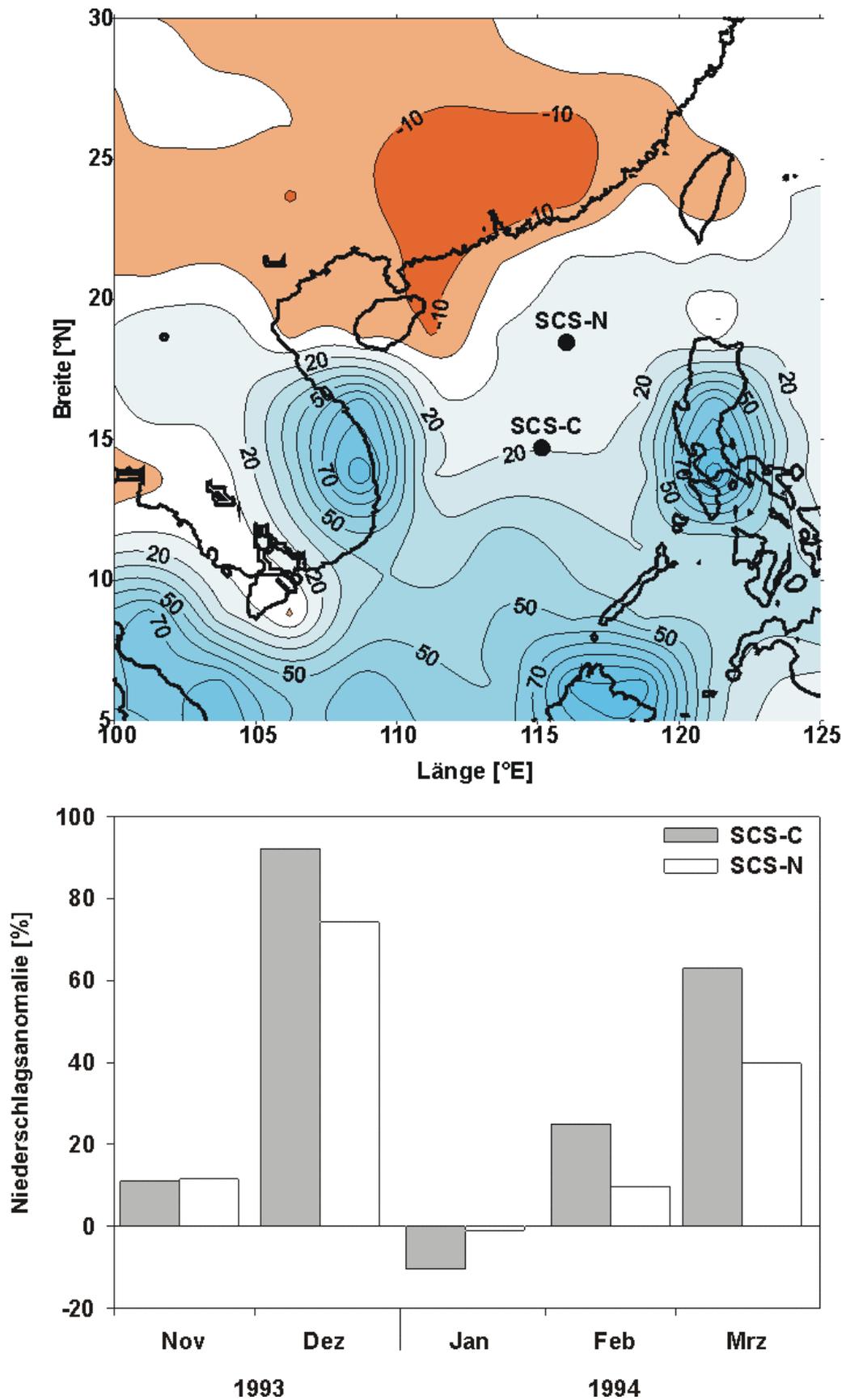


Abb.48: Niederschlagsanomalieverteilung (in mm) des Zeitraumes September 1993 bis Januar 1994 (oben) sowie prozentuale Abweichung des Niederschlags an der nördlichen (SCS-N) und zentralen Sedimentfallenstation (SCS-C) vom langjährigen Mittelwert für die Monate November 1993 bis März 1994 (unten) (Daten aus NOAA-NCEP-CPC-CAMS\_OPI, 1999).

Der Eintrag des äolischen Materials erfolgt entweder in Form von Trockendeposition, deren Intensität nur von der Staubkonzentration und der Sinkgeschwindigkeit, d.h. der Korngröße der äolischen Partikel abhängt, oder durch Naßdeposition, bei der äolische Partikel durch Einbindung in niedergehende Wassertropfen aus der Atmosphäre entfernt werden (DUCE et al., 1991). Über die tatsächliche Staubkonzentration im Zeitraum November 1993 bis März 1994 liegen keine Daten vor, es gibt jedoch Hinweise, daß die Staubzufuhr im Winter 1993/94 erhöht war und somit die Trocken- und Naßdeposition ausgeprägter erfolgte. Die Untersuchungen von ZHANG et al. (1997), die den Zeitraum von 1979 bis 1995 umfassten, zeigen, daß im Winter 1993/1994 anstatt der üblichen acht Kaltfrontausbrüche, mit denen verstärkt äolisches Material transportiert wird (Kap.3.3.2), zwölf Ereignisse dieser Art zu verzeichnen waren. Mit der verstärkten Zufuhr äolischen Materials geht infolge eines Anstieges der Staubkonzentration eine erhöhte Trockendeposition des äolischen Materials einher (siehe Berechnung Formel (1)). Wie bereits erwähnt, ist nicht nur der stark erhöhte Partikelfluß ein herausstechendes Merkmal dieses Beprobungszeitraumes sondern auch die besonders geringen Medianwerte. Diese Beobachtung ist mit dem Eintrag äolischen Materials durch ausschließliche Trockendepositionseffekte nicht in Einklang zu bringen, denn durch die Häufung der Kaltfronten wurde für das Jahr 1994 ein Maximalwert in der Anzahl der Tage mit Windgeschwindigkeiten über  $7 \text{ m s}^{-1}$  verzeichnet, infolgedessen gröberes Material in der Atmosphäre vorhanden wäre und verstärkt zur Sedimentation gelangte. Von November 1993 bis März 1994 kam es über dem SCS zu ausgeprägten Niederschlagsanomalien, wobei sich in einzelnen Monaten die Niederschlagsrate nahezu verdoppelte (Abb.48). Das äolische Material, das aufgrund seiner geringen Korngröße nicht durch Trockendeposition zur Sedimentation gelangt, wird durch die intensivierten Niederschläge aus der Atmosphäre gewaschen (siehe Berechnung Formel (2)), d.h. die erhebliche Reduktion des Medianwertes im Zeitraum November 1993 bis Februar 1994 auf unter  $3 \mu\text{m}$  gegenüber den  $6.2 \mu\text{m}$  in 1992/1993 und  $4.6 \mu\text{m}$  in 1994/1995 (Abb.23 und 24) ist auf Naßdepositionseffekte zurückzuführen.

Die Ausführungen zeigen, daß das Gebiet des SCS am Ende eines Fraktionierungsprozesses des äolischen Materials steht, bei dem aus den Quellenregionen (Löß- und Wüstengebiete Zentral- und Nordchinas, Hochland von Tibet) äolisches Material mit maximalen Korngrößen von  $5 \mu\text{m}$  und  $12 \mu\text{m}$  zugeführt wird. Die granulometrischen Eigenschaften und die Menge des in das SCS eingebrachten äolischen Materials variieren vor allem mit dem Auftreten kurzfristiger Windgeschwindigkeitsänderungen infolge von Staubstürmen, aber auch durch die Naßdeposition, die ihrerseits durch den Niederschlag bestimmt wird.

### 6.2.2.3 Zufuhr vulkanischen Materials; Der Beprobungszeitraum April bis Juli 1992

Durch die Ergebnisbeschreibung wurde deutlich (Kap.5), daß sich der Zeitraum von April bis Juli 1992 im Bezug auf die lithogenen Eigenschaften in vielerlei Hinsicht von den übrigen Beprobungszeiträumen absetzt. Angefangen von den überdurchschnittlichen Anteilen des lithogenen Materials in 3750 m Wassertiefe (Abb.19), der Beteiligung von vulkanischen Gläsern an den Sinkstoffen in 1200 m und 3750 m (Abb.20 und Abb.21) bis hin zu den überdurchschnittlichen Anteilen von Plagioklas und Amphibol (Abb.20), stellt diese Phase im Vergleich zum übrigen Beprobungszeitraum eine Besonderheit dar. Die Faktorenanalyse sowie die  $EF_{\text{Amphibol}}$  Werte belegen zudem, daß dieser Zeitraum in seinen Eigenschaften am stärksten den Quellen des Maritimen Kontinents ähnelt (Abb.35 und Abb.36), welcher durch vulkanische Tätigkeit geprägt ist. Die bedeutendste Eruption der letzten Jahre in dieser Region begann im Juni 1991 mit dem Ausbruch des Pinatubo (Abb.49) und fand im September 1991 ihren Abschluß (GLOBAL VOLCANISM NETWORK, 1991-1992), so daß ein unmittelbarer Eintrag infolge diesen Ausbruchs für die besonderen Eigenschaften der Sinkstoffe im Sommer 1992 als Ursache nicht in Betracht kommt. Ab Juli 1992 kam es zu erneuten Aktivitäten des Pinatubo, bei denen Asche in eine Höhe von bis zu 20 km geschleudert wurde (Abb.49; siehe auch GLOBAL VOLCANISM NETWORK 1991-1992). Da signifikante Änderungen in den mineralogischen Eigenschaften der Sinkstoffe bereits ab April 1992 zu verzeichnen waren und das vulkanische Material der Ausbruchsphase im Sommer 1992 aufgrund der atmosphärischen Zirkulation während des Sommermonsuns vorwiegend in östliche Richtung verdriftet wurde (Abb.49; siehe auch GLOBAL VOLCANISM NETWORK 1991-1992), muß eine andere Ursache für die Beteiligung vulkanischen Materials an den Sinkstoffen vorliegen. Für den vulkanogenen Charakter der Sinkstoffe von April bis Juli 1992 kommen zwei Möglichkeiten in Betracht:

1. Bereits abgelagertes Aschenmaterial wurde remobilisiert und anschließend in das zentrale SCS verbracht, wobei zunächst offen bleiben muß, ob dieser Prozeß subaerisch oder- marin erfolgte.
2. Obwohl, wie durch WIESNER et al. (1995) gezeigt, das Eruptionsmaterial mit hoher Geschwindigkeit am Meeresboden abgelagert wurde, verblieb ein Teil des Materials nach dem Eintrag im Juni 1991 zunächst in der oberen Wassersäule und war bis zur Hochflußphase im Juli 1992 Teil des lithogenen Partikelflusses.

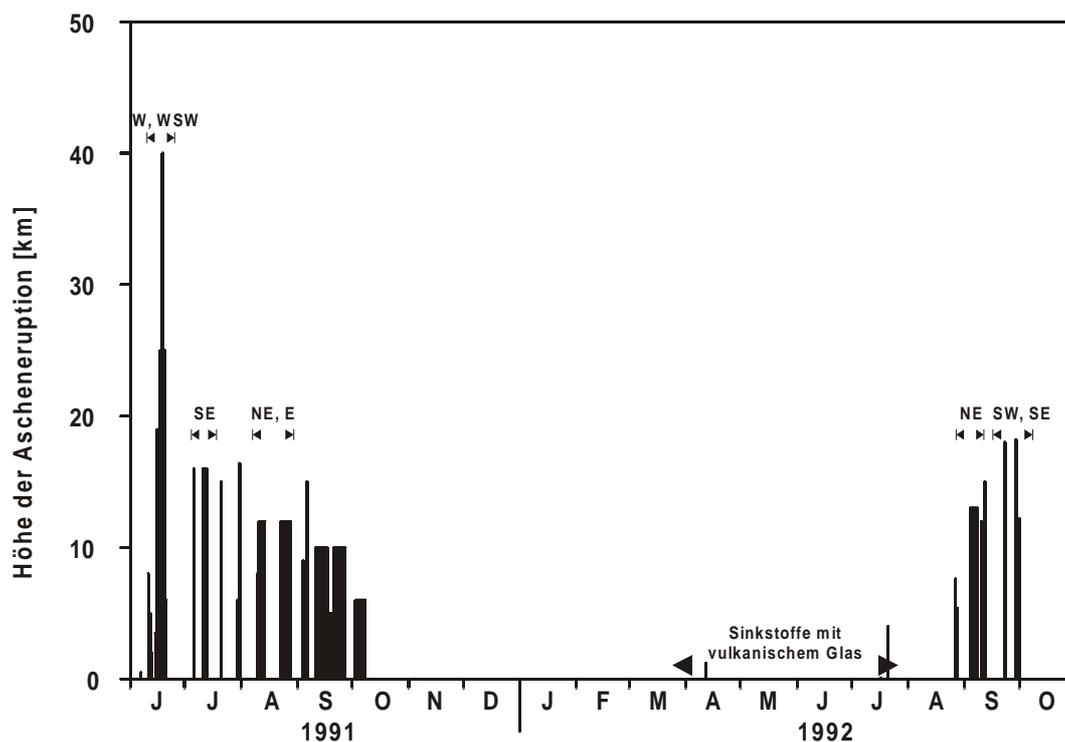


Abb.49: Zeitlicher Verlauf der Eruptionstätigkeit des Mt. Pinatubo (Luzon, Philippinen) in den Jahren 1991 und 1992. Angegeben sind die Transportrichtungen der eruptierten Aschen sowie der Zeitraum, in dem vulkanische Gläser in den Sinkstoffen des zentralen Südchinesischen Meeres identifiziert werden konnten (Daten aus GLOBAL VOLCANISM NETWORK, 1991-1992).

An der Sinkstofffallenposition beträgt die Mächtigkeit der Pinatuboasche vom Juni 1991 etwa 5 mm (WIESNER et al., in Vorb). Somit stünde genügend vulkanogenes Material zur Verfügung, um über Remobilisationseffekte in unmittelbarer Umgebung der Sinkstoffalle die Zusammensetzung der lithogenen Sinkstoffe zu beeinflussen. Da die in einer Entfernung von 100 bis 200 km zur Fallenposition nächstgelegenen Seamounts im Osten und Süden bis auf eine Wassertiefe von 2000 m hinaufreichen und damit unterhalb der oberen Fallenstation liegen, ist es jedoch unwahrscheinlich, daß von dort aus resuspendiertes Material in oberhalb gelegene Wasserschichten vordringen und schließlich in der Sedimentfalle in 1200 m aufgefangen werden kann. Einzig aus dem Bereich der Macclesfield Bank im Nordwesten (Abb.5), die an ihren höchsten Punkten bis knapp unter den Meeresspiegel reicht, könnte resuspendiertes Material in oberen Wasserschichten (< 1200 m Wassertiefe) lateral advectiert werden. Da die Mächtigkeit der Aschenlage im Bereich der Fallenstation dem Wert, der sich aus der regionalen Verteilung des Aschefächers ableiten läßt (WIESNER et al. in Vorb.), entspricht und sich aus der Struktur der Aschenlagen und der sich darüber befindlichen pelagischen Lage keine Hinweise darauf ergeben, daß diese durch Turbidite beeinflusst wurden (WETZEL pers. comm.), muß ein massiver lateraler Transport von Aschenmaterial von der Macclesfield-Bank in die Sedimentfalle in 1200 m ausgeschlossen werden. Allerdings wird durch die verstärkte Beteiligung vulkanogener Minerale und Gläser sowie den erhöhten

Flußraten ( $70$  gegenüber  $23 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ) in den Sinkstoffen in  $3750 \text{ m}$  gegenüber denen aus  $1200 \text{ m}$  Wassertiefe eine laterale Advektion von aschenhaltigem Material in tieferen Wasserschichten während dieses Zeitraumes angezeigt.

Ein andere Möglichkeit, eine Veränderung in der Zusammensetzung der Sinkstoffe herbeizuführen, besteht durch Remobilisierung zuvor subaerisch abgelagerten Aschenmaterials und den sich anschließenden fluviatilen Eintrag in das SCS. Durch den Ausbruch des Pinatubo im Jahre 1991, bei dem ca.  $5 \text{ km}^3$  Aschenmaterial eruptierten (WIESNER et al. in Vorb.), wurden ca.  $75 \%$  dieses Materials an der Westflanke des Vulkans und damit im Einzugsbereich der in das SCS entwässernden Flüsse Bucao und Sto. Thomas abgelagert (DALIGDIG et al., 1991). Obwohl die Abflußraten mit  $23 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$  bzw.  $8,7 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$  gering ausfallen, sind in der Folgezeit enorme Mengen des Aschenmaterials in Form von Laharen in den Flußläufen bewegt worden. Nach SIRINGAN & RINGOR (1998) sind von 1991 bis 1993 jährlich ca.  $1 \cdot 10^6 \text{ t}$  transportiert worden, wovon  $0,65 \cdot 10^6 \text{ t}$  auf den Bucao entfallen. Ab 1994 ist ein drastischer Abfall auf die halbe Menge zu verzeichnen, annähernd normale Verhältnisse werden nach Schätzungen von NEWHALL (1994) im Jahre 2010 erreicht. Die Ablagerung des Aschenmaterials auf dem schmalen Schelf im Mündungsbereich des Bucao führte zu starken Veränderungen der Küstenlinie (SIRINGAN & RINGOR, 1998). Durch die starke Neigung des Schelfes in diesem Areal wird der überwiegende Anteil sowohl des fluviatil eingetragenen als auch des in den Schelfgebieten remobilisierten Aschenmaterials direkt in den vorgelagerten Manilagrabens sedimentiert, so daß aus diesem Grund kein großer Einfluß auf die Zusammensetzung der lithogenen Sinkstoffe im zentralen SCS besteht. Die Schelffläche im Bereich des Sto. Thomas weist eine Breite von  $15 \text{ km}$  auf, wo die Einträge zunächst sedimentierten und nicht unmittelbar in den Tiefseebereich transportiert wurden. Während der Sommermonate, in der sich der stärkste fluviatile Eintrag des Aschenmaterials vollzieht, wird zudem mit einer durch den Sommermonsun induzierten Meeresströmung das Suspensionsmaterial des Bucao und des Sto. Thomas küstenparallel nach Norden abgeführt. Zudem ist fraglich, ob die geringen Einträge des Bucao und Sto. Thomas ( $1 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$ ) die Zusammensetzung der Sinkstoffe nachhaltiger beeinflussen können als die gesamten fluviatilen Einträge der Philippinen ( $116 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$ ; siehe Tab.11). Daß remobilisiertes Material nicht der Grund für die außergewöhnlichen Eigenschaften der lithogenen Sinkstoffe zu diesem Zeitpunkt sein kann, zeigt auch der Umstand, daß im Jahre 1993 ähnlich hohe Einträge an Aschenmaterial durch den Bucao und Sto. Thomas erfolgten (Abb.6 in SIRINGAN & RINGOR, 1998), in den Sinkstoffen des zentralen SCS aber keine überdurchschnittlichen Anteile vulkanogener Minerale oder vulkanischer Gläser beobachtet wurden.

Die Flußraten der meisten Minerale befinden sich von April bis Juli 1992 auf dem sonst üblichen Niveau (Abb.20), lediglich Plagioklas, Amphibol sowie die vulkanischen Gläser zeigen erhöhte Werte. Zudem weisen Plagioklas und Amphibol eine tendenzielle Abnahme der Gehalte und Flußraten mit der Zeit auf und erreichen ab Juli 1992 wieder die Werte der Vor-Pinatubo-Zeit (Abb.20). Diese Beobachtung legt in Verbindung mit der Tatsache, daß ohne Aggregatbildung das lithogene Material über einen längeren Zeitraum in der Wassersäule verbleibt (siehe dazu Kap.6.2.2.4), die Vermutung nahe, daß bis zu diesem Zeitpunkt nicht in ausreichendem Maße organisches Material zur Verfügung stand, um die gesamte Menge der im Juni 1991 eingetragenen vulkanischen Asche aus den Oberflächenschichten vollständig zu entfernen. Das Eruptionmaterial des Pinatuboausbruchs wurde demzufolge seit dem initialen Eintrag in 1991 kontinuierlich, wenn auch zu den Planktonblüten vermutlich verstärkt, aus der Wassersäule entfernt. Dieser Prozeß fand mit der Planktonblüte des Sommermonsuns 1992 seinen Abschluß. Da von Sommer 1991 bis Sommer 1992 keine Beprobung der Sinkstoffe stattfand, liegen keine Erkenntnisse darüber vor, welche Intensitäten die Planktonblüten in dieser Zeitspanne hatten. Aus diesem Grund können keine Aussagen über den Anteil dieser Phasen an der Entfernung des Aschenmaterials aus der Oberflächenschicht getroffen werden, oder ob die lithogenen Sinkstoffe zwischen Juni 1991 und April 1992 ähnlich außergewöhnliche mineralogische Zusammensetzungen hatten..

#### **6.2.2.4 Lithogenes und organisches Material**

Für die bedeutendsten Korngrößenfraktionen der lithogenen Sinkstoffe des SCS in 1200 m Wassertiefe (Abb.22 und Abb.24) ergeben sich nach dem Gesetz von Stokes Sinkdauern von 5 bis 135 Tagen für die Fraktion  $> 7.8 \mu\text{m}$ , 135 Tage bis 12 Jahre für die Fraktion  $2 - 7.8 \mu\text{m}$  und mehr als 12 Jahre für die Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$  bis in 1200 m Wassertiefe. Als Folge der langen Verweilzeiten in der Wassersäule wären in der Beprobungsserie in 1200 m keine regelmäßig zu den Hauptmonsunzeiten wiederkehrenden Flußratenspitzen zu erkennen (Abb.19, siehe auch Kap.6.2.1). Da es offensichtlich, wie etwa im November 1993 bis Februar 1994 oder September 1994, diese saisonalen Signale des lithogenen Materials nicht nur in 1200 m sondern in allen beprobten Wassertiefen gibt (Abb.19), muß ein Mechanismus existieren, der die Sinkgeschwindigkeiten des lithogenen Materials drastisch erhöht. Aus dem zeitgleichen Auftreten der Lithogenflußratenspitzen in 1200 und 3750 m Wassertiefe (Abb.19) sowie einer Beprobungsintervalllänge von 32 Tagen (Tab.2) ergibt sich eine

durchschnittliche Sinkgeschwindigkeit von mindestens  $78 \text{ m d}^{-1}$ . Damit beträgt die Sinkdauer des lithogenen Materials aus der Oberflächenschicht bis in 1200 m etwa 15 Tage.

Abb.50 zeigt sowohl für das zentrale ( $r^2 = 0.688$ ,  $n = 40$ ) als auch für das nördliche SCS ( $r^2 = 0,869$ ,  $n = 12$ ) signifikante Korrelationen zwischen den Partikelflußraten des lithogenen und organischen Materials. Diese Verknüpfung wird durch physikalische und chemische Prozesse sowie einer Reihe von biologischen Aktivitäten hervorgerufen (Fig. 6 in JAHNKE, 1990), deren Ergebnis die Bildung von Aggregaten ist. Hervorzuheben sind die Ausscheidung klebriger Polysaccharide durch Diatomeen („marine snow“; DEGENS & ITTEKOT, 1984; ALLDREGE & SILVER, 1988) und die Bildung von Kotpillen („fecal pellets“), die die Ausscheidungsprodukte des Zooplanktons und Nektons darstellen und in einer kohlenhydrathaltigen Membran biologische und lithogene Bestandteile enthalten (HONJO, 1980; PILSKALN & HONJO, 1987). Während des Sinkvorganges dieser Aggregate durch die Wassersäule erfolgt eine weitere Anlagerung lithogenen Materials, was als "Scavenging-Effekt" bezeichnet wird (HONJO, 1982). Das Ergebnis dieses Prozesses ist eine gesteigerte Sinkgeschwindigkeit, die bis zu  $400 \text{ m d}^{-1}$  beträgt (ALLDREGE & SILVER, 1988).

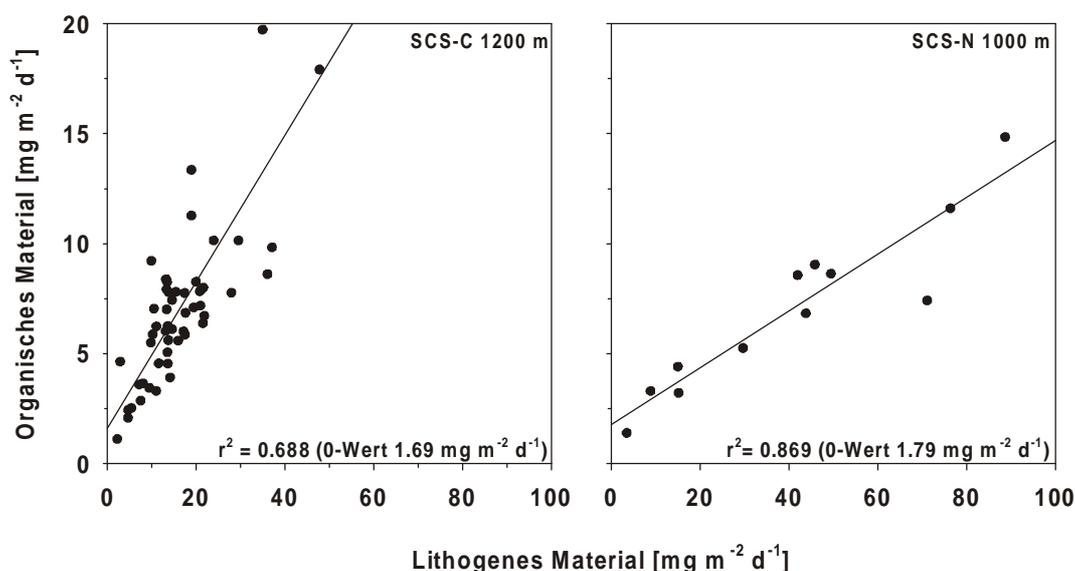


Abb.50: Korrelation des lithogenen Materials mit den Flußraten des organischen Materials für die Sinkstoffe des zentralen Südchinesischen Meeres (SCS-C) aus 1200 m Wassertiefe und des nördlichen Südchinesischen Meeres (SCS-N) aus 1000 m Wassertiefe.

Während das Verhältnis von lithogenem zu organischem Material in den Sinkstoffen des zentralen SCS in 1000 m 2.4 beträgt, steigt dieser Wert im nördlichen SCS in 1000 m Wassertiefe auf 5.5 an, was seinen Ausdruck in der unterschiedlichen Steigung der Regressionsgeraden findet (Abb.50). Dieser Unterschied wird durch die relative Nähe der nördlichen Fallenstation zum Festland hervorgerufen, d.h. es steht im Vergleich zum zentralen SCS mehr lithogenes Material für die Bildung von Aggregaten zur Verfügung.

Daher liegen bei ähnlichen Flußraten des organischen Materials von  $7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  die Lithogenflußraten im nördlichen SCS bei Flußraten bei  $38 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , während sie im zentralen SCS nur  $17 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  betragen.

Es gibt Hinweise darauf, daß im SCS organisches Material auch ohne die Ballastfunktion der lithogenen Sinkstoffe aus der Oberflächenschicht exportiert werden kann. Sowohl im nördlichen als auch im zentralen SCS zeigt die Regressionsgerade einen Schnittpunkt mit der Y-Achse (organisches Material) bei  $1.7 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (Abb.50). Möglicherweise kommt darin zum Ausdruck, daß organische Komponenten als Bestandteile großer biogener Partikel (Foraminiferen, Pteropoden) solitär tiefere Regionen erreichen können (WEFER, 1989).

### 6.2.3 Bilanzierung

Im Holozän werden nach WANG (1999) im SCS zwischen  $2$  und  $13 \text{ g cm}^{-2} * 10^3 \text{ yr}^{-1}$  partikuläres Material akkumuliert, wobei die höchsten Werte im nördlichen, die niedrigsten im südlichen Teil des SCS auftreten (Abb.6 in WANG, 1999). Zu diesen Akkumulationsraten trägt Karbonat zu  $0,1$  bis  $10 \%$  bei. Angaben zu Akkumulationsraten des terrigenen Materials liegen nur durch Schätzungen von SCHÖNFELD & KUDRASS (1993) vor und betragen für die Schelfgebiete  $65 \text{ g cm}^{-2} * 10^3 \text{ yr}^{-1}$ , für den Kontinentalhang und die pelagischen Bereiche des SCS  $2 \text{ g cm}^{-2} * 10^3 \text{ yr}^{-1}$ . In Abb.51 ist eine Isolinienkarte der Akkumulationsraten des SCS dargestellt, die auf den in WANG (1999) zusammengefaßten Kernproben basiert. Die Karte zeigt im Bereich der Sinkstoffallen Werte von  $2.5 \text{ g cm}^{-2} * 10^3 \text{ yr}^{-1}$  bei SCS-C, annähernd  $5 \text{ g cm}^{-2} * 10^3 \text{ yr}^{-1}$  bei SCS-N sowie etwa  $3 \text{ g cm}^{-2} * 10^3 \text{ yr}^{-1}$  an einer seit 1997 betriebenen Sedimentfallenstation im nordöstlichen SCS (SCS-NE). Die Akkumulationsraten, die sich aus der Extrapolation der Fallendaten  $3750 \text{ m}$  bei SCS-C,  $3350 \text{ m}$  bei SCS-N und  $2287$  bzw.  $3500 \text{ m}$  SCS-NE ergeben, liegen in einer Spannbreite von mindestens  $0.9$  bis  $1.4 \text{ g cm}^{-2} * 10^3 \text{ yr}^{-1}$ , unter der Voraussetzung, daß nur lithogenes Material in den Sedimenten erhalten bleibt, und maximal  $2.7$  bis  $3.7 \text{ g cm}^{-2} * 10^3 \text{ yr}^{-1}$  unter Beteiligung aller Komponenten und decken sich daher gut mit den Akkumulationsraten des Holozäns (Abb.51). Um Verfälschungen durch laterale Advektion bei der Berechnung der jährlichen Akkumulationsraten des lithogenen Materials zu verhindern, wurden die Flußraten aus  $1000 \text{ m}$  bei SCS-N ( $14.9 \text{ g m}^{-2}$ ), aus  $1200 \text{ m}$  im zentralen SCS ( $6.3 \text{ g m}^{-2}$ ; Abb.52) sowie aus  $1230 \text{ m}$  Wassertiefe an der seit 1997 betriebenen Station SCS-NE ( $10.4 \text{ g m}^{-2}$ ) verwendet. Aus diesen Werten kann eine durchschnittliche lithogene Akkumulationsrate für das pelagischen SCS in Höhe von  $10.5 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  angenommen werden.

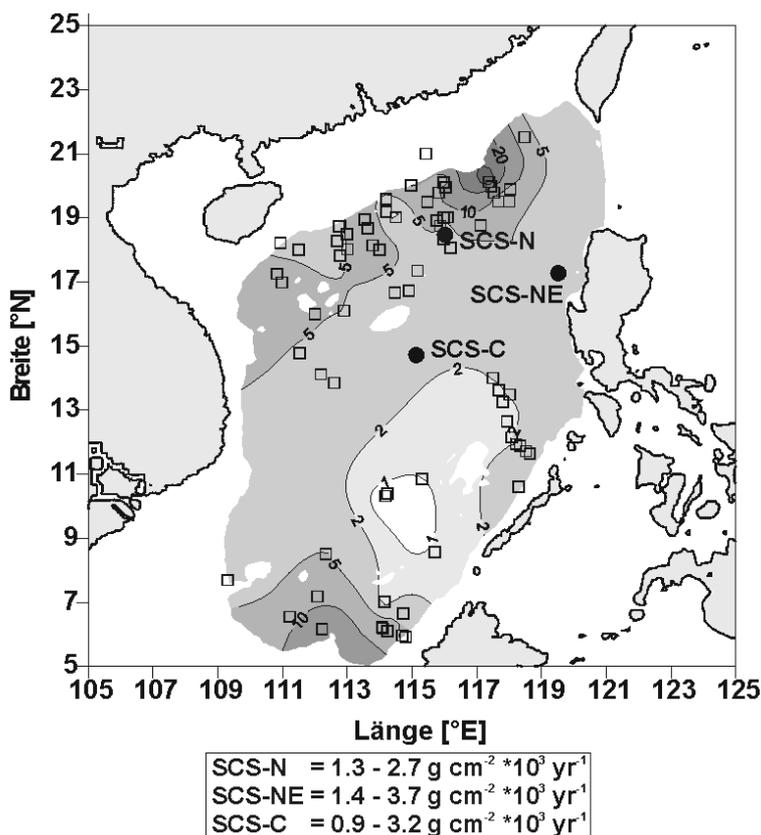


Abb.51: Aus Daten von WANG (1999; offene Quadrate) erstellte Verteilungskarte der Akkumulationsraten im Südchinesischen Meer (in  $\text{g cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ). Die Positionen der Sedimentfallenstationen im nördlichen (SCS-N), im zentralen (SCS-C) sowie einer seit 1999 im nordöstlichen Südchinesischen Meer betriebenen Station (SCS-NE) sind mit schwarzen Punkten markiert. Die Minimalwerte der Akkumulationsraten für die Sedimentfallenstationen errechnen sich aus den durchschnittlichen jährlichen Lithogenflußraten, die Maximalwerte aus der Summe der durchschnittlichen Flußraten des organischen Materials, des Karbonats, des biogenen Opals und des lithogenen Materials in 3750 m bei SCS-C, 3350 m bei SCS-N und 2287 bzw. 3500 m bei SCS-NE.

Bei Zugrundelegung einer pelagischen Fläche des SCS von  $1.6 \cdot 10^3 \text{ km}^2$  (SCHÖNFELD & KUDRASS, 1993), ergibt sich eine Gesamtmenge des lithogenen Materials von  $17 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$  (Abb.52). Daraus resultiert, daß ca.  $1184.5 \cdot 10^6 \text{ t}$  oder  $621 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  in den Mündungsbereichen und Schelfgebieten zur Sedimentation gelangen (Abb.52). Der Annahme von SCHÖNFELD & KUDRASS (1993) und WANG (1999) folgend, daß äolische Anteile am lithogenen Sedimentationsgeschehen im SCS zu vernachlässigen sind, entsprächen die  $17 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$  etwa 1.4 % der fluviatil eingetragenen Menge (Kap.6.2.2.1). Dieser Wert liegt damit unter denen durch SCHÖNFELD & KUDRASS (1993) bzw. BORNHOLD et al. (1986) angesetzten Anteilen des über den Schelf hinaus transportierten Materials mit 5 - 15 %. Wie in Kap.6.2.2.2 gezeigt wurde, ergeben sich äolische Depositionswerte von ca.  $1 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  an der zentralen Fallenstation (Abb.52), so daß bei einer Akkumulationsrate von  $6.3 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  ca. 15 % der lithogenen Sinkstoffe äolischen Ursprungs sind und somit durchaus nicht zu vernachlässigen wären. Da ein starker meridionaler Gradient der optischen Tiefe und somit der Staubkonzentrationen und der äolischen Depositionsraten mit hohen Werten im Norden

und stark reduzierten Werten im Süden über dem SCS auftritt (Abb.45 und Tab.12), können die 15 % des zentralen SCS als repräsentativ für das gesamte SCS angesehen werden. Daraus ergibt sich für den gesamten Tiefseebereich des SCS ein äolischer Eintrag von  $2.5 \cdot 10^6$  t (Abb.52). Damit reduziert sich der fluviatile Eintrag in den pelagischen Bereich des SCS von ursprünglich  $17 \cdot 10^6$  t  $\text{yr}^{-1}$  auf  $14.5 \cdot 10^6$  t. Diese Menge entspricht 1.2 % der fluviatilen Zufuhr in das SCS. Zieht man die Schelfgebiete in die Bilanzierung mit ein, sind im Vergleich zu den  $1197 \cdot 10^6$  t ( $1184.5 \cdot 10^6$  t = Schelfbereich) die  $4.5 \cdot 10^6$  t ( $2 \cdot 10^6$  t) äolischer Eintrag durchaus von untergeordneter Bedeutung.

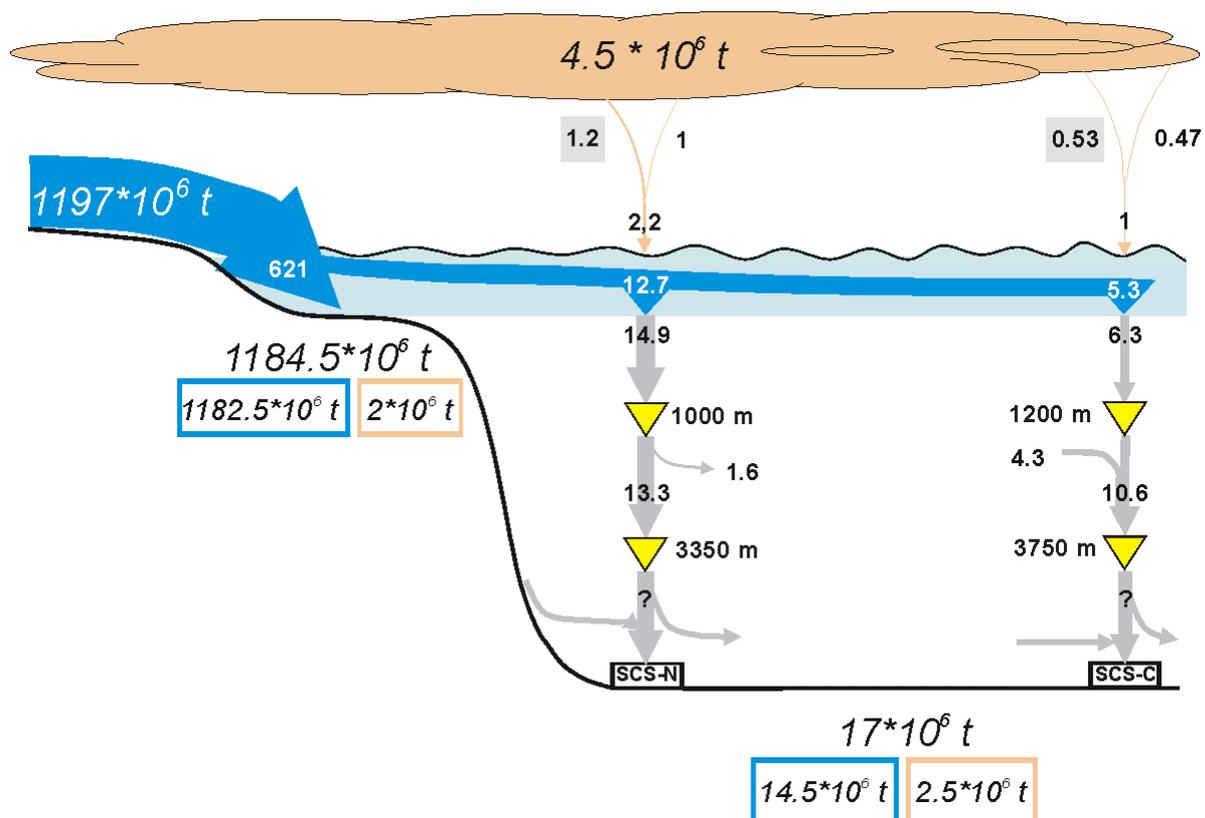


Abb.52: Schematisches Diagramm zur Sedimentation lithogenen Materials im Südchinesischen Meer. Werte in kursiver Schriftart bezeichnen absolute Mengen, Werte in normaler Schriftart bezeichnen Depositions- bzw. Akkumulationsraten (in  $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ ) des äolischen (sandfarben; Naßdepositionsraten grau unterlegt) und des fluviatilen Materials (blau) (weitere Erläuterungen siehe Kap.6.2.3).

Wie in Kap.6.2.2.1 erläutert, betragen die fluviatilen Einträge des asiatischen Kontinents  $625 \cdot 10^6$  t sowie  $575 \cdot 10^6$  t für den Maritimen Kontinent (Tab.11). Wird die Annahme getroffen, daß das Material der Liefergebiete in etwa im gleichen Verhältnis (52 % zu 48 %) an den Sinkstoffen fluviatilen Ursprungs im SCS beteiligt ist, dann resultiert für den pelagischen Bereich des SCS daraus eine Menge von  $7 \cdot 10^6$  t aus Einträgen des Maritimen Kontinents, während  $7.5 \cdot 10^6$  t vom asiatischen Festland stammen. Der fluviatilen Zufuhr des asiatischen Festlandes sind noch die äolischen Einträge hinzuzufügen, da beide weitestgehende Übereinstimmung in der mineralogischen Komposition aufweisen (Tab.7,

Tab.8 und Abb.32). Somit stehen den Einträgen von  $7 \cdot 10^6$  t des Maritimen Kontinents insgesamt  $10 \cdot 10^6$  t des asiatischen Festlandes gegenüber, wobei letztere 25 % äolisches Material enthalten. Folglich wird die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente und Sinkstoffe im Mittel zu 59 % durch die Einträge des asiatischen Festlandes bestimmt. Dieses Ergebnis deckt sich mit dem tonmineralogischen Befund (Abb.32), bei dem eine größere Ähnlichkeit der mineralogischen Zusammensetzung zu den Sedimenten und Einträgen des asiatischen Festlandes diagnostiziert wurde, und mit den Ergebnissen der Faktoranalyse (Kap.6.2.1), bei der festgestellt wurde, daß Faktor 1 (asiatisches Festland) zu 50 – 60 %, Faktor 2 (Maritimer Kontinent) zu 30 % die Varianz der mineralogischen Variabilitäten in den Sinkstoffen des zentralen SCS in 1200 m Wassertiefe erklärt (Abb.35 und Tab.9).

### 6.3 Paläoklimatische Implikationen

Durch granulometrische Untersuchung von Sedimenten am westafrikanischen Kontinentalrand konnte KOOPMANN (1979 & 1981) eine Abgrenzung kontinentferner äolisch dominierter Sedimente gegenüber kontinentnahen fluviatilen bzw. hemipelagischen Ablagerungen vornehmen. Der aus diesen Untersuchungen hervorgegangene KOOPMANN-Index (KOOPMANN, 1979 & 1981) beruht auf der Tatsache, daß die Sedimente, die aus den Tiefseeregionen außerhalb des Kontinentalhanges und -fußes stammen, eine signifikante positive Korrelation zwischen Modalkorngröße der  $> 6 \mu\text{m}$ -Fraktion und den Siltfraktionsanteilen aufweisen (Abb.53), wobei bei linear ansteigenden Siltanteilen die Modalkorngrößen exponentiell zunehmen. Die küstenfernen Sedimente, die in dieses Feld des Diagramms fallen, wurden von KOOPMANN (1979 & 1981) als typisch äolisch indiziert (Feld I) und werden durch den Eintrag von Staub aus der Sahara gebildet (Abb.4). Sedimente des mittleren Kontinentalfußes weisen gegenüber den küstenfernen Sedimenten einen relativen Feinkornüberschuß auf (Feld II in Abb.53), der durch fluviatile Zulieferung lithogenen Materials der benachbarten Flüsse hervorgerufen wird. Eine dritte Gruppe (Feld III in Abb.53) umfaßt kontinentnahe Sedimente mit relativer Feinkornarmut. Diese Ablagerungen stellen das Ergebnis einer Aussortierung dar, bei der die Feinfraktion ( $< 6 \mu\text{m}$ ) äolisch eingetragenen Materials durch Meeresoberflächeströmungen in den Tiefseebereich verdriftet wird, während die Grobfraktion ( $> 6 \mu\text{m}$ ) am oberen Kontinentalhang zur Sedimentation gelangt (KOOPMANN, 1979 & 1981).

WANG et al. (1999) übertrugen den Koopmann-Index auf im SCS gewonnene Kernproben, woraus sich für die Oberflächensedimente die Ergebnisse wie folgt zusammenfassen lassen:

25 % aller untersuchten Oberflächensedimente des Kontinentalhangs und des pelagischen SCS werden durch ihr gut sortiertes Kornspektrum (Feld I des KOOPMANN-Diagramms, Abb.54) sowie aufgrund ihrer erhöhten Lage, fernab des fluviatilen Einflußbereiches, als typisch für äolischen Eintrag angesehen. Die überwiegende Anzahl der Sedimente (50 %) ist durch einen relativen Feinfraktionsüberschuß gekennzeichnet (Feld II in Abb.54), der auf fluviatile Zufuhr zurückgeführt wird. Diese Sedimente sind vor allem im nördlichen und südlichen SCS lokalisiert. Die übrigen Sedimente (25 %) besitzen eine relative Feinkornarmut (Feld III in Abb.54) und werden von WANG et al. (1999) als vulkanische Aschen oder aussortierte Sedimente, die durch Fortführung des feinkörnigen Material infolge meeresbodennaher Strömungen entstehen, interpretiert.

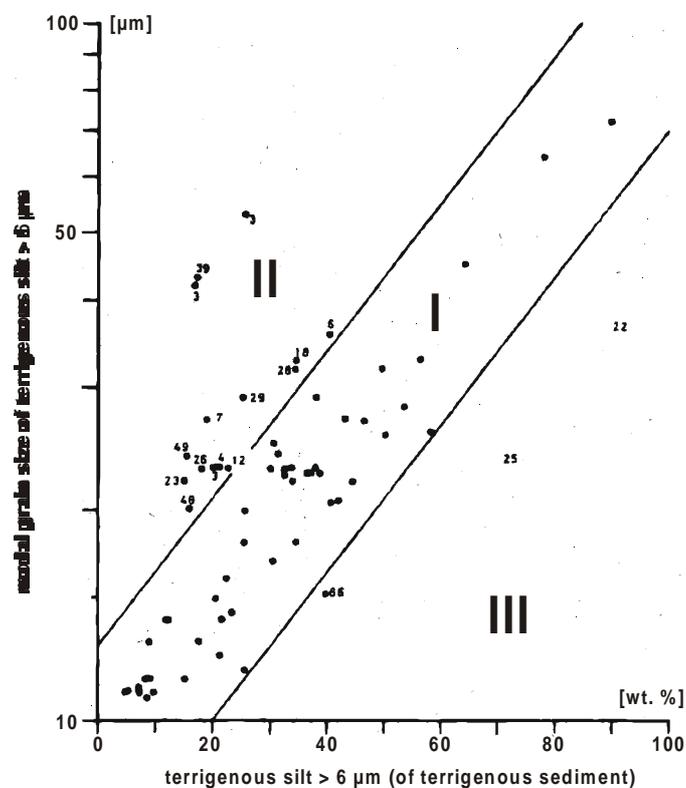


Abb.53: Korrelation zwischen dem terrigenen Siltanteil (> 6 µm) und seiner Modalkorngröße in rezenten nordatlantischen Oberflächensedimenten: I = Gruppe der kontinentfernen Proben; II = Gruppe der kontinentnahen Proben mit relativem Feinfraktionsüberschuß; III = Gruppe kontinentnaher Proben mit relativer Feinfraktionsarmut (aus KOOPMANN, 1979).

Das der zentralen Fallenstation nächstgelegene Oberflächensediment der Kernprobe 17953 (Abb.54) wird mit einem < 6 µm-Fraktionsanteil von 73.6 % sowie einem Siltmodalwert von 26 µm entsprechend dem KOOPMANN-Index durch WANG et al. (1999) als fluviatil dominiert eingestuft (Abb.54). Demgegenüber zeigt Abb.55, daß nahezu alle Sinkstoffproben der Station SCS-C aus 1200 m Wassertiefe in Feld III des KOOPMANN-Diagramms plotten.

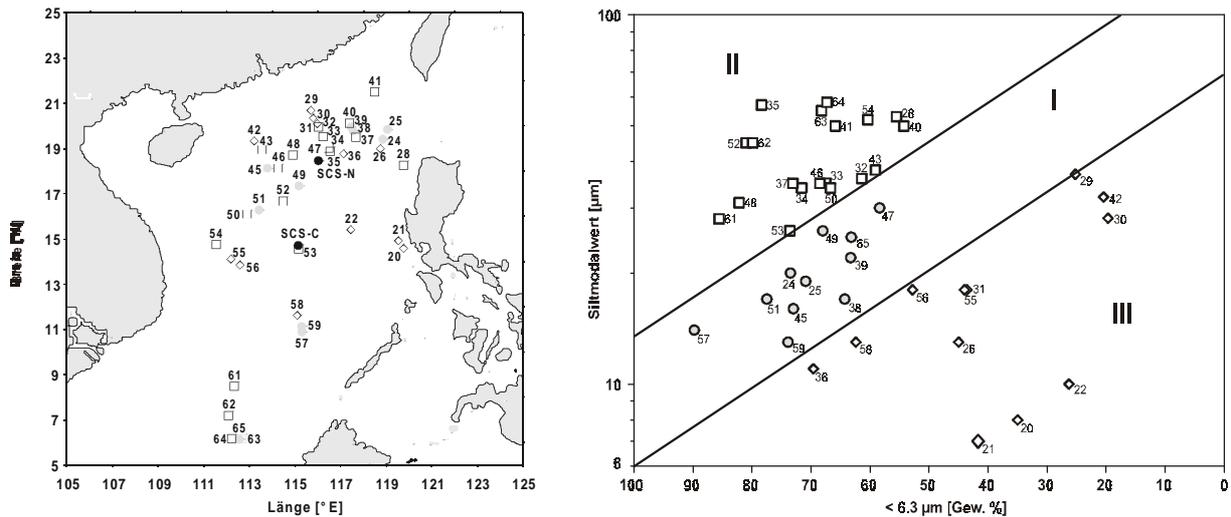


Abb.54: Lage der von WANG et al. (1999) untersuchten hemipelagischen Oberflächensedimente des Südchinesischen Meeres, sowie Korrelation zwischen Ton- und Feinsiltanteil ( $< 6 \mu\text{m}$ ) und Siltmodalwert der siliklastischen, karbonatfreien  $< 63 \mu\text{m}$ -Fraktion nach dem Ansatz von KOOPMANN (1979 & 1981) (siehe Abb.53). I = Von Meeresbodenerhebungen stammende Gruppe von Proben, fernab fluviatiler Beeinflussung mit gut sortiertem Korngrößenspektrum und daher als typisch für äolischen Eintrag angesehen; II = Gruppe der Proben mit relativem Feinkornfraktionsüberschuß und daher als typisch für fluviatile Sedimente angesehen; III = Gruppe der Proben mit relativem Grobkornunterschluß, klassifiziert als vulkanische Aschen oder durch meeresbodennahe Strömungen aussortierte Sedimente (modifiziert nach WANG et al., 1999)

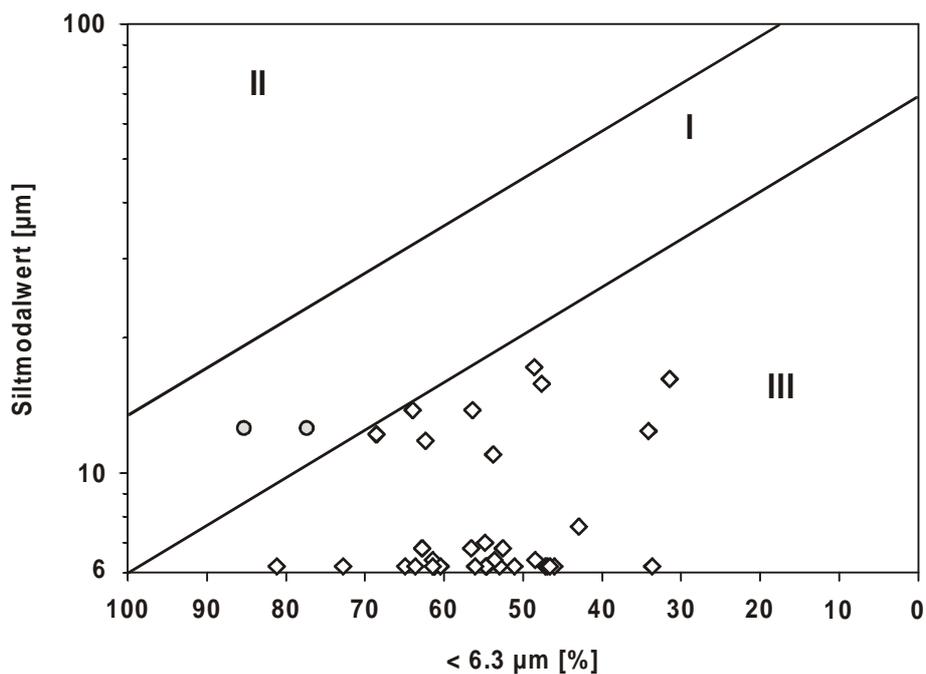


Abb.55: Korrelation zwischen Ton- und Feinsiltanteil ( $< 6 \mu\text{m}$ ) und Siltmodalwert der lithogenen Sinkstoffe des zentralen Südchinesischen Meeres aus 1200 m nach dem Ansatz von KOOPMANN (1979 & 1981) (siehe Abb.53). Interpretation der von KOOPMANN ausgewiesenen Felder I, II und III nach WANG ET AL. (1999; siehe Abb.54): I = äolisch beeinflusstes Material; II = fluviatil beeinflusstes Material; III = vulkanische Aschen oder durch meeresbodennahe Strömungen aussortiertes Material.

Aufgrund eines mittleren  $< 6 \mu\text{m}$ -Fraktionsanteils von 56.2 % bzw. einem Siltmodalwert von  $8.5 \mu\text{m}$  wären die Sinkstoffe dem Ansatz von WANG et al. (1999) folgend daher als Aschen oder aussortierte Sedimente zu interpretieren. Diese Klassifizierung der Sinkstoffe läßt sich durch eine Reihe von Gründen nicht aufrechterhalten:

Sowohl die mineralogische Zusammensetzung der Sinkstoffe (Abb.20) als auch die Rasterelektronenmikroskopie (Abb.16 und Abb.21) zeigen, daß an den Sinkstoffen, mit Ausnahme der Proben des Zeitraumes März bis Juli 1992, kein Aschenmaterial beteiligt ist (siehe auch Kap.6.2.2.3). Ferner kann für die Sinkstoffe aus 1200 m der relative Feinkornunterschluß nicht durch die Fortführung der Feinfraktion infolge meeresbodennaher Strömungen hervorgerufen werden. Schließlich zeigte die Bilanzierung der lithogenen Zufuhren im zentralen SCS (Abb.52), daß etwa 85 % der Sinkstoffe fluviatilen Ursprungs sind.

Neben der unterschiedlichen Klassifizierung von Sinkstoffen und Oberflächensediment eröffnen sich aus der regionalen Verteilung äolisch bzw. fluviatil dominierter Oberflächensedimente, wie sie sich aus der Klassifizierung von WANG et al. (1999) in Abb.54 darstellen, folgende Fragen:

Kann es zu einem kleinräumigen Wechsel von äolisch zu fluviatil dominierten Oberflächensedimenten im Tiefseebereich des SCS kommen, wenn durch die geringe Entfernung der Beprobungspunkte weder mit einer Änderung der äolischen Einträge infolge variabler Staubkonzentration noch mit unterschiedlich starken Zufuhren fluviatilen Materials gerechnet werden kann? Kann es im südlichen SCS überhaupt äolisch dominierte Oberflächensedimente geben?

Unter der Annahme, daß in den durch WANG et al. (1999) als fluviatil klassifizierten Kernen 17950, 17952 sowie 17953 des Tiefseebereichs (Abb.54) das fluviatile Material entsprechend den Ergebnissen der Bilanzierung zu etwa 85 % vertreten ist (Kap.6.2.3), und unter der Voraussetzung einer gleichmäßigen Verteilung des zugeführten fluviatilen Materials in dem Areal der drei Kernstationen, müßte sich die äolische Deposition kleinräumig annähernd versechsfachen, um im Sediment des Kerns 17951 eine Dominanz der äolischen Einträge hervorzurufen.

Mit der Abnahme der äolischen Depositionsrate von  $1 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  an der Sinkstoffalle SCS-C bzw. dem Kern 17953 im fluviatil dominierten zentralen SCS auf  $0.2 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$  südlich  $10^\circ\text{N}$  (TEGEN & FUNG, 1999) ist gleichzeitig eine Zunahme des Einflusses der enormen fluviatilen Einträge Borneos ( $439 \cdot 10^6 \text{ t}$ ) auf die Sedimentzusammensetzung zu erwarten, so daß eine äolische Dominanz in den Oberflächensedimenten 17957, 17959 und 17965 durch WANG et al. (1999) äußerst unwahrscheinlich ist.

Die genannten Zusammenhänge verdeutlichen, daß weder ein kleinräumiger Wechsel zwischen fluviatil- oder äolischdominierten Sedimenten noch eine äolische Dominanz im

südlichen SCS vorstellbar ist, vielmehr ist zu bezweifeln, daß im SCS überhaupt Konstellationen auftreten können, die zu einer äolisch dominierten Sedimentation lithogenen Materials führen. Daß die Oberflächensedimente durch WANG et al. (1999) dennoch als äolisch dominiert klassifiziert wurden, ist auf analytische und methodische Ursachen zurückzuführen:

Durch den von WANG et al. (1999) benutzten Sedigraph wird die  $< 20 \mu\text{m}$  Fraktion im Vergleich zu dem von KOOPMANN (1979 & 1981) angewendeten Coulter Counter relativ überschätzt. So werden Korngrößen von  $16 \mu\text{m}$  (Coulter Counter) durch den Sedigraphen als  $12 \mu\text{m}$  erfaßt (STEIN, 1985). Daraus resultieren Verschiebungen der zur Ermittlung des KOOPMANN-Indexes bedeutsamen Korngrößenparameter (Anteil der  $< 6.3 \mu\text{m}$ -Fraktion sowie Modalwert der  $> 6.3 \mu\text{m}$ -Fraktion). Um eine Aussage über die Genese der Oberflächensedimente sowie der Sinkstoffproben durch den KOOPMANN-Ansatz durchführen zu können, muß also eine methodisch bedingte Korrektur der Grenzlinien der einzelnen Felder stattfinden. Kap.4.3 zeigte jedoch, daß derzeit keine befriedigende Möglichkeit existiert, Meßergebnisse verschiedener granulometrischer Analyseverfahren ineinander zu überführen.

Neben analytischen ergeben sich auch methodische Ansatzpunkte, die die Übertragung des KOOPMANN-Indexes auf das SCS problematisch erscheinen lassen:

1. Die zugrundeliegende Unterteilung des Probenmaterials bei  $6.3 \mu\text{m}$  ist auf das angewendete granulometrische Meßverfahren durch KOOPMANN (1979 & 1981) zurückzuführen. Eine Übernahme der Parameter aus inhaltlichen Gründen, etwa aus der Annahme heraus, die  $6.3 \mu\text{m}$  Korngröße sei „entscheidend“ für den äolischen Transport (WANG et al., 1999), ist zweifelhaft, da die „entscheidende“ Korngröße äolischen Materials in einer Region mit Entfernung zur Quelle und den vorherrschenden Windgeschwindigkeiten schwankt (Kap.6.2.2.2; siehe auch WINDOM, 1969; GILLETTE et al., 1974; SCHÜTZ, 1979; DAUPHIN, 1983; REA, 1994). So ergeben sich aus den Berechnungen der maximalen äolischen ( $5 - 11 \mu\text{m}$ ) und fluviatilen ( $17 - 22 \mu\text{m}$ ) Korngrößen, die in das zentrale SCS eingetragen werden können (Abb. 42), keine Hinweise darauf, daß sich fluviatiles Material durch einen hohen Anteil feinkörnigen Materials auszeichnet. Um diesen Befund zu untermauern, wären Korngrößenspektren des äolischen Materials im Bereich des SCS nötig, die jedoch bisher nicht vorliegen. Aus einem von REA (1994) dargestellten longitudinalen Transect nordpazifischer Sedimente, die sich in der Haupttransportrichtung des ostasiatischen Staubfächers befinden, geht jedoch hervor, daß in einer Entfernung von  $3500 \text{ km}$ , die in etwa

der Transportstrecke des äolischen Materials von den Quellenregionen bis in das SCS entspricht (vgl. Kap.6.2.2.2), die mittlere Korngröße etwa  $2.7 \mu\text{m}$  beträgt. Diese Korngröße stellt in etwa die Obergrenze der Fraktion dar, bei der sich signifikante Unterschiede sowohl zwischen den äolischen und hemipelagischen Sedimente des Nordpazifiks (REA & HOVAN, 1995) als auch bei der Gegenüberstellung der aufgrund ihrer mineralogischen Eigenschaften als überdurchschnittlich äolisch (November 1993 bis Februar 1994; siehe auch Kap.6.2.2.2) bzw. fluviatil (Spätsommer 1994; siehe auch Kap.6.2.2.1) interpretierten Phasen abzeichnen (Abb.56). Ebenso wie die äolisch beeinflussten Sinkstoffe des SCS zeigt das äolische Endglied der nordpazifischen Sedimente deutlich verstärkte Anteile in der  $< 3 \mu\text{m}$ -Fraktion gegenüber den hemipelagischen Sedimenten bzw. den Sinkstoffen der fluviatilen Phase. Beträgt der Anteil der  $< 3 \mu\text{m}$ -Fraktion in den fluviatil beeinflussten Sinkstoffen 31 %, ist er in den äolisch beeinflussten Sinkstoffen doppelt so hoch (65 %). Diese Daten verdeutlichen die Problematik der Übertragung des KOOPMANN-Ansatzes auf das SCS durch WANG et al. (1999), denn bei annähernd gleichem Siltmodalwert von  $12.6 \mu\text{m}$  (äolisch) gegenüber  $13.8 \mu\text{m}$  (fluviatil) ergeben sich Anteile der  $< 6.3 \mu\text{m}$ -Fraktion von 87 % (äolisch) bzw. 60 % (fluviatil). Nach KOOPMANN (1979 & 1981) bzw. WANG et al. (1999) sollten jedoch bei vergleichbarem Siltmodalwert die äolischen Sedimente einen niedrigeren Anteil der  $< 6.3 \mu\text{m}$  Fraktion beinhalten.

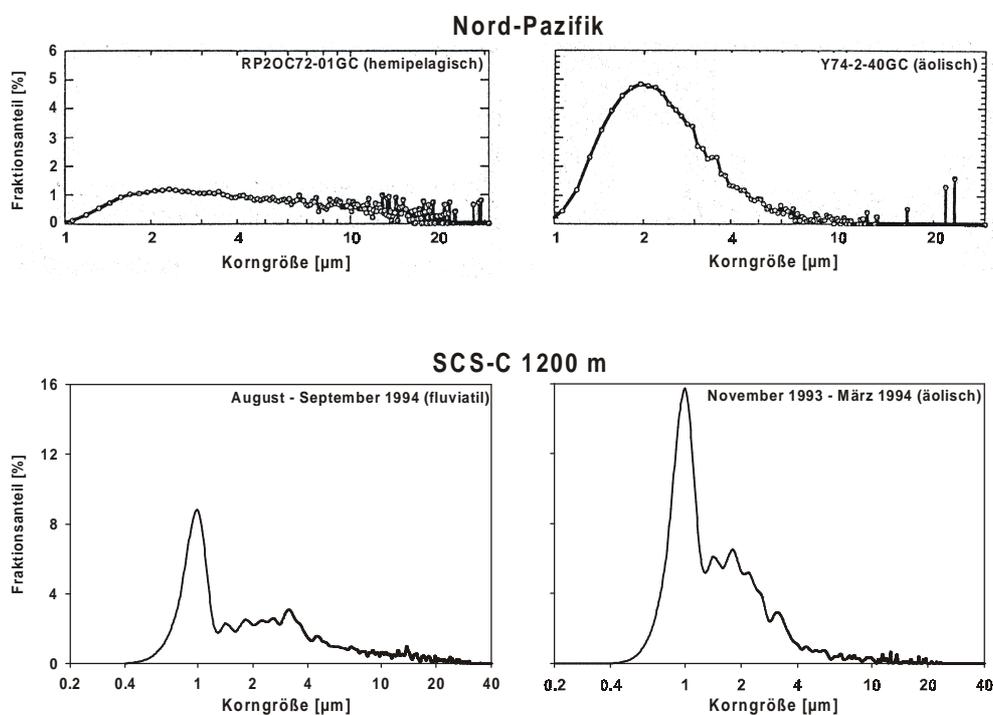


Abb.56: Korngrößenverteilung durch hemipelagisches (RP2OC72-01GC) bzw. äolisches (Y74-2-40GC) Material dominierte Ablagerungen im Nordpazifik (REA & HOVAN, 1995) sowie Korngrößenverteilung überdurchschnittlich fluviatil beeinflusster (August - September 1994) bzw. überdurchschnittlich äolisch beeinflusster Sinkstoffe (November 1993 - März 1994) des zentralen Südchinesischen Meer aus 1200 m Wassertiefe (SCS-C).

2. Aus den Stationsprotokollen geht hervor (SARNTHEIN et al, 1994), daß die Beprobungsstationen teilweise nicht den von WANG et al. (1999) genannten Voraussetzungen entsprechen, nur ungestörte hemipelagische Sedimente isolierter Meeresbodenerhebungen des Kontinentalhanges zu verwenden. Darüber hinaus wird, neben den als Aschen ausgewiesenen Oberflächensedimenten der Kerne 17920, 17921 und 17922, eine Beteiligung vulkanogenen Materials für die Oberflächensedimente der Kerne 17953 – 17956 sowie 17958 in den Stationsprotokollen vermerkt (SARNTHEIN et al., 1994). Die Mächtigkeiten der Aschelagen beträgt dabei bis zu 5 mm an der Station 17953 (WIESNER et al. in Vorb.). Aufgrund dieser Befunde verbietet sich eine Verwendung dieser Sedimente, wenn eine Einordnung ungestörter hemipelagischer Sedimente des SCS in äolisch oder fluviatil dominierte Ablagerung erfolgen soll (WANG et al., 1999).

3. Die Abgrenzung der Kategorien wurde von KOOPMANN (1979 & 1981) aufgrund eines statistisch signifikanten Zusammenhanges des  $< 6 \mu\text{m}$  Fraktionsanteils mit dem  $> 6 \mu\text{m}$  Modalwert einer bestimmten Sedimentgruppe (Tiefseeproben) vorgenommen, woraufhin sich durch die Lage dieser Probenpunkte im Diagramm eine Abgrenzung von genetischen Feldern ergab. Um ähnliche Zusammenhänge im SCS aufzeigen zu können, muß erst eine Gruppe von Sedimenten gefunden werden, die einen solchen statistisch relevanten Zusammenhang zwischen zwei Korngrößenparametern zeigt. Dieser muß nach 1. nicht zwangsläufig bei  $6.3 \mu\text{m}$  liegen. Es wird daher anhand der Daten von WANG et al. (1999) versucht, eine Neudefinition der Grenzlinien der KOOPMANN-Felder für das SCS vorzunehmen. Diejenigen Sedimente, die vulkanische Asche enthalten, wurden nicht verwendet (siehe 2.), da sie nicht zur Abgrenzung von fluviatil zu äolisch dominierten Sedimenten beitragen können. Zur Bestimmung eines äolischen Feldes bieten sich zwei Ansatzpunkte an: 1) KOOPMANN (1979 & 1981) folgend werden ausschließlich pelagische Sedimente ( $> 2500 \text{ m}$ ) in das Diagramm eingetragen, die durch ihre Entfernung zu den fluviatilen Quellen einen möglichst geringen Einfluß fluviatiler Einträge vermuten lassen; 2) Es werden Oberflächensedimente nördlich  $16^\circ\text{N}$  verwendet, da dieser Bereich die höchsten äolischen Depositionsraten im SCS aufweist ( $0.65 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ; TEGEN & FUNG, 1999). Abb.57 verdeutlicht, daß die pelagischen Oberflächensedimente keine signifikante negative Korrelation zwischen  $< 6.3 \mu\text{m}$ -Fraktionsanteil und Siltmodalwert aufweisen. Vielmehr zeigt sich im Gegensatz zu KOOPMANN (1979 & 1981) eine Tendenz, bei der erhöhte Siltmodalwerte mit erhöhten Tonfraktionsanteilen verknüpft sind. Wird, analog zu KOOPMANN (1979 & 1981), aus den pelagischen Sedimenten ein äolisches Feld definiert und werden alle anderen hemipelagischen

SCS-Sedimente in das Diagramm eingetragen, wird, im Unterschied zu KOOPMANN (1979 & 1981), keine Separation der pelagischen gegenüber hemipelagischen Sedimenten deutlich. Bei den Oberflächensedimentproben aus dem Bereich hoher äolischer Depositionsraten ist weder ein Zusammenhang zwischen  $< 6.3 \mu\text{m}$ -Fraktionsanteil und Siltmodalwert zu erkennen, noch grenzen sich diese Proben von den Sedimenten aus dem Bereich niedriger äolischer Depositionsraten ab.

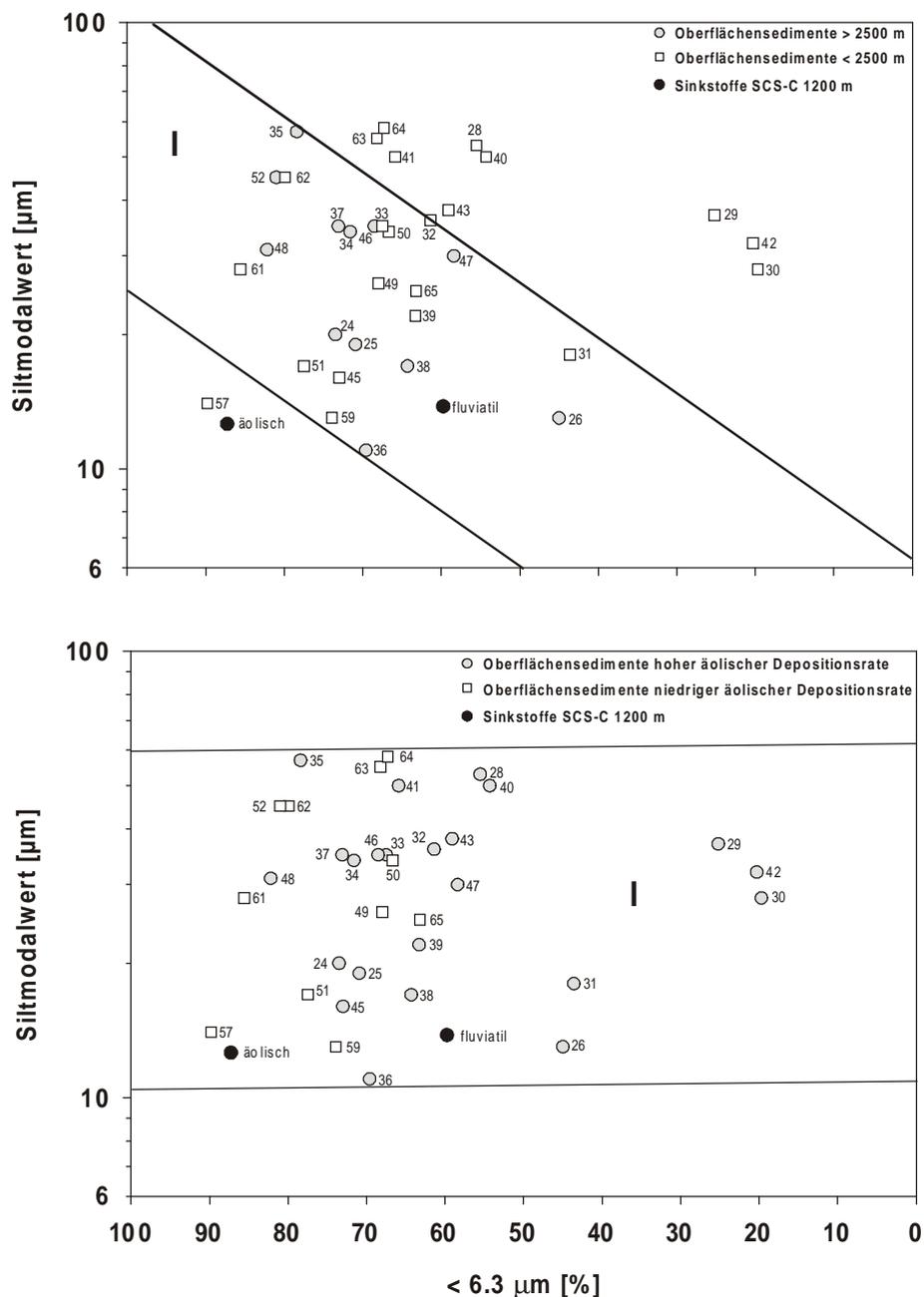


Abb.57: Korrelation zwischen Ton- und Feinsiltanteil ( $< 6 \mu\text{m}$ ) und Siltmodalkorngröße für die durch WANG et al. (1999) untersuchten Oberflächensedimente des Südchinesischen Meeres sowie für die äolisch (November 1993 - März 1994) bzw. fluvial beeinflussten (August - September 1994) lithogenen Sinkstoffe aus 1200 m nach dem Ansatz von KOOPMANN (1979 & 1981) (siehe Abb.53). Versuch der Identifikation äolisch beeinflusster Oberflächensedimente (Feld I) durch Zusammenfassung küstenferner ( $> 2500 \text{ m}$  Wassertiefe; oben) bzw. im Bereich höherer äolischer Depositionsraten (nördlich  $16^\circ\text{N}$  bzw.  $> 0.65 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ) gelegener Oberflächensedimente des Südchinesischen Meeres (Feld I) (weitere Erläuterungen siehe Kap.6.3).

Die mit den geschilderten analytischen und methodischen Problemen behaftete Übertragung des KOOPMANN-Indexes auf das SCS wurde von WANG et al. (1999) nicht nur zur Klassifizierung der Oberflächensedimente, d.h. rezenter Sedimentationsverhältnisse verwendet sondern auch zur Rekonstruktion der Paläomonsunstärken. So stellten WANG et al. (1999) in der Sedimentabfolge des vor der Zhujiangmündung gelegenen Kerns 17940 (117°23.00'E, 20°07.00'N; Abb.54) fest, daß fluviatile Signale auf das Holozän und eine kurze Phase des Bölling beschränkt sind. Diese Signale führen WANG et al. (1999) auf eine im Vergleich zum Glazial verstärkte Zufuhr fluviatilen Materials infolge eines Anstieges der Niederschläge ab der Jüngeren Dryas, insbesondere während des Präboreals zurück. Ab dem Präboreal wird eine stetige Abnahme der Niederschläge angenommen. Daraus folgerten WANG et al. (1999), daß das Holozän durch eine intensiviertere Sommermonsunzirkulation und abgeschwächte Wintermonsunwinde, d.h. durch extrem humides Klima in Südchina und durch verstärkte fluviatile Einträge gekennzeichnet ist. Widersprüchlich ist die Tatsache, daß im Holozän durch den KOOPMANN-Index im Vergleich zum Glazial häufiger eine äolisch dominierte Sedimentation angezeigt wird, die nach WANG et al. (1999) auf verstärkte äolische Einträge infolge eines intensivierten Wintermonsuns zurückzuführen wäre. Im Zusammenhang mit den zuvor erläuterten Problempunkten bezüglich der Anwendung des KOOPMANN-Indexes zur Klassifizierung der Sedimente des SCS wirft dieser Widerspruch die Frage auf, ob die Schlußfolgerungen durch WANG et al. (1999), daß ein relativer Feinkornüberschuß in den Sedimenten stets auf eine verstärkte fluviatile Zufuhr während des Sommermonsuns infolge intensivierter Niederschläge zurückzuführen ist bzw., daß eine relative Vergröberung des Sedimentes mit einem Anstieg der Windgeschwindigkeit während des Wintermonsuns in Verbindung steht, zulässig sind. Allgemeiner gefragt, gibt es überhaupt rezente lithogene Parameter im Bereich des SCS, die sich als Anzeiger klimatischer oder ozeanographischer Variabilitäten in bestimmten Monsunphasen eignen? Zur Beantwortung dieser Frage werden die Variabilitäten des Partikelflusses, die mit Hilfe der Sinkstoffallen aufgezeichnet wurden, mit rezenten ozeanographischen und meteorologischen Daten verglichen. Für die in Kap.4.6 definierten Monsunphasen des Beprobungszeitraumes wurden Mittelwerte der meteorologischen und ozeanographischen Parameter sowie lithogener Kenngrößen der Sinkstoffe ermittelt und miteinander korreliert.

Parameter	uWS	vWS	WS	uWSA	vWSA	WSA	WINDDIR	SST	SSTA	PRECP	PRECPA	SUSP
<b>MINERALPARAMETER</b>												
LITHOGENFLUßRATE	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
QUARZFLUßRATE	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
PLAGIOKLASFLUßRATE	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
AMPHIBOLFLUßRATE	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
CHLORITFLUßRATE	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
KAOLINITFLUßRATE	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
ILLITFLUßRATE	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
SMEKTITFLUßRATE	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
<b>KORNGRÖßENPARAMETER</b>												
MEDIAN	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
MEAN	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
MODAL	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
SORTIERUNG	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
SCHIEFE	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
< 2 µm-FRAKTIONSANTEIL	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
2 - 7,8 µm-FRAKTIONSANTEIL	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
> 7,8 µm-FRAKTIONSANTEIL	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
SILT MODAL	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T
< 6 µm-FRAKTIONSANTEIL	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T	▲ T

▲ T  
95 % Signifikanz

▲ T  
90 % Signifikanz

▲ T  
Trend o.  
Signifikanz

FM SM  
HM WM

Tab.13: Übersicht der Korrelationen von Mineral- und Korngrößenparametern der Sinkstoffe des zentralen Südchinesischen Meeres aus 1200 m mit meteorologischen und ozeanographischen Kenngrößen für die Frühjahrsinter- (FM), Sommer- (SM), Herbstinter- (HM) und Wintermonsunphasen (WM) (meteorologische und ozeanographische Datensätze siehe Kap.4.5, Mekongsuspensionsdaten GRDC, 1996).

uWS = zonale Windkomponente, vWS = meridional Windkomponente, WS = Windgeschwindigkeit; uWSA = zonale Windgeschwindigkeitsanomalie, vWSA = meridionale Windgeschwindigkeitsanomalie, WSA = Windgeschwindigkeitsanomalie, SST = Meeresoberflächentemperatur, SSTA = Meeresoberflächentemperaturanomalie, PRECP = Niederschlag, PRECPA = Niederschlagsanomalie, SUSP = Mekongsuspension.

Aus den Ergebnissen der Korrelationen (Tab.13) ergeben sich aus folgenden Gründen keine Anhaltspunkte für eine Nutzung lithogener Parameter im Bereich des SCS als Anzeiger des Paläoklimas im Holozän:

1. Es gibt keinen Parameter, der in allen vier Monsunphasen mit einer atmosphärischen oder ozeanographischen Kenngröße signifikant korreliert. Insbesondere ist kein Zusammenhang zwischen Korngrößenparametern und Windgeschwindigkeit festzustellen (Abb.58).

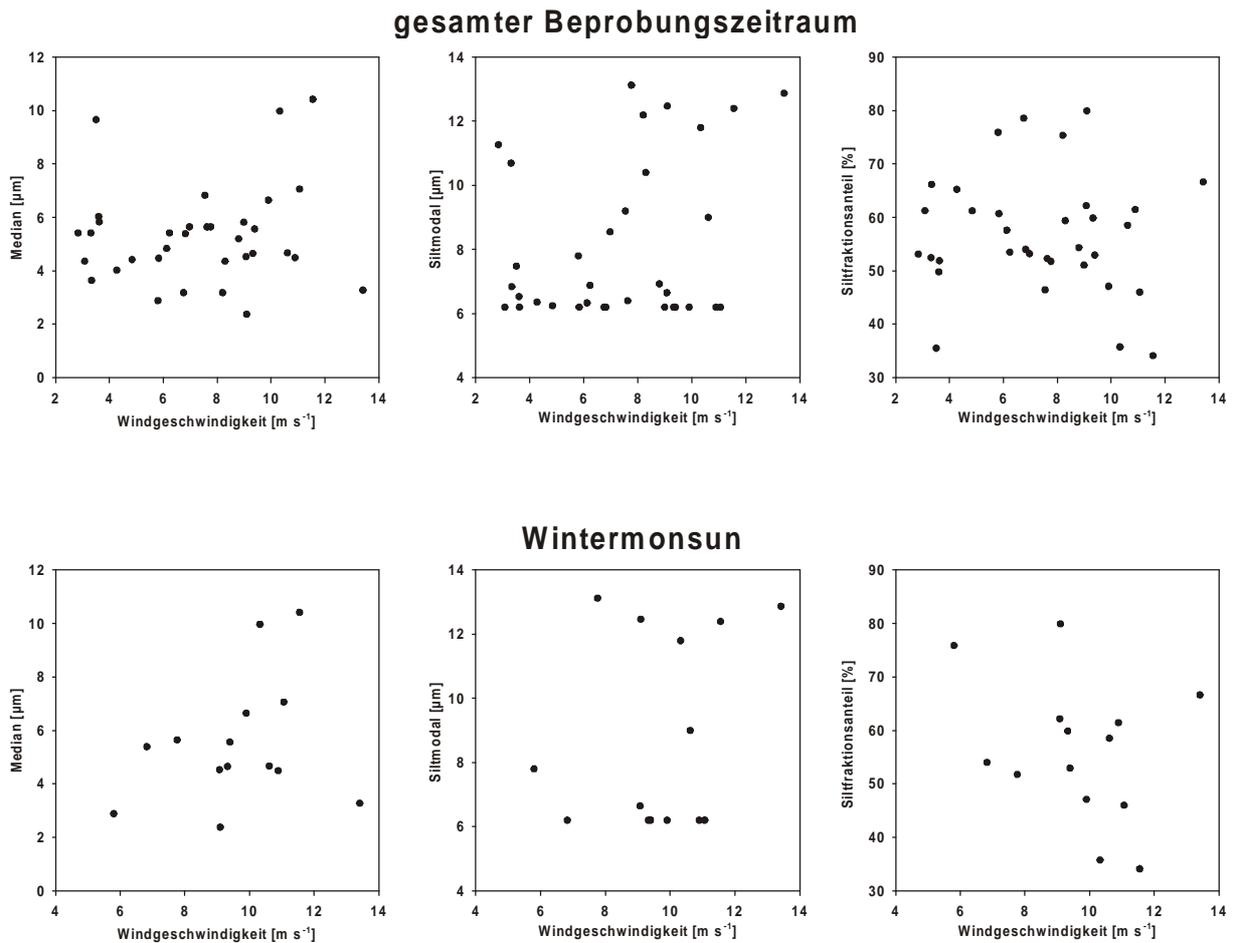


Abb.58: Windgeschwindigkeit gegen Median, Siltmodal und Siltfraktionsanteil für die Sinkstoffproben des zentralen Südchinesischen Meeres aus 1200 m Wassertiefe für den gesamten Beprobungszeitraum (oben) bzw. für die Wintermonsunphase (unten).

2. Es bestehen lediglich in einzelnen Monsunphasen signifikante Zusammenhänge. Niederschläge, Niederschlagsanomalien sowie die Suspensionskonzentration des Mekong sind vor allem mit Mineralparametern verknüpft. Darüber hinaus fehlen Korrelationen zwischen den von WANG et al. (1999) als Anzeiger für Monsunstärke verwendeten Korngrößenparametern (Siltfraktionsanteil und Siltmodalwert) und Windgeschwindigkeiten (Wintermonsun; Abb.58) bzw. Niederschlägen (Sommermonsun), die jedoch während des Frühjahrs- und Herbstintermonsuns auftreten (Tab.13). In diesem Zusammenhang ist es besonders bemerkenswert, daß mit zunehmender Windgeschwindigkeit während des

Herbstintermonsuns, aber auch während des staubreichen Frühjahrsmonsuns, bei relativ konstanten Feinfraktionsanteilen ( $< 2 \mu\text{m}$ ) eine Verringerung der  $> 7.8 \mu\text{m}$ -Fraktionsanteile, bzw. eine Zunahme der  $2 - 7.8 \mu\text{m}$ -Fraktionsanteile und somit eher eine Verfeinerung der lithogenen Sinkstoffe einhergeht. Da die fluviatilen Einträge zu diesem Zeitpunkt gering ausfallen (Abb.40), können die signifikanten Verknüpfungen von Windgeschwindigkeiten und Siltmedian bzw. Siltmodalwert während des Frühjahrsintermonsuns auf das verstärkte Auftreten äolischer Einträge und deren Abhängigkeit zu atmosphärischen Bedingungen zurückgeführt werden. Der Befund führt zu der Annahme, daß nicht die Windstärke selbst den entscheidenden Faktor darstellt sondern vielmehr der Transportweg, denn über verkürzte (verlängerte) Transportwege wäre ein Anstieg (Verringerung) in der maximal transportierbaren Korngröße und damit eine windstärkenunabhängige Veränderung der Korngrößenparameter möglich (siehe Kap.6.2.2.2). Durch eine westlichere Lage des Antizyklons über dem asiatischen Kontinent (Abb.47) wäre ohne signifikante Änderungen in der Monsunstärke infolge einer Reduzierung des bogenförmigen Transportweges von 3000 km aus den chinesischen Quellengebieten in das SCS eine Änderung der eingetragenen äolischen Korngröße zu erwarten. So läßt die Verkürzung der Transportstrecke um 1000 km die maximal transportierte Korngröße von  $5.7$  auf  $6.7 \mu\text{m}$ , eine weitere Verkürzung von 1000 km auf  $8.6 \mu\text{m}$  ansteigen.

Vor dem Hintergrund, daß auf der einen Seite gerade zu den Hauptmonsunphasen die Zusammensetzung des suspendierten lithogenen Materials des SCS durch mehrere Quellen bestimmt wird (Kap.6.2.2) und somit keine signifikanten Korrelationen zwischen lithogenen und atmosphärischen Parametern hergestellt werden können, auf der anderen Seite aber die Intermonsunphasen, wo Zusammenhänge festgestellt werden konnten, mit nur 22 % an der jährlichen Sedimentation beteiligt sind (Abb.25), sind Aussagen über Variabilitäten der Paläowinter- und sommermonsunstärken während des Holozäns auf der Grundlage lithogener Kenngrößen nicht überzeugend. Das SCS unterscheidet sich damit wesentlich von anderen monsunbeeinflussten Gebieten, denn wie TIEMANN (2001) zeigen konnte, wird für das westliche Arabische Meer durch die signifikante Korrelation zwischen Korngrößenparametern rezenter Sinkstoffe (Median, Grobsiltanteil) mit der Windintensität die überragende Bedeutung äolischer Einträge manifestiert.

Diese Befunde stellen auch die Eignung lithogener Parameter der SCS-Sedimente als Anzeiger für paläoklimatische Variabilitäten zwischen Glazial und Interglazialen, wie sie von WANG et al. (1999) genutzt wurden, in Frage. Die Bildung der nordpazifischen Sedimente wird bereits seit dem späten Känozoikum durch äolisches Material des asiatischen Festlandes

dominiert (LEINEN, 1985; REA et al., 1985), d.h. seit dieser Zeit wurde mit dem Aufstieg des tibetanischen Hochplateaus die Zufuhr feuchter Luft aus dem Bereich des Indischen Ozeans unterbunden. Infolgedessen verlief die Haupttransportachse des asiatischen Staubbäckers stets in Richtung des Nordpazifiks (REA et al., 1998). Die jährlich transportierten Staubmengen von ca.  $2.5 - 4.8 \cdot 10^6$  t in den nordpazifischen Gebieten zwischen 0 und 25°N (UEMATSU et al., 1983) führen zu einer äolisch dominierten Sedimentation in diesem Bereich, so daß sich aus den Korngrößen der nordpazifischen Sedimente Paläowindstärken ableiten lassen (JANECEK, 1985; JANECEK & REA, 1985; REA et al., 1986; PISIAS & REA, 1988; OLIVAREZ et al., 1991). Zwar empfängt das SCS äolisches Material aus den gleichen Quellen des asiatischen Festlandes, der wesentliche Unterschied liegt jedoch darin, daß der äolische Anteil an den Sedimenten des N-Pazifiks 70 - 95 % (BLANK et al., 1985), im SCS dagegen nur 15 % beträgt (Abb.52, siehe auch Kap.6.2.2.2). Da daher davon auszugehen ist, daß das SCS, ähnlich den Verhältnissen heute (Abb.4), zu keinem Zeitpunkt in der Haupttransportrichtung des äolischen Materials gelegen hat und somit die Sedimentbildung im SCS stets von der hemipelagischen bzw. fluviatilen Zufuhr lithogenen Materials dominiert wurde. Zudem werden zeitliche Variabilitäten lithogener Parameter auch durch monsunstärkenunabhängige Faktoren gesteuert. Durch den hohen Meeresspiegel während interglazialer Perioden kommt es zu hohen Akkumulationsraten des fluviatilen Materials auf dem Schelf, d.h. der Anteil des terrigenen Materials, der den Kontinentalhang bzw. die Tiefseeebene erreicht, ist gering und führt dort zu niedrigen Akkumulationsraten (SCHÖNFELD & KUDRASS, 1993). Mit Glazialen geht eine Absenkung des Meeresspiegels einher, was eine Verlagerung des Mekongflußdeltas nach Osten und die Bildung des Molengraaff-Flußsystems im Bereich des Sundaschelfs hervorrief sowie in einer Verschiebung der Küstenlinie im Bereich Südchinas und Sabahs mündete. Infolgedessen kam es zu einer Erosion der freigelegten Schelfsedimente. Diese Faktoren begünstigten einen Transport des fluviatilen Materials bis in den Bereich des Kontinentalhanges sowie in Form von Trübeströmen vor allem des sandigen, aber auch einem beträchtlichen Anteil des siltigen und tonigen Materials in die angrenzende Tiefseeebene. Diese Prozesse bewirkten nicht nur eine negative Korrelation der Akkumulationsraten im pelagischen SCS mit dem Meeresspiegel (SCHÖNFELD & KUDRASS, 1993) sondern bestimmen auch die Zusammensetzung der Tiefseesedimente. So zeigen Untersuchungen von DAMUTH (1980), daß es sich bei den pelagischen Ablagerungen meist um graue, häufig siltige Tone handelt, denen Silt/Sand-Lagen eingeschaltet sind. Diese Silt/Sand-Lagen enthalten vornehmlich terrigenen Detritus und zeigen eine scharfe Abgrenzung zum Liegenden, während zum Hangenden eine Gradierung auftritt. Sie werden von DAMUTH (1980) daher als

Ablagerungen von Trübeströmen interpretiert. Echocharakterprofile zeigen, daß diese Einschaltungen nahezu ausschließlich in mittleren Tiefen auftreten, d.h. mit dem Meeresspiegelanstieg des Holozäns wurde die Zufuhr gröberer Materials in die Tiefsee-Ebene nahezu vollständig unterbunden. Im SCS läßt sich die Variabilität der Korngrößenparameter mit der Sedimenttiefe daher nicht zwangsläufig auf Schwankungen der Stärke einer bestimmten Monsunphase zurückführen.

## 7. Zusammenfassung

Im Rahmen mehrerer vom Bundesministerium für Bildung und Forschung geförderter Forschungsvorhaben wurden im nördlichen Südchinesischen Meer von 1987 bis 1988 sowie im zentralen SCS von 1990 bis 1995 Sedimentfallensysteme verankert. Dadurch war es erstmals möglich, im stark terrigen und monsunale beeinflussten Südchinesischen Meer die lithogenen Sinkstoffe hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung und Korngrößencharakteristik zu analysieren sowie die bestimmenden Faktoren der saisonalen und interannuellen Variabilität der lithogenen Parameter zu benennen. Die Untersuchungen führten zu folgenden Erkenntnissen:

1. Die lithogenen Sinkstoffe des zentralen SCS sind zu 21 % am Partikelfluß in 1200 m Wassertiefe beteiligt, was einer Sinkstoffrate von  $17 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  entspricht. Das lithogene Material, das im Mittel einen Median von  $5.4 \text{ }\mu\text{m}$  aufweist, setzt sich durchschnittlich aus 35.2 % Illit, 26.3 % Quarz, 16.4 % Plagioklas, 8.1 % Smektit, je 5.7 % Chlorit und Kaolinit sowie 2.5 % Amphibol zusammen. Darüber hinaus konnte für den Zeitraum März bis Juli 1992 eine Beteiligung vulkanischer Gläser von durchschnittlich 24.3 % nachgewiesen werden. Im nördlichen SCS beträgt die Flußrate des lithogenen Materials  $40.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  und ist damit zu 39 % an den partikulären Sinkstoffen beteiligt. Die durchschnittliche mineralogische Zusammensetzung des lithogenen Materials im nördlichen SCS wird in 1000 m Wassertiefe durch die Dominanz von Illit (38.1 %) und Quarz (30.3 %) geprägt, Plagioklas umfaßt 13.4 %, Smektit 7.7 %, Kaolinit und Chlorit 4.1 bzw. 4 % und Amphibol 2.3 %. In beiden Regionen sind saisonale Variabilitäten der lithogenen Kenngrößen zu beobachten, die im Zusammenhang mit dem monsunalen Klimageschehen auf einen wechselnden Einfluß der Zufuhr lithogenen Materials aus den Quellenregionen und/oder variierende Transportmechanismen zurückzuführen sind.

2. Aufgrund ihrer unterschiedlichen mineralogischen Zusammensetzung lassen sich zwei Quellenregionen der Einträge lithogenen Materials in das SCS unterscheiden. Die Quellenregion des Maritimen Kontinents, der durch die Philippinen und Borneo gebildet wird, zeichnet sich durch hohe Plagioklas- und Amphibolanteile aus und steht dem asiatischen Festland gegenüber, welches Taiwan, China sowie Vietnam umfaßt und vor allem durch hohe Illit- und Quarzgehalte charakterisiert ist. Die Bilanzierung der lithogenen Einträge ergab, daß das pelagische SCS lithogenes Material in Höhe von  $7 \cdot 10^6 \text{ t}$  vom Maritimen Kontinent und  $10 \cdot 10^6 \text{ t}$  vom asiatischen Festland empfängt. Die Sinkstoffe des pelagischen SCS setzen sich durchschnittlich aus 15 % äolischem und 44 % fluviatilem Material des asiatischen Festlandes

sowie aus 41 % fluviatilem Material des Maritimen Kontinents zusammen. Die Zufuhr des asiatischen Festlandes dominiert somit die mineralogische Charakteristik der Sinkstoffe im zentralen und stärker noch im nördlichen SCS. Die Angleichung der mineralogischen Zusammensetzung der Sinkstoffe an die Einträge des asiatischen Festlandes im Spätsommer sowie im Winter und Frühjahr wird durch verstärkte fluviatile Zufuhr bzw. intensivierete äolische Einträge aus dieser Quellenregion hervorgerufen. Mit dem  $EF_{\text{Amphibol/Ilit}}$ -Wert konnte ein Anzeiger implementiert werden, mit dem sich der saisonal und regional variierende Einfluß der Quellenregion des asiatischen Festlandes nachvollziehen läßt. Er könnte somit in Sedimentkernen als Proxy zur Rekonstruktion des Einflusses der Quellenregion des asiatischen Festlandes dienen.

3. Außergewöhnlich starke Einträge bestimmter Quellenregionen, wie etwa intensivierete fluviatile Zufuhr vom asiatischen Festland im Sommer 1994 oder verstärkte äolische Naßdeposition im Winter 1993/1994 infolge positiver Niederschlagsanomalien, sind durch Veränderungen in der Zusammensetzung der Sinkstoffe des SCS während begrenzter Zeiträume nachzuweisen. Eine Gegenüberstellung lithogener Sinkstoffparameter mit klimatologischen und ozeanographischen Faktoren offenbart jedoch, daß Variabilitäten lithogener Kenngrößen nicht signifikant mit klimatologischen oder ozeanographischen Signalen in Verbindung stehen. Es konnten weder signifikante Zusammenhänge zwischen Windstärke und Median der Sinkstoffe während des staubreichen Wintermonsuns gefunden werden noch bestehen wesentliche Unterschiede in der maximalen Korngröße des fluviatilen Materials der beiden Quellenregionen und dem äolischen Material. Vielmehr zeigt der Anteil der Naßdeposition an der Gesamtdepositionsrate von 53 %, daß der Eintrag des äolischen Materials in das SCS auch durch Niederschläge bestimmt wird. Phasen verstärkter äolischer Einträge stehen damit nicht zwangsläufig mit einer erhöhten Staubkonzentration infolge eines intensivierten Wintermonsuns im Zusammenhang sondern können durch erhöhte Niederschläge und den damit verbundenen Naßdepositionseffekten hervorgerufen werden. Durch diesen Prozeß wird sehr feinkörniges Material aus der Atmosphäre gewaschen und bewirkt eine deutliche Reduzierung der mittleren Korngröße der Sinkstoffe. Es wird damit offenbar, daß Variabilitäten in der Zusammensetzung der lithogenen Sinkstoffe nicht eindeutig auf eine bestimmte Quellenregion oder einen spezifischen Transportmechanismus zurückgeführt werden können. Die rezenten Verhältnisse liefern somit keine Ansatzpunkte, die eine paläoklimatische Interpretation lithogener Sedimentparameter im Bereich des SCS rechtfertigen würde.

4. Die in den Sinkstoffen von März bis Juli 1992 enthaltenen vulkanischen Gläser stellen einen Teil des Aschenmaterials dar, das infolge der Eruption des auf Luzon (Philippinen) gelegenen Pinatubo vom Juni 1991 in das SCS eingetragen wurde. Ein kleiner Anteil der Asche erreichte nicht innerhalb weniger Stunden den Meeresboden sondern verblieb zunächst in oberen Wasserschichten. Anschließend wurde das suspendierte Aschenmaterial zusammen mit den übrigen lithogenen Sinkstoffen sowie dem organischen Material in Form von Aggregaten sukzessive sedimentiert. Dieser Prozeß fand mit der Planktonblüte während des Sommermonsuns 1992 seinen Abschluß.

## 8. Literaturverzeichnis

- ABSCHLUßBERICHT XYH 5/92-1 (1993) Abschlußbericht; Sedimentationsprozesse im Südchinesischen Meer: Partikelsedimentation im Südchinesischen Meer: Bergung und Wiederaussetzen der Sedimentfallen. FS Xiangyanghong-5, Fahrt 92/1: 10.03. – 23.03.1992. Projektleiter, H. K. Wong
- ALLDREGE A. L. & SILVER M. W. (1988) Characteristics, dynamics and significance of marine snow. 'Progr. Oceanography' **29**, 41 – 80.
- ANNOTATED DIGITAL ATLAS OF GLOBAL WATER QUALITY (2001) The Annotated Digital Atlas of Global Water Quality An electronic document presenting information and findings on 82 major watersheds of the world that selectively summarizes data contributed by countries participating in the GEMS/WATER Programme over the period 1976 – 1990. <http://www.cciw.ca/gems/>
- ARAO K. & ISHIZAKA Y. (1986) Volume and mass of yellow sand dust in the air over Japan as estimated from atmospheric turbidity. J. Meteor. Soc. Japan **64**, 79 – 93.
- ARIMOTO R., DUCE R. A. & RAY B. J. (1989) Concentrations, sources, and air-sea exchange at trace elements in the atmosphere over the Pacific Ocean. In *Chemical Oceanography* **10**, Hrsg. RILEY J. P., CHESTER R. & DUCE R. A., 107 – 149, Academic, San Diego, California.
- ARIMOTO R., DUCE R. A., RAY B. J. & UNNI C. K. (1985) Atmospheric trace elements at Enewetak Atoll, 2, transport to the ocean by wet and dry deposition. J. Geophys. Res. **90**, 2391 – 2408.
- ARNOLD E., MERRILL J., LEINEN M. & KING J. (1998) The effect of source area and atmospheric transport on mineral aerosol collected over the North Pacific Ocean. Global and Planetary Change **18**, 137 – 159.
- ASTON S. R., CHESTER R., JOHNSON L. R. & PADGHAM R. C. (1973) Eolian dust from lower atmosphere of the eastern Atlantic and Indian Ocean, China Sea and Sea of Japan. Mar. Geol. **14**, 15 – 28.
- BEHERA S. K., DEO A. A. & SALVEKAR P. S. (1998) Investigation of mixed layer response to Bay of Bengal cyclone using a simple ocean model. Meteorol. Atmos. Phys. **65**, 77 – 91.
- BETZER P. R., CARDER K. L., DUCE R. A., MERRILL J. T., TINDALE N. W., UEMATSU M., COSTELLO D. K., YOUNG R. W., FEELY R. A., BRELAND J. A., BERNSTEIN R. E. & GRECO A. M. (1988) Long-range transport of giant mineral aerosol particles. Nature **336**, 568 – 571.
- BISCAYE P. E. (1964) Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. Am. Min. **49**, 1281 – 1289.
- BISCAYE P. E. (1965) Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. Geol. Soc. Am. Bull. **76**, 803 – 832.
- BLANK M., LEINEN M. & PROSPERO J. M. (1985) Major Asian eolian dust inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western North Pacific. Nature **314**, 84 – 86.
- BORNHOLD B. D. et al. (1986) Sedimentary framework of the modern Huanghe (Yellow River) delta. Geo-Marine Letters **6**, 77 – 83.
- BUAT-MENARD P., DAVIS J., REMAUDAKI E., MIQUEL C., BERGAMETTI G., LAMBERT C. E., EZAT U., QUETEL C., LA ROSA J. & FOWLER S. W. (1989) Non-steady state biological

- removal of atmospheric particles from mediterranean surface waters. *Nature* **340**, 131 – 134.
- BUURMAN P., PAPE T. & MUGGLER C. C. (1997) Laser grain-size determination in soil genetic studies. 1. Practical problem. *Soil Science* **162**, 211 – 218.
- CALVERT S. E., PEDERSEN T. F. & THUNNELL R. C. (1993) Geochemistry of the surface sediments of the Sulu and South China Seas. *Mar. Geol.* **114**, 207 – 231.
- CENTER FOR COASTAL AND ATMOSPHERIC RESEARCH (1998). Pearl River Estuary Pollution Project, an integrated approach to Pear River monitoring. <http://ccar.ust.hk/project.html>
- CENTRE FOR REMOTE IMAGING, SENSING AND PROCESSING (2000) CRISP, National University of Singapore, CRISP Catalogue Browse, SPOT. <http://www.crisp.nus.edu.sg/>, Bild ID: 22813249608110309142X; 12773299807140342092X; 12773309807140342182X; 12773319807140342262X; 12773329807140342352X; 12753309807140342191X; 12753319807140342281X; 12753339807140342451X; 12753329807140342361X.
- CHEN G. T.-J. & CHEN H.-J. (1987) Study on large-scale features of duststorm systems in East Asia. *Papers Meteo. Res.* **10**, 57 – 79.
- CHEN M.-P. (1981) Grain size distribution, mineral composition and carbonate content in bottom sediments of the South China Sea. *Proc. Natl. Sci. Council. ROA(A)* **5**, 92 – 105.
- CHEN P. Y. (1977) Table of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. *Geol. Survey Occ. Pap.* **21**, 68 S.
- CHEN P. Y. (1978) Minerals in bottom sediments of the South China Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**, 211 – 222.
- CHEN S., LU X., WU C., GU S., WU C., LI S., LI X. & CHEN Y. (1988) A preliminary study on existing forms of elements in sediments from northern South China Sea. *Chinese J. Geochem.* **7**, 372 – 377.
- CHEN W. & ZHOU F. (1988) A study of volcanic glass in the northern South China Sea during the last 100ka. In *Marine Geology and Geophysics of the South China Sea*, Hrsg. JIN X., KUDRASS H. R. & PAUTOT G., 174 - 178, China Ocean Press, Qingdao.
- CLEMENS S. C. (1998) Dust response to seasonal atmospheric forcing: Proxy evaluation and calibration. *Paleoceanography* **13**, 471 – 490.
- CLEMENS S. C. & PRELL W. (1990) Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: Eolian records from lithogenic component of deep-sea sediments. *Paleoceanography* **5**, 109 – 145.
- CLIMATE PREDICTION CENTER (1996 – 2000) Climate Diagnostic Bulletin **96/01 – 00/12**, U.S Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Centers of Environmental Prediction, Campsprings, Maryland.
- COOK H. E., JOHNSON P. D., MATTI J. C. & ZEMMELS I. (1975) Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray mineralogy laboratory, Deep Sea Drilling Project, University of California, Riverside. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project **28**, 999 – 1007.
- DALIGDIG A., BESANA G. M. & PUNONGBAYAN R. S. (1991) Overview and impacts of the 1991 Mt. Pinatubo eruption. *GEOCON '91 Proc. Geol. Soc. Philippines*, 29 – 55.
- DAMUTH J. E. (1980) Quaternary sedimentation processes in the South China Sea Basin as reveals by echo-character mapping and piston-core studies In *The tectonic and geologic*

- evolution of Southeast Asia and islands*, Hrsg. HAYES D. E., Geoph. Mono. Ser. **23**, 105 – 125.
- DARWIN, C. (1864) An account of the fine dust which often falls on vessels in the Atlantic Ocean. *Q. J. Geol. Soc. London* **2**, 26 – 30.
- DAUPHIN J. P. (1983) Eolian quartz granulometry as a paleowind indicator in the northeast equatorial Atlantic, North Pacific, and southeast equatorial Pacific. Dissertation, University of Rhode Island, 334 S.
- DEGENS E. T. & ITTEKKOT V. A. (1984) A new look at clay-organic interactions. *Mitt. Geol.-Pal. Inst. Univ. Hamburg* **26**, 229 – 248.
- DEUSER W. G., BREWER P. G., JICKELLS T. D. & COMMEAU J. A. (1983) Biological control of the removal of abiogenic particles from the surface ocean. *Science* **219**, 388 – 391.
- DING Y., CHAO Q. & ZHANG Y. (1997) The South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX) implementation plan. *Adv. Atmos. Sci.* **14**, 255 – 271.
- DUCE R. A., UNNI C. K. & RAY B. J. (1980) Long-range transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific: Temporal variability. *Science* **209**, 1522 – 1524.
- DUCE, R. A. et al. (1991) The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Global Geochemical Cycles* **5**, 193 – 259.
- FANG, M., ZHENG, M., WANG, F., CHIM, K. S. & KOT, S.C. (1999) The long-range transport of aerosols from northern China to Hong Kong – A multi-technique study. *Atmospheric Environment*. **33**, 1803 - 1817.
- FLORES J. F. & BALAGOT V. F. (1969) Climate of the Philippines. In *Climates of Northern and Eastern Asia*, Hrsg. ARAKAWA H., *World Survey Climatology* **8**, 1 – 118, Elsevier, Amsterdam, London & New York.
- FOLK R. L., & WARD W. C. (1957) Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. *J. Sed. Pet.* **27**, 3 - 27.
- FRIEDMAN G. M. & JOHNSON K. G. (1982) *Exercises in Sedimentology.*, 288 S., John Wiley & Sons, New York.
- FRIEDMAN G. M. & SANDERS J. E. (1978) *Principles of Sedimentology.* 792 S., John Wiley & Sons, New York.
- GAO Y., ARIMOTO R., DUCE R. A., LEE D. S. & ZHOU M. Y. (1992a) Input of atmospheric trace elements and mineral matter to the Yellow Sea during the spring of a low-dust year. *J. Geophys. Res.* **97**, 3767 – 3777.
- GAO Y., ARIMOTO R., ZHOU M. Y., MERRILL J. T. & DUCE R. A. (1992b) Relationships between the dust concentrations over eastern Asia and the remote North Pacific. *J. Geophys. Res.* **97**, 9867 – 9872.
- GAO Y., ARIMOTO R., DUCE R. A., ZHANG X. Y., ZHANG G. Y., AN Z. S., CHEN L. Q., ZHOU M. Y. & GU D. Y. (1997) Temporal and spatial distribution of dust and its deposition to the China Sea. *Tellus* **49B**, 172 – 189.
- GARDNER W. D. (1997) The flux of particles to the deep sea: Methods, measurements, and mechanisms. *Oceanography* **10**, 116 – 120.
- GILLETTE D. A. (1981) Production of dust that may be carried great distances. In *Desert dust: Origin, characteristics and effect of man*, Hrsg. PÈWÈ T. L., *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* **186**, 11 – 26.

- GILLETTE D. A., BILFFORD I. H. & FRYREAR D. W. (1974) The influence of wind velocity on the size distribution of aerosol generated by the wind erosion of soils. *J. Geophys. Res.* **79**, 4068 – 4075.
- GLOBAL VOLCANISM NETWORK (1991-1992) *Bull. Global Volcanism Network* **16 - 17**, Smithsonian Institution, Washington, D.C.
- GOLDBERG E. D. (1963) Mineralogy and chemistry of marine sedimentation. In *Submarine Geology*, Hrsg. SHEPARD F. P., 436 – 466, Scripps Institution of Oceanography, University of California at La Jolla, Harper's Geoscience Series, New York, Evanston & London.
- GOLDBERG, E. D. (1971) Atmospheric dust; the sedimentary cycle and man. *Comments on Earth Science, Geophysics* **1**, 117 – 132.
- GRDC (1999) Global Runoff Data Centre, GRDC-catalogue for windows, Vol. 2.0
- GRIFFIN J.J., WINDOM H. & GOLDBERG E. D. (1968) The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep-Sea Res.* **15**, 433 – 459.
- HAN J., FYFE W. S. & LONGSTAFFE F. J. (1998) Climatic Implications of the S5 Paleosol Complex on the Southernmost Chinese Loess Plateau. *Quat. Res.* **50**, 21 – 33.
- HAY W. W. (1998) Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chem. Geol.* **145**, 287 – 323.
- 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.
- HONJO S. & DOHERTY K. W. (1988) Large aperture time series oceanic sediment traps: design objectives, construction and application. *Deep-Sea Res.* **35**, 133 – 149.
- HONJO S., HAY B. J., MANGANINI S. J., ASPER V. L., DEGENS E. T., KEMPE S., ITTEKOT V., IZDAR E., KONUK Y. T. & BENLI H. A. (1987) Seasonal cyclicity of lithogenic particle fluxes at a southern Black Sea sediment trap station. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg* **62**, 19 – 39.
- HSEUNG Y. & JACKSON M. L. (1952) Mineral composition of the clay fraction: III. Of some main soil groups of China. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **16**, 97 - 110.
- ING G. K. T. (1972) A duststorm over central China, April 1969. *Weather* **27**, 136 – 145.
- INMAN D. L. (1952) Measures of describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.* **22**, 125 – 145.
- INTEGRATED GLOBAL OCEAN SERVICES SYSTEM PRODUCTS BULLETIN (1999) IGOSS nmc: Sea surface temperature fields blended from ship, buoy and bias-corrected satellite data (Reynolds and Smith 1994). <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/IGOSS/nmc/>
- ITTEKOT V., NAIR R. R., HONJO S., RAMASWAMY V., BARTSCH M. MANGANINI S. J. & DESAI B. N. (1991). Enhanced particle fluxes in Bay of Bengal induced by injection of fresh water. *Nature* **351**, 385 – 387.
- IWASAKA Y., MINOURA H. & NAGAYA K. (1983) The transport and spacial scale of asian dust-storm clouds: a case study of the dust-storm event of April 1979. *Tellus* **35B**, 189 – 196.
- JAHNKE, R. A. (1990) Ocean flux studies: A status report. *Rev. Geophys.* **28**, 381 – 398.

- JANECEK 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 Drilling Project* **86**, 589 – 603.
- JANECEK T. R. & REA D. K. (1985) Quaternary fluctuations in northern hemisphere tradewinds and westerlies. *Quat. Res.*, **24**, 150 – 163.
- JI L., SUN S. & ARPE K. (1997) Model study on the interannual variability of asian winter monsoon and its influence. *Adv. Atmos. Sci.* **14**, 1 – 22.
- JICKELLS T. D., DORLING S., DEUSER W. G., CHURCH T. M., ARIMOTO R. & PROSPERO J. M. (1998) Airborne dust fluxes to a deep water sediment trap in the Sargasso Sea. *Global Biogeochem. Cycles* **12**, 311 – 320.
- JOHNS W. D., GRIM R. E. & BRADLEY W. F. (1954) Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. *J. Sed. Pet.* **24**, 242 – 251.
- JOUSSAUME S. (1989) Desert dust and climate: an investigation using an atmospheric general circulation model. In *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*, Hrsg. LEINEN M. & SARNTHEIN M., 253 – 263, Kluwer Academic, Norwell, Mass.
- KALM V. E., RUTTER N. W. & ROKOSH C. D. (1996) Clay minerals and their paleoenvironmental interpretation in the Baoji loess section, Southern Loess Plateau, China. *Catena* **27**, 49 – 61.
- KONERT M. & VANDERBERGHE J. (1997) Comparison of laser grain size analyses with pipette and seive analyses: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* **44**, 523 – 535.
- KOOPMANN B. (1979) Saharastaub in den Sedimenten des subtropisch-tropischen Nordatlantik während der letzten 20000 Jahre. Dissertation, Universität Kiel, 109 S.
- KOOPMANN B. (1981) Saharan dust deposition in the subtropical Atlantic during the last 25,000 years. *Meteor Forschungsergebnisse* **C5**, 23 - 54.
- KOROLEFF F. (1983) Determination of silicon. In *Methods of Sea Water Analysis*, Hrsg. GRASSHOFF K., ERHARDT M. & KREMLING K., 174 – 187, Verlag Chemie, Weinheim.
- KUEHNEN P. H. (1950) *Marine Geology*, 551 S., John Wiley, New York.
- LAFOND, E.C. (1963) Physical oceanography and its relation to the marine organic production in the South China Sea. In *Ecology of the Gulf of Thailand and the South China Sea. A report on the results of the NAGA expedition, 1959 – 1961*, **5-33**, Southeast Asia research program, University of California, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California.
- LAFOND, E. C. (1966) South China Sea. In *The Encyclopedia of Oceanography*, 829 – 836, Rheinhold Publ., New York.
- LAN X., MAO D., XU M., ZHOU Q & ZHANG G. (1988) Clay minerals in the late quaternary sediments of the Zhujiang estuary and their facies significance. *Journal of Oceanography in Tiwan Straight* **7**, 127 – 134. Chinesisch mit englischer Zusammenfassung.
- LAU K.-M. & YANG S. (1997) Climatology and interannual variability of the southeast asian summer monsoon. *Adv. Atmos. Sci.* **14**, 141 – 162.
- LAVIOLETTE P. E. & FRONTENAC T. R. (1967) Temperature, salinity and density of the world's seas: South China Sea and adjacent gulfs. Informal Manuscript **67-5**, U.S. Naval Oceanographic Office, Washington, D.C.

- LEINEN M. (1985) Quarz content of northwest Pacific hole 576A and implications for Cenozoic eolian transport. Initial Rep. Deep Sea Drilling Project **86**, 581 – 588.
- LEINEN M. (1989) The late Quaternary record of atmospheric transport to the northwest Pacific from Asia. In *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*, Hrsg. LEINEN M. & SARNTHEIN M., 693 – 732, Kluwer Academic, Norwell, Mass.
- LEINEN M., PROSPERO J. M. & BLANK M. (1994) Mineralogy of aeolian dust reaching the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* **99**, 21017 – 21023.
- LEINEN M., CWIENK D., HEATH G.R., BISCAYE P. E., KOLLA V., THIEDE J. & DAUPHIN J. P. (1986) Distribution of biogenic silica and quartz in recent deep-sea sediments. *Geology* **14**, 199 – 203.
- LIU T. (1985). Loess and environment. 251 S., Science Press, Beijing
- LIU T., GU X. F., AN Z. S. & FAN Y. X. (1981) The dust fall in Beijing, China on April 18, 1980. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **186**, 149 – 157.
- LOIZEAU J. L., ARBOUILLE D., SANTIAGO S. & VERNET J. P. (1994) Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology* **41**, 353 – 361.
- L.O.T.-Oriel (1994) CIS-Partikelanalyse., 11 S.
- LUHR J. F. & MELSON W. G. (1996) Mineral and glass composition in June 15, 1991, pumices: Evidence for dynamic disequilibrium in the dacite of Mount Pinatubo. In *Fire and Mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, Hrsg. NEWHALL C. G. & PUNONGBAYAN R. S., 1126 S., Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle.
- MAJOR J. J., JANDA R. J. & DAAG A. S. (1996) Watershed disturbance and lahars on the east side of Mount Pinatubo during the mid-June 1991 euptions. In *Fire and Mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, Hrsg. NEWHALL C. G. & PUNONGBAYAN R. S., 1126 S., Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle.
- MCDONALD W. F. (1938) Atlas of climatic charts of the oceans. Weather Bureau, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- MCMANUS J. (1988) Grain size determination and interpretation. In *Techniques in sedimentology*. TUCKER M., 387 S., Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- MILLIMAN J. D. (1991) Flux and fate of fluvial sediment and water in coastal seas. In *Ocean margin processes in global change*, Hrsg. MANTURA R. F. C., MARTIN J.-M. & WOLLAST R., 69- 89, Wiley & Sons.
- MILLIMAN J. D. & MEADE R. H. (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* **91**, 1 – 21.
- MILLIMAN J. D. & SYVITSKI P. M. (1992) Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* **100**, 525 – 544.
- MILLIMAN J. D., FARNSWORTH K. L. & ALBERTIN C.S. (1999) Flux and fate of fluvial sediments leaving large islands in the East Indies. *J. Sea Res.* **41**, 97 – 107.
- MOORE M. M. & REYNOLDS R. C. (1989) X-ray diffraction and the identification and the analysis of clay minerals. 332 S., Oxford University Press, Oxford.

- MORTLOCK R. A. & FROELICH P. N. (1989) A simple method for rapid determination of biogenic opal in pelagic sediments. *Deep-Sea Res.* **36**, 1415 – 1426.
- MUGGLER C. C., PAPE T., BUURMAN P. (1997) Laser grain-size determination in soil genetic studies. 2. Clay content, clay formation, and aggregation in some Brazilian oxisoils. *Soil Science* **162**, 219 – 228.
- NAVY-WORLD BATHYMETRY (1999) WORLDBATH: ETOPO5 5x5 minute Navy bathymetry. <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/WORLDBATH>
- NEWHALL C. G. (1994) Serious but rapidly diminishing hazards at Mount Pinatubo. PHIVOLCS-USGS Progress Report.
- NIINO H. & EMERY K. O. (1961) Sediments in the shallow portions of the East China Sea and the South China Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.* **72**, 731 – 762.
- NILSON J. (1996) Mixing in the ocean produced by tropical cyclones. *Tellus* **48A**, 342 – 355.
- NATIONAL OCEANIC & ATMOSPHERIC ADMINISTRATION/NATIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION/CLIMATE PREDICTION CENTER/CAMS\_OPI (1999) CAMS\_OPI from NOAA NCEP CPC: Climate Prediction Center. [http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCEP/CPC/CAMS\\_OPI/](http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCEP/CPC/CAMS_OPI/)
- NATIONAL OCEANIC & ATMOSPHERIC ADMINISTRATION/NATIONAL CENTERS FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION - NATIONAL CENTER FOR ATMOSPHERIC RESEARCH REANALYSIS PROJECT/CLIMATE DATA ASSIMILATION SYSTEM I (2000) NOAA NCEP-NCAR CDAS-1: Climate Data Assimilation System I. <http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCEP-NCAR/CDAS-1/>
- OLIVAREZ A. M., OWEN R. M. & REA D. K. (1991) Geochemistry of eolian dust in Pacific pelagic sediments: Implications for paleoclimatic interpretations. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 2147 – 2158.
- OSE T., SONG Y., & KITO H. A. (1997) Sea surface temperature in the South China Sea - an index for the asian monsoon and ENSO system. *J. Meteor. Soc. Japan* **75**, 1091 – 1107.
- PASSEGA R. & BYRAMJEE R. (1969) Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology* **13**, 233 – 252.
- PILSKALN C. H. & HONJO S. (1987) The fecal pellet fraction of biochemical particle fluxes to the deep sea. *Global Biochemical Cycles* **1**, 31 – 48.
- PISIAS N. G. & REA D. K. (1988) Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Sea surface response to the southeast tradewinds. *Paleoceanography* **3**, 21 – 37.
- POHLMANN T. (1987) A three-dimensional circulation model of the South China Sea. In *Three-dimensional models of marine and estuarine dynamics*, Hrsg. NIHOUL J. J. & JAMART B. M., 245 – 268, Elsevier, New York.
- POST J. L. & SLOANE R. L. (1971) The nature of clay soils from the Mekong Delta, an Giang Province, South Vietnam. *Clays and Clay Minerals* **19**, 21 – 29.
- POTTER P. E., HELING D., SHIMP N. F. & VAN WIE W. (1975) Clay mineralogy of modern alluvial muds of the Mississippi river basin. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* **9**, 353 – 389.
- PROSPERO J. M. (1979) Mineral and sea salt aerosol concentration in various ocean regions. *J. Geophys. Res.* **84**, 725 – 731.
- PROSPERO J. M. & NEES R. (1977) Impact of the north african drought and El Nino on mineral dust in the Barbados trade winds. *Nature* **320**, 735 – 738.

- RADCZEWSKI H. O. (1939) Eolian deposits in marine sediments. In *Recent Marine Sediments*, Hrsg. TRASK P. D., 496 – 502, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- RAHN K. A., BORYS R. D. & SHAW G. E. (1981) Asian desert dust over Alaska: Anatomy of an arctic haze episode. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **186**, 37 – 70.
- RAMAGE C. S. (1987) Monsoon climates. in *The encyclopedia of climatology*, Hrsg. OLIVER J. E. & FAIRBRIDGE R. W., *Encyc. of Earth Science* **11**, 590 – 593.
- RAMASWAMY V., NAIR R. R., MANGANINI S., HAAKE B. & ITTEKKOT V. (1990) Lithogenic fluxes to the deep Arabian Sea measured by sediment traps. *Deep-Sea Res.* **38**, 169 – 184.
- RAMASWAMY V., KUMAR V., PARTHIBAN G., ITTEKKOT V. & NAIR R. R. (1997) Lithogenic fluxes in the Bay of Bengal measured by sediment traps. *Deep-Sea Res.* **44**, 793 – 810.
- RATEEV M. A., GORBUNOVA Z., N. LISITZYN A. P. & NOSOV G. L. (1969) The distribution of clay minerals in the ocean. *Sedimentology* **13**, 21 – 43.
- RATMEYER V. (1996) Untersuchungen zum Eintrag und Transport lithogener und organischer partikulärer Substanz im östlichen subtropischen Nordatlantik. *Berichte Fachbereich Geowissenschaften* **85**, 161 S.
- REA D. K. (1994) The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geological history of wind. *Rev. Geophys.* **32**, 159 – 195.
- REA D. K. & HOVAN S. A. (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. & JANECEK T. R. (1981) Mass accumulation rates of the non-authigenic inorganic crystalline (eolian) component of deep sea sediments from the western Mid-Pacific mountains, Deep Sea Drilling Project site 463. Initial Rep. Deep Sea Drill. Project **62**, 653 – 659.
- REA D. K., LEINEN M. & JANECEK T. R. (1985) Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. *Science* **227**, 721 – 725.
- REA D. K., SNOECKX H. & JOSEPH L. H. (1998) Late cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography* **13**, 215 – 224.
- REA D. K., CHAMBERS L. W., CHUEY J. M., JANECEK T. R., LEINEN M. & PISIAS N. G. (1986) A 420,000-year record of cyclicity in oceanic and atmospheric processes from the eastern equatorial Pacific. *Paleoceanography* **1**, 577 – 586.
- REN, Mei-e (1986) *Modern sedimentation in the coastal and nearshore zones of China*. 450 S., China Ocean Press, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo.
- REX R. W. & GOLDBERG E. D. (1958) Quarz 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*. 71 S., Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg.
- RIETVELD H. M. (1967) Line profiles of neutron powder-diffraction peaks for structure refinement. *Acta Cryst.* **22**, 151 – 152.
- RIETVELD H. M. (1969) A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *J. Appl. Cryst.* **2**, 65 – 71.

- RISTEDT H. & SCHÄFER A. (1987) Bryozoen auf Sandkörnern/Aspekte der Tonmineralogie. In *Abschlußbericht R/V Sonne Cruise 50: July 20 – September 12, 1987*, Coordinator Degens, E. T.
- RÖSLER H. J. (1984) Lehrbuch der Mineralogie. 833 S., VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- SAITO C., NORIKI S. & TSUNOGAI S. (1992) Particulate flux of Al, a component of land origin, in the western North Pacific. *Deep-Sea Res.* **39**, 1315 – 1327.
- SARNTHEIN M., PFLAUMANN U., WANG P. & WONG H. K. (Hrsg.)(1994) Preliminary Report on Sonne-95 Cruise ‚Monitor Monsoon‘ to the South China Sea. Rep. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Kiel, 125 S.
- SCHLÜTER M. (1990) Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres. *Geochemische Analyse und Modellierung. Berichte zur Polarforschung* **73**, 155 S.
- SCHÖNFELD J. & KUDRASS H.-R. (1993) Hemipelagic sediment accumulation rates in the South China Sea related to late quaternary sea-level changes. *Quat. Res.* **40**, 368 – 379.
- SCHRAMM C. T. (1989) Cenozoic climatic variation recorded by quartz and clay minerals in North Pacific sediments. In *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*, Hrsg. LEINEN M. & SARNTHEIN M., 805 – 839, Kluwer Academic, Norwell, Mass.
- SCHÜTZ L. (1979) Sahara dust transport over the North Atlantic Ocean – Model calculations and measurements. In *Saharan dust, mobilization, transport, deposition*, Hrsg. MORALES C., 267 – 277, John Wiley, New York.
- SCHÜTZ L. (1989) Atmospheric mineral dust – properties and source markers. In *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*, Hrsg. LEINEN M. & SARNTHEIN M., 805 – 839, Kluwer Academic, Norwell, Mass.
- SHAW P.-T. (1991) The seasonal variation of the intrusion of the Philippine Sea Water into the South China Sea. *J. Geophys. Res.* **96**, 821 – 827.
- SHAW P.-T. & CHAO S.-Y. (1994) Surface circulation in the South China Sea. *Deep-Sea Res.* **41**, 1663 – 1683.
- SHAW P.-T., CHAO S.-Y., LIU K.-K., PAI S.-U. & LIU C.-T. (1996) Winter upwelling off Luzon in the northeastern South China Sea. *J. Geophys. Res.* **101**, 16435 – 16448.
- SHEN S. & LAU K.-M. (1995) Biennial oscillation associated with the East Asian Summer Monsoon and tropical seas surface temperature. *J. Meteor. Soc. Japan* **73**, 105 – 124.
- SHI N. & ZHU Q. (1996) An abrupt change in the intensity of the east asian summer monsoon index and its relationship with temperature and precipitation over east China. *Int. J. Climat.* **16**, 757 – 764.
- SHI N., ZHU Q. & WU B. (1996) The east-sian summer monsoon in relation to summer large scale weather-climate anomaly in China for last 40 years. *Chinese J. Atmos. Sci.* **20**, 385 – 394.
- SINGER A. (1988) Illite in aridic soils, desert dust and desert loess. *Sediment. Geol.* **59**, 251 – 259.
- SIRINGAN, F. P. & RINGOR, C. (1998) Changes in the position of the Zambales shoreline before and after the 1991 Mt. Pinatubo eruption: Controls of shoreline change. Manuskript

- SO C. H. & CHAN C. L. (1997) Regional and synoptic-scale features associated with inactive periods of the summer monsoon over South China. *Adv. Atmos. Sci* **14**, 223 – 230.
- SOMAN M.K. & SLINGO J. (1997) Sensitivity of the Asian summer monsoon to aspects of sea-surface-temperature anomalies in the tropical Pacific. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **123**, 309-336.
- STEIN R. (1985) Rapid grain-size analyses of clay and silt fraction by Sedigraph 5000D: Comparison with Coulter Counter and Atterverg methods. *J. Sed. Petrol.* **55**, 590 – 615.
- SU G.-Q & WANG T.-X. (1994) Basic characteristics of modern sedimentation in South China Sea. In *Oceanology of China Seas*, Hrsg. ZHOU D. et al., 407 – 418, Kluwer Academic Publishers.
- TANG Z. & WANG Y. (1993) The distribution characteristics of clay minerals in the northern South China Sea. *Acta Oceanologica Sinica* **12**, 145 – 157.
- TAYLOR B. & HAYES D. E. (1980) The tectonic evolution of the South China Sea Basin. In *The tectonics and geological evolution of the Southeast Asia Seas and Islhads*, Hrsg. HAYES D. E., American Geophysical Union, Geophys. Monograph **23**, 89 – 104.
- TCHERNIA P. (1980) Descriptive regional oceanography. Pergamon Press, Oxford.
- TEGEN I. & FUNG I. (1994) Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport and optical thickness. *J. Geophys. Res.* **99**, 22897 – 22914.
- TEGEN I. & FUNG I. (1995) Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *J. Geophys. Res.* **100**, 18707 – 18726.
- TEGEN I. & FUNG I. (1999) NASA Goddard Institute for Space Studies Datasets and Images; Mineral Dust Aerosols. <http://www.giss.nasa.gov/data/dust/>
- TIEMANN J. (2001) Korngrößen und mineralogische Zusammensetzung von Sinkstoffen und Oberflächensedimenten aus dem Arabischen Meer – Hinweise auf Quellen und Transport des lithogenen Materials. Dissertation Universität Hamburg, 120 S.
- TOMITA T. & YASUNARI T. (1996) Role of the northeast winter monsoon on the biennial oscillation of the ENSO/Monsoon system. *J. Meteor. Soc. Japan* **74**, 399 – 413.
- TRASK P.D. (1932) Origin and environment of source sediments of petroleum: Houston. 323 S., Gulf Publishing Co.
- TSUNOGAI S., SUZUKI S. T., KURATA T. & UEMATSU M. (1985) Seasonal aerial variation of continental aerosol in the surface air over the western North Pacific region. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **41**, 427 – 434.
- UEMATSU M., DUCE R. A. & PROSPERO J. M. (1985) Deposition of atmospheric mineral particles in the North Pacific Ocean. *J. Atmos. Chem.* **3**, 123 – 138.
- UEMATSU M., DUCE R. A., PROSPERO J. M., CHEN L., MERRILL J. T. & MCDONALD R. L. (1983) Transport of mineral aerosol from Asia over the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* **88**, 5343 – 5352.
- VANDERBERGHE J., AN Z, NUGTEREN G., LU H. & VAN HUISSTEDEN K. (1997) New absolute time scale for Quaternary climate in the Chinese loess region by grain-size analysis. *Geology* **25**, 35 – 38.
- VISHER G. S. (1969) Grain size distributions and depositional process. *J. Sed. Petrol.* **39**, 1074 – 1106.

- VO Van Lanh & TONG Phuoc Hoang Son (2000) Structural features of geostrophic circulation in open region of the South China Sea. *Collection of Marine Research Works* **10**, 7 – 13.
- WANG L., SARTNHEIN M., ERLLENKEUSER H., GRIMALT J., GROOTES P., HEILIG S., IVANOVA E., KIENAST M., PELEJERO C. & PFLAUMANN U. (1999) East asian monsoon climate during late pleistocene: high-resolution sediment records from South China Sea. *Mar. Geol.* **156**, 245 – 284.
- WANG P. (1999) Response of western Pacific marginal seas to glacial cycles: Paleoceanography and sedimentological features. *Mar. Geol.* **156**, 5 –39.
- WANG P., WANG L. BIAN Y. & JIAN Z. (1993) Late quaternary paleoceanography of the South China Sea: Surface circulation and carbonate cycles. *Mar. Geol.* **127**, 145 – 165.
- WANG Y. (1999) *Fallout und Sedimentation der Pinatubo-Tephra 1991 im Südchinesischen Meer*. Dissertation, Universität Hamburg, 158 S.
- WATANABE M. & SHINODA M. (1996) Long-term variability of asian summer monsoon rainfall during 1946 – 1988. *J. Meteo. Soc. Japan.* **74**, 923 – 934.
- WATTS I. E. M. (1969) Climates of China and Korea. In *Climates of Northern and Eastern Asia*, Hrsg. ARAKAWA, H., *World Survey Climatology* **8**, 1 – 118, Elsevier, Amsterdam, London & New York.
- WEFER G. (1989) Particle flux in the ocean: Effects of episodic production. In *Productivity of the oceans: Present and past*, Hrsg. BERGER W. H., SMETACEK V. S. & WEFER G., 139 – 153, John Wiley & Sons.
- WIESNER M.G., WANG Y. & ZHENG L. (1995) Fallout of volcanic ash to the deep South China Sea induced by the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Geology* **23**, 885-888.
- WIESNER M. G., ZHENG L., WONG H. K., WANG Y. & CHEN W. (1996) Fluxes of particulate matter in the South China Sea. In *Particle Flux in the ocean*, Hrsg. ITTEKKOT V., SCHÄFER P., HONJO S. & DEPETRIS P. J., 293 – 312, John Wiley.
- WIESNER M. G., WETZEL A., WANG Y., CATANE S., LISTANCO E, & MIRABUENO H. (in Vorbereitung) Volume, texture and controls on sedimentation of the 1991 Pinatubo tephra in the South China Sea.
- WINDOM H. L. (1969) Atmospheric dust records in permanent snowfields: Implication to marine sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.* **80**, 761 – 782.
- WU D. C. (1974) Mineral composition and geochemistry of river suspended loads from Taiwan. *Acta Oceanographica Taiwanica*, *Science Reports of the National University* **4**, 57 – 70.
- WU G. & ZHANG Y. (1998) Tibetan Forcing and Timing of the Monsoon Onset over South Asia and the South China Sea. *Monthly Weather Rev.* **126**, 913 – 927.
- WYRTKI K. (1961) *Physical oceanography of the Southeast Asian waters*. N.A.G.A. Report **2**, University of California, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California
- YAN J. (1997) Observational study on the onset of the South China Sea southwest monsoon. *Adv. Atmos. Sci.* **14**, 277 – 287.
- YANG Z. (1988) Mineralogical assemblages and chemical characteristics of clays from sediments of the Huanghe, Changjiang, Zhujiang rivers and their relationship to the climate environment in their sediment source areas. *Oceanologia et Limnologia Sinica* **19**, 336 – 346. Chinesisch mit englischer Zusammenfassung.

ZHANG R., SUMI A. & KIMOTO M. (1996) Impact of El Nino on the East Asian Monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. *J. Meteo. Soc. Japan* **74**, 49 –62.

ZHANG X., ARIMOTO R., AN Z., CHEN T., ZHANG G., ZHU G. & WANG X. (1993) Atmospheric trace elements over source regions for chinese dust: Concentrations, sources and atmospheric deposition on the loess plateau. *Atmos. Environ.* **27A**, 2051 – 2067.

ZHANG Y., SPERBER K. R. & BOYLE J. S. (1997) Climatology and Interannual Variation of the East Asian Winter Monsoon: Results from the 1979 – 95 NCEP/NCAR Reanalysis. *Monthly Weather Rev.* **125**, 2605 – 2619.

ZHENG H. (1984) Paleoclimatic events recorded in clay minerals in loess of China. In *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*, Hrsg. PÉCSI, M., 171 – 181, Geographical Research Institute, Hungary Academy of Science, Budapest.

## Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Professor Dr. M. G. Wiesner. Durch seine Hilfestellung und Diskussionsbereitschaft eröffneten sich stets neue Aspekte, die zum Gelingen dieser Arbeit maßgeblich beigetragen haben. Durch gemeinsame Erlebnisse während der Forschungsfahrten, aber auch außerhalb der Arbeitszeit ist mit der Zeit ein nach meinem Empfinden freundschaftliches Verhältnis entstanden.

Bei Herrn Professor Dr. V. Ittekkot möchte ich mich für die Leitung der Projekte bedanken, im Rahmen derer ich die Möglichkeit hatte, an mehreren Forschungsfahrten teilzunehmen und diese Dissertation anzufertigen.

Für die Durchführung der Röntgendiffraktionsanalyse möchte ich Herrn Dr. Klaska und Herrn Ludwig, beide Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Hamburg, an dieser Stelle meinen allerherzlichsten Dank aussprechen. Ihre Geduld, ihr Interesse an meiner Arbeit sowie ihre stete Hilfsbereitschaft haben maßgeblich zur Entwicklung einer praktikablen Analytik mit kleinen Probenmengen beigetragen.

Frau Urban und Herrn Hartmann, beide Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Hamburg, sei für die Hilfestellung am Rasterelektronenmikroskop gedankt.

Allen Grabensträblern, die zur Zeit in „unserem“ Labor ihrer Wissenschaft nachgehen und aber auch denjenigen, die es bereits verlassen haben bzw. verlassen mußten, möchte ich meinen besonderen Dank aussprechen. Sie haben dafür gesorgt, daß bei der Arbeit der Spaß nie zu kurz kam: Holger Breul, Arno Cremer, Maike Glos, Matthias Hübner, Dr. Tim Jennerjahn, Peter Jöhrend, Nico Lahajnar, Kirsten Neumann, Dr. Stephan Reschke, Michael Rieger, Dr. Petra Schäfer, Gunnar Schroll, Dr. Andreas Suthoff, Dr. Yubo Wang, Dirk Wittkuhn, Szejiana Zaric. Besonders hervorheben möchte ich Jörg Tiemann und Dr. Daniela Unger, die mich ein Großteil meines Studium begleitet haben. Ihnen wünsche ich auf Ihrem weiteren beruflichen und privaten Lebensweg alles Gute.

Ferner möchte ich mich bei meinen ausländischen Kollegen in China, auf den Philippinen und in Vietnam bedanken, die ich im Zuge der Forschungsfahrten und in ihren Heimatländern kennenlernen durfte. Ihre Gastfreundschaft, die Gespräche mit ihnen und nicht zuletzt die gemeinsamen Feiern haben meinen persönlichen Horizont erweitert und werden mir in guter Erinnerung bleiben.

Zum Schluß liegt es mir am Herzen mich bei den wichtigsten Menschen in meinem Leben zu bedanken. Sie zeigen mir, daß es noch andere schöne und wichtige Dinge gibt. Nur durch den Beistand meiner Freundin Vanessa von Wersch sowie die Unterstützung und das Vertrauen, das mir meine Eltern, Erika und Eduard Gerbich über all die Jahre entgegen gebracht haben, war es mir möglich mein Studium und schließlich diese Dissertation abzuschließen.

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

---

Christian Gerbich