

**Ein dreidimensionales, numerisches
Schwebstoff-Transportmodell
mit Anwendung auf die Deutsche Bucht**

**(Vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg
als Dissertation angenommene Arbeit)**

Autor:

B. Mayer

(Institut für Gewässerphysik)

ISSN 0344-9629

Als Manuskript vervielfältigt.

Für diesen Bericht behalten wir uns alle Rechte vor.

GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH · Telefon (04152)87-0
Max-Planck-Straße · D-21502 Geesthacht / Postfach 11 60 · D-21494 Geesthacht

GKSS 95/E/59

Ein dreidimensionales, numerisches Schwebstoff-Transportmodell mit Anwendung auf die Deutsche Bucht

(Vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg als Dissertation angenommene Arbeit)

B. Mayer

96 Seiten mit 37 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird ein Lagrange'sches Schwebstoff-Transportmodell vorgestellt, das die wichtigsten Bodenprozesse berücksichtigt. Die Ergebnisse einer Modellanwendung auf die Deutsche Bucht waren signifikant mit Meßergebnissen korreliert. Eine Bilanzierung der simulierten Input-/Output-Schwebstoffmassen für das Modellgebiet führte zu den in der Literatur genannten Zahlen. Die Existenz des Helgoländer Schlickgebietes konnte nach Untersuchung des dreidimensionalen Strömungsgeschehens in der Deutschen Bucht begründet werden. Ergänzende Simulationen, in denen ausgewählte Prozesse unterdrückt wurden, gaben Hinweise auf die Herkunft des deponierten Materials. Die abgeschätzte Sedimentationsrate im Schlickgebiet liegt in der gleichen Größenordnung, auf die auch aus Untersuchungen von Sedimentkernen geschlossen wird. Die sehr ermutigenden Simulationsergebnisse lassen eine Weiterentwicklung des Modells und die Anwendung auf andere Fragestellungen und Meeresgebiete als wünschenswert erscheinen.

Abstract

A Lagrangian transport model for suspended particulate matter (SPM) is presented, which considers the most important bottom processes. The application to the area of the German Bight produced results, which were significantly correlated with field data. The estimation of the input and output of SPM calculated by the model is in accordance with the literature. The existence of the mud area southeast of Helgoland was explained by the threedimensional current regime of the German Bight. Additional simulations, where some selected processes were suppressed, identified the main sources of the deposited material. The estimated deposition rate was of the same order as indicated by sediment core analyses. The very encouraging results lead to the opinion that further development of the model and applications to other areas and problems ought to be carried out.

Manuskripteingang in der Redaktion: 26. Juli 1995

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	V
1 Einleitung	1
2 Grundlagen zum Schwebstofftransport	3
2.1 Die Deutsche Bucht und ihre Schwebstoffe	3
2.2 Schwebstoffrelevante Prozesse	8
2.3 Numerische Schwebstoffmodelle	13
3 Das Schwebstoff-Transportmodell	17
3.1 Struktur des Modells	17
3.2 Transportprozesse in der Wassersäule	18
3.2.1 Die Grundgleichung	18
3.2.2 Randbedingungen	22
3.2.3 Numerik	23
3.3 Bodenprozesse	26
3.3.1 Sedimentation	27
3.3.2 Erosion	29
3.3.3 Bioturbation	31
3.4 Wichtige Eingangsparameter	33
3.4.1 Modellgebiet, Modellgitter und Randwerte	33
3.4.2 Boden-Schubspannungsgeschwindigkeiten	35
3.4.3 Konzentration der Feinfraktion im Sediment	37
4 Modell und Messung: ein PRISMA-Experiment	42
4.1 Meßdatenaufbereitung	42
4.2 Durchführung der Simulation	44

4.3	Ergebnisse und Diskussion	46
4.3.1	Schwebstoffsituation im April 1991	46
4.3.2	Vergleich von Meß- und Modelldaten	47
4.3.3	Feinsedimentdynamik im April 1991	56
4.3.4	Eine Bilanz der Simulation für die Deutsche Bucht	58
5	Das Helgoländer Schlickgebiet	65
5.1	Beschreibung des Gebietes	65
5.2	Simulationen zum Schlickgebiet	69
5.2.1	Das Strömungsregime in der Deutschen Bucht	69
5.2.2	Herkunft des abgelagerten Materials	74
5.2.3	Sedimentationsrate	76
5.2.4	Zusammenfassende Bemerkungen	81
6	Zusammenfassung und Ausblick	83
	Liste der verwendeten Symbole	85
	Literaturverzeichnis	86

Abbildungsverzeichnis

2.1	Topographie der Deutschen Bucht	5
2.2	Schwebstoffrelevante Prozesse im Überblick	11
3.1	Struktur des Schwebstoff-Transportmodells, Teil I	19
3.2	Darstellung der Teilchenwanderung durch Advektion	23
3.3	Schema des Meeresbodens im Modell	27
3.4	Struktur des Schwebstoff-Transportmodells, Teil II	34
3.5	Max. Boden-Schubspannung für Wellen und für Strömung	38
3.6	Max. Boden-Schubspannung für Wellen plus Strömung	39
3.7	Verteilung der Sedimentfeinfraction $< 20 \mu\text{m}$	41
4.1	PRISMA-Verankerungen an den Stationen 1 bis 4	43
4.2	Streudiagramme gemessener Trübung und SPM-Konzentration an den Stationen 1 und 2	44
4.3	Streudiagramme gemessener Trübung und SPM-Konzentration an den anderen Stationen	45
4.4	Zeitreihen gemessener und simulierter SPM-Konzentration an den Stationen 1 und 2	48
4.5	Zeitreihen von SPM-Konzentration und Boden-Schubspannung an den Stationen 1 und 2	49
4.6	Zeitreihen von SPM-Konzentration und Boden-Schubspannung an den Stationen 3 und 4	50
4.7	SPM-Horizontalverteilungen am 15. und 16. April	51
4.8	SPM-Horizontalverteilungen am 17. und 18. April	52
4.9	SPM-Horizontalverteilungen am 19. und 29. April	53
4.10	Streudiagramme gemessener und simulierter SPM-Konzentration	55
4.11	Differenz zwischen gemessener und simulierter SPM-Konzentration	55
4.12	Zeitreihen der <i>mud blanket</i> und des Feinsediments	57
4.13	Simulierte Depositions- und Erosionsgebiete, 31.1.91 bis 29.4.91	59
4.14	Simulierte Depositions- und Erosionsgebiete, 1.1.91 bis 29.4.91	60

4.15	Zeitreihen der deponierten und erodierten Massen für Januar und Februar 1991	63
4.16	Zeitreihen der deponierten und erodierten Massen für März und April 1991	64
5.1	Topographie und Linien gleicher Schlicktiefe im Bereich des Helgoländer Schlickgebietes	66
5.2	Pleistozäne Topographie im Bereich des Schlickgebietes	67
5.3	Das Strömungsregime der Deutschen Bucht	70
5.4	Lage der Strömungsvertikalschnitte über dem Helgoländer Schlickgebiet	71
5.5	Strömungen in drei West-Ost-Vertikalschnitten bei konst. Westwind	72
5.6	Strömungen in West-Ost-Vertikalschnitten bei konst. Nordwest-, Nord- und Ostwind	73
5.7	SPM-Verteilung nach einer Simulation mit konst. Westwind (10 m/s)	75
5.8	Prozentuale Anteile von Weser-/Elbe-SPM am Gesamt-SPM Ende April 1991 (simuliert)	77
5.9	SPM-Verteilung und Depositionsgebiete nach einer Simulation mit Flußeintrag	78
5.10	Depositions- und Erosionsgebiete nach einer Simulation ohne SPM-Anfangsverteilung und -Eintrag	79
5.11	Verteilung versch. Arten der Sedimentfeinfraktion nach einer Simulation mit konst. Westwind	80
5.12	Simulierte Sedimentationsraten in der Deutschen Bucht	82

Tabellenverzeichnis

2.1	Klassifikation von Feststoffen nach Korngrößen.	4
4.1	Bilanz für die Schwebstofftransport-Simulation in der Deutschen Bucht, Januar bis April 1991	61

Kapitel 1

Einleitung

„Das sensible Chaos“ – so nannte NOVALIS das unentbehrliche, lebensvermittelnde und lebenserhaltende Element der Erde: das Wasser, „der unbestimmte, aber bestimmbare Träger aller lebendigen Gestaltung“ (SCHWENK, 1962). In diesem Element liegt auch eine kaum vorstellbare Kraft, ist es doch in der Lage, durch stete und ebenso durch plötzliche Einwirkung ganz wesentlich zur Landschaftsformung beizutragen.

Als stets in Bewegung bleibender Träger von gelösten und partikulären Substanzen sorgt das Wasser für deren Transport durch die Umwelt, meist mit dem Ziel *Meer* oder *Meeressediment*. Dies gilt natürlich auch für toxisch wirkende Stoffe, die – in hohem Maße vom Menschen in das Ökosystem eingebracht – zunehmend die Biosphäre belasten, den Menschen eingeschlossen. Die im Meerwasser vorhandenen Schadstoffe liegen nur zu einem geringen Teil in gelöster Form vor; überwiegend lagern sie sich an Schwebstoffe an und werden mit diesen transportiert (BOON & DUINKER, 1986, EISMA & IRION, 1988, IRION, 1993).

Die Deutsche Bucht, südöstlicher, flacher Teil der Nordsee, weist aufgrund der vorherrschenden, hydrodynamischen Bedingungen Bereiche auf, in denen ständig suspendiertes Material sedimentiert. Dazu zählen neben den Ästuaren Ems, Weser und Elbe die Wattgebiete an den ost-, west- und nordfriesischen Küsten, das Elbe-Urstromtal und das Schlickgebiet südöstlich von Helgoland. Wegen der schadstoffbindenden Eigenschaften des suspendierten, partikulären Materials geht diese Schwebstoffakkumulation einher mit der Anreicherung von Schadstoffen in den entsprechenden Sedimenten, die sich auf die Bodenlebewesen auswirken können. So zeigt z.B. die Bodenfauna der inneren Deutschen Bucht ihre Sensitivität auf solche und andere ökologische Veränderungen durch Verarmung der Artenzahl (RACHOR, 1980).

Die Untersuchung der sehr komplexen und miteinander wechselwirkenden Prozesse, die die Entwicklung (Wachstum, Zerfall) und den Transport von suspendiertem Material sowie die Sedimentations-/Erosionsmechanismen bestimmen, ist in der Ökosystemforschung somit von großer Bedeutung. Die Erfassung der

gesamten Schwebstoffdynamik in all ihren Facetten ist allerdings ein schwieriges, bücherfüllendes Unterfangen. VAN LEUSSEN (1994) befaßt sich ausführlich mit zahlreichen Teilaspekten wie z.B. der Vielfalt der Zusammensetzung und den ebenso vielfältigen Eigenschaften von ästuarinem Schwebstoff. KEMPE et al. (1988) brachten einen Sonderband heraus, der sich nur mit den Ergebnissen von Schwebstoff- und Sedimentuntersuchungen in der Nordsee beschäftigt. Viele weitere Autoren könnten noch aufgezählt werden. Dies deutet an, wie umfangreich die Schwebstoffproblematik ist. Die Wichtigkeit *interdisziplinärer* Forschung versteht sich von selbst, denn neben ozeanographischen sind auch biologische, chemische und geologische Prozesse beteiligt.

Das Verständnis der Mechanismen, mit denen natürliche Prozesse ablaufen, kann mit Hilfe von numerischen Modellen überprüft werden, indem Modellergebnisse mit den Meßdaten ausgewählter Experimente verglichen werden. Ein verifiziertes Modell, das die wesentlichen Prozesse eines Vorgangs berücksichtigt, kann umgekehrt auf recht ökonomische Weise dazu beitragen, durch Simulationen Phänomene aufzuklären, ohne daß umfangreiche Meßkampagnen durchzuführen sind. Aber auch solchen Simulationen müssen oftmals Messungen vorausgehen, um Anfangs- und Randbedingungen für das Modell zu schaffen oder die Voreinstellung des Modells auf eine bestimmte Situation zu ermöglichen. Es zeigt sich dabei immer wieder, daß Messung und Modellierung zur effektiven Untersuchung von Prozessen „Hand in Hand“ gehen müssen, zumal die Qualität der Modellergebnisse nicht besser sein kann als die der Daten, die es antreiben.

In der vorliegenden Arbeit wird ein numerisches, dreidimensionales Schwebstoff-Transportmodell, das auch die schwebstoffrelevanten Bodenprozesse berücksichtigt, vorgestellt und auf die Deutsche Bucht angewandt. Die Entwicklung des Modells wurde im Rahmen eines interdisziplinären Forschungsprojektes Anfang der 80'er Jahre für die Anwendung auf das Nordseegebiet begonnen. Es stellt heute ein einzigartiges Instrument zur umfangreichen Untersuchung der Dynamik des Schwebstoffs im Wasser und seines Pendantes im Boden, der Sedimentfeinfraktion, dar.

Nach einer Beschreibung der Grundlagen zur Modellierung der Schwebstoffdynamik (zweites Kapitel), zu der auch die Darstellung der wichtigsten, schwebstoffrelevanten Prozesse gehört, wird im dritten Kapitel das Modell selbst vorgestellt. Im vierten Kapitel werden berechnete Schwebstoffkonzentrationen mit Meßdaten verglichen. Die Meßdaten wurden von verankerten Trübungsmessern in der Deutschen Bucht aufgenommen, die Modellergebnisse durch Simulation des Schwebstofftransports für den entsprechenden Zeitraum gewonnen. Das fünfte Kapitel befaßt sich mit der Problematik des Schlickgebietes südöstlich von Helgoland. Ergänzende Simulationen mit dem Schwebstoff-Transportmodell, in denen gezielt ausgewählte Prozesse unterdrückt werden, und die Analyse von (simulierten) Strömungsdaten ermöglichen die Erörterung einiger Fragestellungen zur Bildung und Erhaltung dieses Schlickgebietes. Das sechste und letzte Kapitel bildet die abschließende Zusammenfassung.

Kapitel 2

Grundlagen zum Schwebstofftransport

2.1 Die Deutsche Bucht und ihre Schwebstoffe

Morphologie und Hydrographie der Deutschen Bucht

Die Deutsche Bucht, ein mit durchschnittlich ca. 20 m Wassertiefe recht flacher Abschnitt der südöstlichen Nordsee, ist ein heterogenes Meeresgebiet, sowohl hinsichtlich ihrer Morphologie und Hydrographie als auch ihrer „Versorgung“ mit Schwebstoffen. Im Osten bei ca. 9° E durch das Nordfriesische Wattenmeer, im Süden bei ungefähr $53^\circ 40'$ N durch das West- und Ostfriesische Wattenmeer begrenzt, ist es im Westen bei ca. 6° E und im Norden bei 55° N zur Nordsee hin offen. Topographisch markant ist das glaziale Elbe-Urstromtal, auch Elbe-Rinne genannt, das sich mit Tiefen von 30 bis über 40 m von Helgoland aus trichterförmig nach Nordwesten öffnet (Abb. 2.1).

Die Strömungen in der Deutschen Bucht setzen sich im wesentlichen aus drei unterschiedlich erzeugten Komponenten zusammen: der gezeitenbedingte, der dichte- und der windgetriebene Anteil. Die Gezeitenströmung wird hervorgerufen vor allem durch die halbtägigen M_2 - und S_2 -Gezeiten sowie deren zum Spring-Nipp-Zyklus führenden Überlagerung. Sie stellt den stärksten Anteil mit Geschwindigkeiten von bis zu 2.5 m/s dar. Allerdings hat der gezeitenbedingte Anteil am Reststrom – das ist der Strom, der nach Mittelung über eine Gezeitenperiode bleibt – im Vergleich zu den anderen Komponenten kaum Bedeutung. Der Dichteantrieb besteht in den starken, durch Süßwasserausstrom aus den Watten und den Flüssen Elbe, Weser und Ems bedingten Salzgehaltsgradienten, die senkrecht zur Küste gerichtet sind. Diese Gradienten bewirken eine zyklonale Zirkulation, die sich an den topographischen Gegebenheiten orientiert, mit einem bodennahen, dem Elbe-Urstromtal aus Nordwesten folgenden Einstrom. Die überwiegend aus westlichen Richtungen wehenden Winde verstärken die zyklonale Zirkulation, wobei sich aber ein bodennaher Ausstrom über das

Elbe-Urstromtal einstellt. Winde aus östlichen Richtungen dagegen können eine Umkehr der Zirkulation hervorrufen. Der dichtebedingte, bodennahe Einstrom von Nordseewasser im Elbe-Urstromtal wird dann unterstützt. Da aber an der Oberfläche ablandige Strömungen verursacht werden, entstehen vor allem über dem Elbe-Urstromtal erhebliche vertikale Stromscherungen.

Die Wassermasse der Deutschen Bucht, deren Bereich von PEGLER & KEMPE (1988) sogar als eigene „Seewasser-Provinz“ bezeichnet wird, läßt sich in drei Regionen einteilen: (1) ein durch *tidal mixing* homogener Streifen von relativ salzarmem Küstenwasser, dessen Breite in Abhängigkeit vom Wetter stark schwankt, (2) eine Übergangsregion mit gut ausgebildeten, horizontalen und vertikalen Salzgehalts- und Temperaturgradienten, (3) das salzreiche Nordseewasser-Regime, das in der Regel keine haline, aber eine thermische Schichtung aufweisen kann.

Das gesamte Volumen der Wassermasse in der Deutschen Bucht beträgt bei einer Fläche von etwa 50 000 km² und einer mittleren Wassertiefe von etwa 20 m ca. 10¹² m³. KÖNIG et al. (1994) nehmen eine Hintergrundkonzentration von 0.5 ± 0.2 mg/l an; die Deutsche Bucht enthält dann immerhin ständig mindestens 500 000 ± 200 000 t Schwebstoff. Diese Zahlen gelten allerdings nur für sehr lang anhaltende, ruhige Wetterperioden, die auch für langsam sinkendes Material ausreichend Zeit bieten, trotz turbulenter Diffusion auf dem Boden zu sedimentieren. Modellsimulationen bestätigen einen etwas höheren Gesamtgehalt an SPM; die TUVAS-Untersuchungen (TUVAS, 1993) liefern eine Konzentration von über 1 mg/l bei ruhiger Wetterlage.

Was ist Schwebstoff?

Schwebstoffe werden nach DIN 4049, Teil 22, März 1977, Nr. 6.18 als Feststoffe definiert, die mit dem Wasser im Gleichgewicht stehen oder durch Turbulenzen in Schwebelage gehalten werden. Bei ausreichend hohen Strömungsgeschwindigkeiten (> ca. 1.5 m/s) wird auch Sand in größeren Mengen in Suspension transportiert. In der Ozeanographie werden Teilchen mit einem Korndurchmesser > 0.45 µm als Schwebstoffe, Seston oder SPM (*suspended particulate matter*) bezeichnet. Tab. 2.1 enthält eine Klassifikation von mineralischen Feststoffen nach ihrer Größe.

Material	Durchmesser [mm]
Kies	> 2
Sand	2 - 0.063
Silt/Schluff	0.063 - 0.002
Ton	< 0.002
Bakterien	0.001

Tabelle 2.1: Klassifikation von Feststoffen nach Korngrößen.

Schwebstoffe bestehen, von lebenden Planktern oder Teilen von ihnen einmal abgesehen, in der Regel aus organischen und anorganischen Phasen und sind biogener oder terrigener Herkunft. Nach EISMA & KALF (1987) besteht das

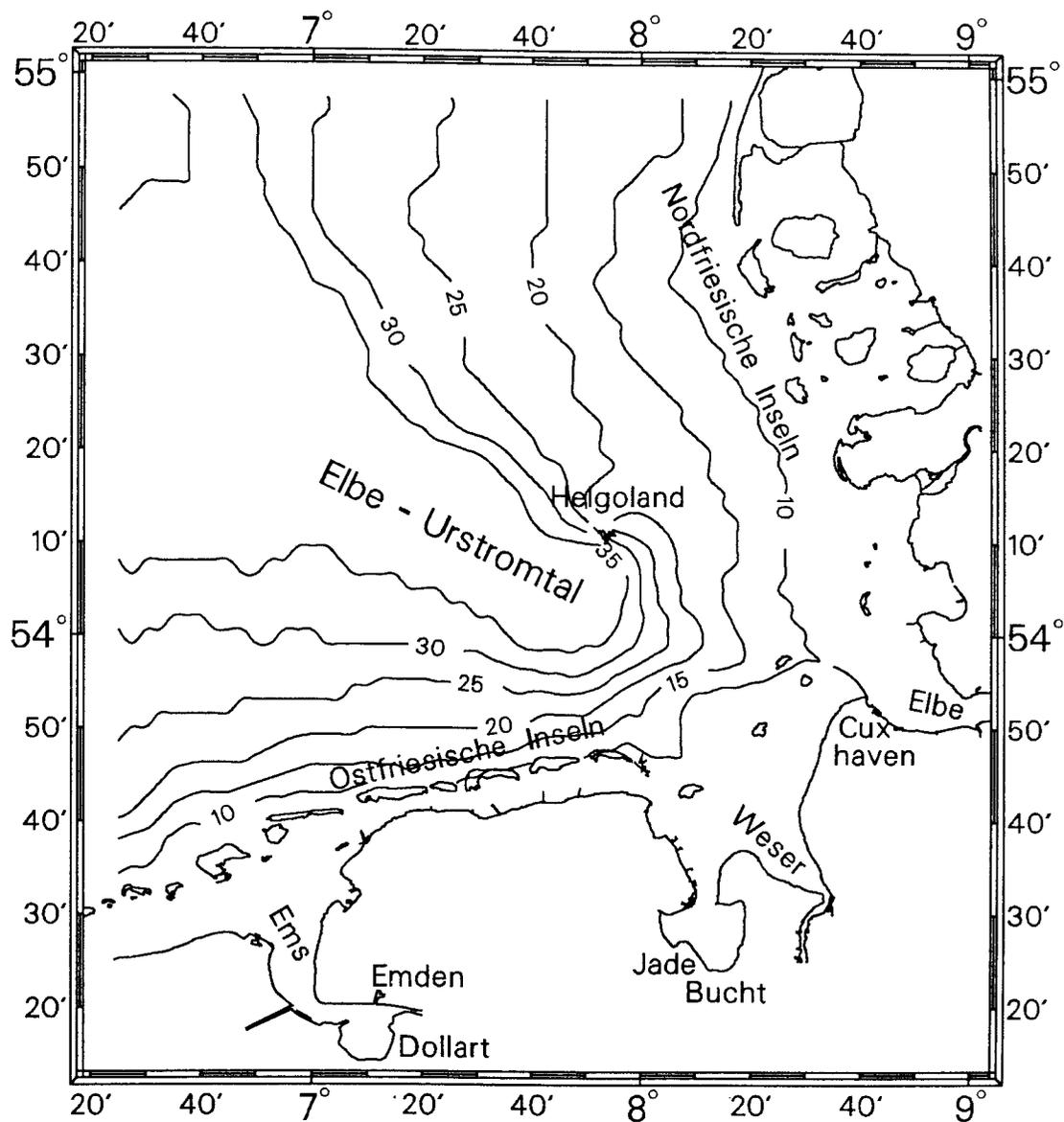


Abbildung 2.1: Topographie der Deutschen Bucht

Seston in der Deutschen Bucht im Winter vorwiegend aus 5 bis 15 μm großen Mikroflocken, die durch die Bindungskraft der organischen Phase aus mineralischen, 2 bis 5 μm großen Partikeln zusammengesetzt sind. Der Massenanteil der organischen Fraktion beträgt in der Deutschen Bucht im Winter weniger als 20 % (EISMA & IRION, 1988), während er in den Sommermonaten bei über 40 % liegt (EISMA & KALF, 1987). Diese vergleichsweise geringen Anteile – in der nördlichen Nordsee sind die Werte etwa doppelt so hoch – sind auf die Tatsache zurückzuführen, daß zum einen in den flachen Gebieten viel anorganisches Material resuspendiert bzw. erodiert wird. Zum anderen wird fast das gesamte organische Material inkl. einiger mineralischer Verbindungen (vor allem Opal) in der südlichen Nordsee remineralisiert.

Schwebstoff und Schadstoff

Es wurde bereits in der Einleitung erwähnt, daß Schwebstoffe ein wichtiges Transportmedium für viele organische und anorganische Schadstoffe (PCB's, HCB's, Schwermetalle) darstellen. Die pro Schwebstoff-Massenanteil mitgeführte Schadstoffmenge verhält sich umgekehrt proportional zur Korngröße der suspendierten Teilchen. Der Grund liegt in der höheren Adsorptionskapazität durch die größere spezifische Oberfläche der Tonmineralien, die das Gros der feinkörnigen Schwebstoffe bilden.

Die im Wasser gelösten und die an Partikel gebundenen Schadstoffanteile stehen in schadstoffspezifischen, konstanten Verhältnissen zueinander. Das zeigte sich z.B. bei den Untersuchungen von VON BEUSEKOM (1988). Der Autor nimmt nach Messungen von gelöstem und partikulär gebundenem Aluminium an, daß das suspendierte Material in der Deutschen Bucht im Sommer als Quelle und im Winter als Senke für gelöstes Aluminium wirkt. Im Sommer wird nämlich durch Planktonwachstum gelöstes Aluminium verbraucht, während es im Winter durch Remineralisierung frei wird.

Untersuchungen von Sedimentproben in der Nordsee ergaben nach LOHSE (1988), daß die Sedimente der Norwegischen Rinne und des Skagerrak fast so hoch mit Organochloriden belastet sind wie die der Deutschen Bucht. Nicht der lokale Eintrag von Land, sondern advektiver Transport aus anderen Gebieten wird dafür verantwortlich gemacht. Diese These wird von IRION & SCHWEDHELM (1983) unterstützt, die eine starke Zink-Belastung der Sedimente des gesamten Küstenraumes der Deutschen Bucht feststellten. Diese Belastung nimmt erst im Norden Jütlands ab, wahrscheinlich aufgrund der Sedimentation einer Mischung von nordwärts transportiertem SPM aus der Deutschen Bucht mit wenig belastetem Seston aus der nördlichen Nordsee (ZÖLLMER & IRION, 1993).

Verteilung der Schwebstoffe

Die horizontale und vertikale Verteilung der Schwebstoffe im Wasserkörper ist sowohl zeitlich als auch räumlich sehr variabel und stark abhängig vom Wettergeschehen. Aufgrund der relativ geringen Wassertiefen in der Deutschen Bucht bewirken starke Winde schon innerhalb weniger Stunden eine Erhöhung der Se-

stonkonzentration durch Erosion. Zwei bis drei Tage nach Wetterberuhigung kann sich aber der Zustand vor dem Sturmereignis schon wieder eingestellt haben.

Generell lehnt sich das Verteilungsmuster der Schwebstoffkonzentration an das der Wassermassen an: Das trübste Wasser liegt an der Küste; eine schmale Zone bildet den Übergang zum klaren Nordseewasser. Vertikale Gradienten werden nur in geringem Maße beobachtet. EISMA & KALF (1987) stellten in den SPM-Konzentrationen, die im Januar 1980 in der Nordsee erhoben wurden, nur gelegentlich zwei- bis dreifach erhöhte Werte am Boden im Vergleich zu denen an der Wasseroberfläche fest.

Die hohen Konzentrationswerte in Küstennähe haben ihre Ursache nicht nur darin, daß sich hier wichtige Schwebstoffquellen (z.B. Flüsse) befinden, sondern auch in der vorherrschenden, mehrfach beobachteten Wasserzirkulation, die derjenigen in teilgemischten Ästuaren ähnlich ist (EISMA, 1987): Das küstennahe, salzärmere und dadurch leichtere Wasser fließt an der Oberfläche weg von der Küste. Währenddessen sinkt der mitgetragene Schwebstoff langsam ab und erhöht die Konzentration im salzreicheren Bodenwasser, dessen Strömung den Schwebstoff wieder zur Küste zurücktransportiert. POSTMA (1984) spricht in dem Zusammenhang von der *line of no return*, die die Grenze dieser küstennahen, dichtegetriebenen Zirkulation bezeichnet. Suspendiertes Material, das auf die Nordseeseite dieser Linie geraten ist, wird von der Zirkulation nicht mehr erfaßt und nicht mehr Richtung Land transportiert.

Bedingt durch stärkere Winde sind die SPM-Gehalte im Winter gegenüber denen im Sommer im Mittel um den Faktor 2 erhöht (TUVAS, 1993). Abhängig von Resuspensions-/Erosionsvorgängen kommen weitere Strukturen erhöhter SPM-Gehalte in Gebieten zum Vorschein, die hohe Feinfraktionsgehalte im Sediment aufweisen (so z.B. über dem Elbe-Urstromtal). Bei der Betrachtung der Schwebstoffverteilung im Wasser darf das Sediment mit seinem Schlickanteil also nicht unbeachtet bleiben.

Die Deutsche Bucht als Schwebstoff-Falle

Die Deutsche Bucht gilt mit ihren Flußmündungsgebieten (Jade, Dollart, Elbetrichter) und den Watten als Schwebstoff-Falle (EISMA, 1990, PULS & MAYER, 1995). Dafür sind hauptsächlich die Schwebstoffanreicherungen und -ablagerungen in den flachen, küstennahen Gebieten verantwortlich, wie auch die des Schlickgebiets, das sich südöstlich von Helgoland befindet, und des Elbe-Urstromtals. Das daraus möglicherweise erwachsende Problem besteht in der damit einhergehenden Akkumulation von Schadstoffen in den entsprechenden Sedimenten. Diese werden vor allem durch biologisch bedingte Einarbeitung von frisch abgelagertem, kontaminiertem Material in tiefere Schichten zu großen Speichern. Zur Begründung der küstennahen Schlickanreicherung nennen VAN STRAATEN & KUENEN (1957) zwei Effekte, die im Tidegeschehen wirken können: der *scour lag effect* und der *settling lag effect*.

Der *scour lag effect* entsteht aus der zur Küste hin abnehmenden, mittleren Wassergeschwindigkeit zusammen mit der Differenz der kritischen Geschwindigkeiten für Erosion und für Sedimentation, letztere etwas niedriger liegend als erstere. Einige Zeit vor Erreichen des Hochwassers unterschreitet die Tideströmung den Grenzwert für Erosion. Bevor auch der etwas kleinere Grenzwert für Sedimentation unterschritten wird, bewegt sich das Wasser mit seiner SPM-Ladung noch weiter zur Küste hin. Dann kann Deposition stattfinden. Nach Strömungsumkehr muß die Geschwindigkeit wieder ansteigen, bis Ablagerung verhindert wird. Nicht jetzt, sondern erst eine Weile später, also ein weiteres Stück seewärts, kann die Strömung – wenn überhaupt – zu Erosion führen.

Der *settling lag effect* beschreibt die Tatsache, daß der Schwebstoff nach Unterschreiten der kritischen Geschwindigkeit für Deposition nicht sofort deponiert. Erst im Laufe der Zeit, in der das suspendierte Material mit dem langsamer werdenden Flutstrom weiter Richtung Land transportiert, kommt es zu Ablagerungen. Nach Strömungsumkehr ist der Ebbstrom an den Stellen, an denen Deposition stattfand, noch nicht stark genug, um das Material wieder zu resuspendieren und Richtung Meer zurückzutransportieren. Zudem weist die asymmetrische Tide bei Hochwasser längere Phasen geringer Geschwindigkeiten auf als bei Niedrigwasser.

Diese Effekte werden durch Algenwachstum, das auch direkt auf der Sohle stattfindet, unterstützt. Denn Algen, vor allem Diatomeen, bewirken Verklebungen der oberen Sedimentschichten und damit verringerte Erodierbarkeit.

2.2 Schwebstoffrelevante Prozesse

Die Schwebstoffdynamik im Wasser wird von einer Reihe physikalischer, biologischer und chemischer Prozesse gesteuert, die sich teilweise gegenseitig beeinflussen. Die Prozesse sind zwar weitgehend qualitativ bekannt, doch die quantitative Bestimmung stößt aufgrund der schlecht auszuschaltenden Wechselwirkungen der Prozesse und Schwierigkeiten in der Anwendung von Meßmethoden immer wieder auf enge Grenzen.

Das Blockdiagramm in Abb. 2.2 gibt ohne Anspruch auf Vollständigkeit einen Überblick über die wichtigsten schwebstoffrelevanten Prozesse. Die Pfeile deuten Wirkungen auf andere Prozesse oder auf die SPM-Konzentration an. Im folgenden sollen die einzelnen Prozesse kurz beschrieben werden.

Flockenbildung/-zerfall

Flockenbildung tritt bei Schwebstoff vorzugsweise auf, wenn eine organische Fraktion vorhanden ist. Sie wird ermöglicht durch Ladungspolarisation innerhalb neutral geladener Molekülketten und durch vom Wasser aufgelöste Ionenbindungen. Die so gebildeten Gegenpole ziehen sich an. Diese van-der-Waals-Kräfte, auf denen die Bindungen der kleinsten Partikel innerhalb der Flocken beruhen, wirken

aber nur über kurze Distanzen, erst dann also, wenn entsprechende Annäherungen oder Kollisionen passiert sind. Drei Mechanismen sorgen für solche Annäherungen: Brown'sche Bewegung, die jedoch nur Teilchen kleiner $8 \mu\text{m}$ betrifft (EISMA et al., 1994), interne Flüssigkeitsscherungen (Turbulenzen) und differentielles Sinken. Differentielles Sinken findet immer statt, wenn Partikel mit unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeiten im Wasser suspendiert sind: schnelle Flocken holen langsamere auf ihrem Weg zum Boden ein und nehmen sie mit. JAGO et al. (1993) konnten in der Nordsee eine Senkung der Hintergrundkonzentration von SPM aufgrund der Bildung solcher Aggregate messen.

THORN (1981) zeigte die Auswirkung der Schwebstoffkonzentration auf die Flockenbildung in Laborexperimenten mit ästuarinem Schlick: erhöhte Konzentration hat eine erhöhte Kollisionsrate und dadurch größere, schneller sinkende Flocken zur Folge.

Flockenbruch geschieht nicht nur durch Turbulenz (siehe unten), sondern auch durch chemische Veränderungen (z.B. Oxidation) oder bakteriellen Abbau der organischen Fraktion, die die anorganischen, kleinsten Partikel zusammenhält.

Sinken

Abhängig von typischen Parametern wie Form und Größe, spezifischem Gewicht u.a. besitzen die suspendierten Partikel eigene Sinkgeschwindigkeiten. Diese führen zur Ausbildung bestimmter, vertikaler Konzentrationsprofile. Flockenbildung und -zerfall, verursacht durch Salinitäts- oder Turbulenzänderungen, können Änderungen der Sinkgeschwindigkeiten zur Folge haben. EISMA & KALF (1987) stellten in diesem Zusammenhang fest, daß eine Flockenvergrößerung nicht zu schnellerem Sinken führt, wenn das angelagerte Material organischer Natur ist. In diesem Fall werden aus kleinen Flocken mit niedrigem organischem Gehalt und hoher Dichte lediglich größere Flocken mit hohem organischem Gehalt, niedriger Dichte und unveränderten Sinkgeschwindigkeiten.

Das Sinkverhalten des Sestons wird auch beeinflusst durch die Eigenschaften des Wassers: Ändern sich Salinität oder Temperatur und damit die Wasserdichte, so kann das Sinken beschleunigt oder gebremst werden. Die SPM-Konzentration kann bei Überschreiten gewisser Werte zu behindertem Sinken führen, weil sich die Teilchen gegenseitig im Wege sind.

In der Deutschen Bucht liegen die Werte der Sinkgeschwindigkeiten zwischen 0 und 10^{-3} m/s, wobei die schnell sinkenden Partikel aus Resuspension bzw. Erosion stammen.

Turbulenz

Die durch Geschwindigkeitsscherungen und Wellen verursachte Turbulenz des Wassers wirkt durch mehr oder weniger starke Vermischung der Wirkung des Teilchensinkens entgegen. Turbulente Diffusion sorgt – analog zur molekularen – für eine Glättung horizontaler oder vertikaler Konzentrationsprofile und damit für die Abnahme von Konzentrationsgradienten.

Desweiteren limitiert Turbulenz die Partikelgröße. Flocken beginnen zu zerfal-

len, wenn sie größer sind als die kleinsten Turbulenzballen (EISMA et al., 1994). Geringe Turbulenz kann demgegenüber Flockenbildung erleichtern, indem die Kollisionsrate im Vergleich zu laminaren Bedingungen erhöht wird und mehr Teilchen die Chance zur Anlagerung bekommen.

Advektion und Diffusion

Horizontale Strömungen transportieren suspendiertes Material an und ab; Auftrieb und Absinken von Wassermassen verändern das Konzentrationsprofil auf vertikalem Wege. Diffusion sorgt sowohl vertikal als auch horizontal für die Verringerung bzw. Auflösung von Konzentrationsgradienten. Angesichts der in der Deutschen Bucht herrschenden, starken (Gezeiten-)Ströme trägt die turbulente Diffusion zum horizontalen Schwebstofftransport weit weniger bei als die Advektion. In der vertikalen Dimension sieht das anders aus: Dort können die durch turbulente Diffusion erzeugten Geschwindigkeiten des Wassers durchaus in der gleichen Größenordnung liegen wie die konvektiven Geschwindigkeiten, die in der Deutschen Bucht 10^{-2} m/s nicht übersteigen (SCHRUM, pers. Mitt.).

Biologische Prozesse

Die Biologie findet ihren Eingang in das Schicksal von suspendiertem Material durch das Phytoplankton, das sich von im Wasser gelösten Nährstoffen ernährt. Die organischen Ausscheidungen (*Mukopolysaccharide*) binden terrigenes suspendiertes Material zu Makroflocken, deren Sinken Geschwindigkeiten von 10 m/Tag überschreiten kann (KEMPE et al., 1988). Zooplankton ernährt sich vom Phytoplankton. Deren Ausscheidungen (*fecal pellets*) besitzen ebenfalls hohe Sinkgeschwindigkeiten. Während des Sinkens gehen einige so gebundene Nährstoffe durch bakterielle Zersetzung wieder in Lösung, so daß sich schon während der Reise zum Meeresgrund der Chemismus und die Größe der Flocken ändern können. Fische wiederum ernähren sich von Zooplankton und Benthosorganismen und produzieren ihrerseits Ausscheidungen (*fecal strings*), die auch schnell zu Boden sinken. Am Boden wird ein Teil der sinkenden Schwebstoffe von Benthosorganismen in Empfang genommen: Verkonsumierung und Einarbeitung in das Sediment führen zu weiteren Veränderungen. Diese Prozesse sind zeitlich und örtlich unterschiedlich intensiv.

Bioturbation

Bioturbation bezeichnet die Einwirkung von Benthosorganismen auf ihre Umgebung (LEE & SWARTZ, 1980; RHOADS & BOYER, 1982). Die biogene Bodenbearbeitung führt zu Veränderungen des Sedimentgefüges durch die Bewegung der Tiere, durch Anlegen von Gängen und Röhren, durch selektive Aufnahme, Verdauung und Verfrachtung von Sedimentpartikeln, durch Produktion von Kotpillen sowie durch eigenes Eingraben. Häufchenbildung, Korngrößensortierung und Lockerung können leichtere Erodierbarkeit des Sediments zur Folge haben. Algenaufwuchs hingegen kann die Stabilität des Sediments erhöhen. Zudem können sich chemische Zusammensetzung und die Anteile der Korngrößenfraktionen (z.B. durch Verdauung von Sedimentpartikeln) ändern.

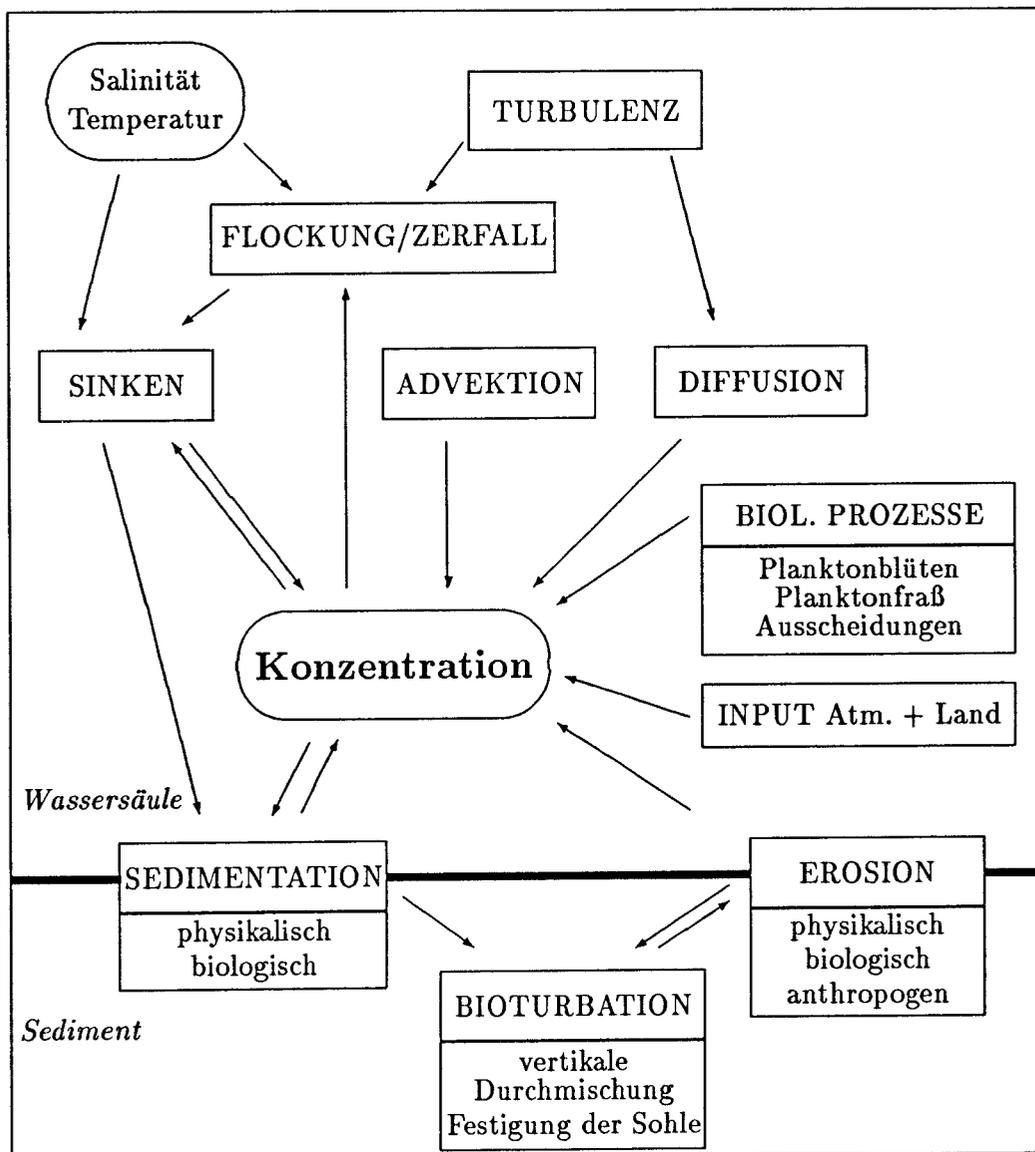


Abbildung 2.2: Schwebstoffrelevante Prozesse im Überblick

Sedimentation

Sedimentation geschieht physikalisch durch Absinken von Schwebstoff auf den Meeresboden. Dies ist nur möglich, wenn die Boden-Schubspannung τ_b einen bestimmten, für die jeweilige Sinkgeschwindigkeitsfraktion gültigen Grenzwert $\tau_{cr,d}$ unterschreitet. Die Sedimentationsrate ist von τ_b , $\tau_{cr,d}$, von der Sinkgeschwindigkeit und der Konzentration in Bodennähe abhängig.

Biodeposition ist auf die Aktivitäten benthisch lebender Filtrierer zurückzuführen. Das durch Filtration aus dem Wasser aufgenommene, feste Material wird nach Verdauung in Form von Kotpillen o.ä. wieder ausgeschieden und direkt auf der Sohle deponiert. Diese Art der Sedimentation ist nicht zu vernachlässigen. Die von POHLMANN & PULS (1994) angenommene Filtrationsrate von 100 l/(m²·Tag) entspricht einer Sinkgeschwindigkeit von ca. 10⁻⁶ m/s; dies wird auch für den Schwebstoff der Hintergrundkonzentration angegeben. Nach KERSTEN & KLATT (1988) stellt Biodeposition einen Akkumulationsprozess dar, der in den Sedimenten der zentralen Nordsee zu erhöhten Schwermetallgehalten führt.

Erosion und Resuspension

Erosion findet auf physikalische, biologische und chemische Art statt sowie durch anthropogene Einwirkung. *Resuspension* bezeichnet im Gegensatz zu *Erosion* das Rückführen von Material, das sich ehemals in der Wassersäule befand, sich abgelagert hat und noch nicht konsolidiert ist.

Physikalische Erosion ist ein von der Boden-Schubspannung τ_b und seinem Grenzwert für Erosion, $\tau_{cr,e}$, abhängiger Prozeß, der abgelagertes Material in Suspension bringt. Es werden immer wieder Experimente unternommen, um quantitative Zusammenhänge zu finden zwischen der Erosionsrate, τ_b und $\tau_{cr,e}$. So ist nach PARTHENIADES (1965) die Erosionsrate direkt proportional zu $(\tau_b - \tau_{cr,e})/\tau_{cr,e}$, während RAUDKIVI & HUTCHISON (1974) eine exponentielle Abhängigkeit fanden. ARIATHURAI & MEHTA (1983) meinen, die lineare Relation gelte für teilweise konsolidiertes Sediment, die exponentielle hingegen für eine voll gefestigte Sohle. Sicherlich spielen noch weitere Faktoren wie z.B. die Sedimentart und die biogene Bodenbearbeitung eine Rolle, sonst wären die Untersuchungsergebnisse nicht so unterschiedlich. Die kritische Boden-Schubspannung $\tau_{cr,e}$, bei deren Überschreitung Erosion beginnt, ist abhängig von der Sedimentart und vom Konsolidierungsgrad des Sediments (Alter, Dichte).

Biologische Erosion passiert durch Eingraben von benthischen Lebewesen, durch Röhrenbau und andere bioturbate Sedimentumlagerungen, die leichter erodierbares Material an die Bodenoberfläche bringen. Biologische Vorgänge auf oder im Sediment können die Erodierbarkeit der Sohle sowohl erhöhen (z.B. bei Bildung leicht erodierbarer Häufchen) als auch senken (z.B. bei Bildung von Diatomeenfilmen).

Die anthropogen bedingte Erosion von Sediment geschieht durch Fischerei mit Grundschleppnetzen. Schleppgeschirr und Sedimentart bestimmen dabei die Eindringtiefen, die durchaus 10 cm erreichen können (JAGO et al., 1993). Bestimmte

Bereiche des Nordseebodens werden auf diese Weise bis zu zehnmal jährlich „durchpflügt“; im Mittel gilt eine Häufigkeit von drei- bis fünfmal pro Jahr. Obwohl die Rate der Sedimentvermischung durch Benthos, die für den Schlick-Krebs *Callinassa subterranea* untersucht wurde, mit $1 \text{ cm}/(\text{m}^2 \cdot \text{Jahr})$ angegeben wird, sehen JAGO et al. (1993) diese als wichtiger im Vergleich zur anthropogenen Erosion an, wenn z.B. die Nährstoffzirkulation (und damit auch die Schadstoffzirkulation) betrachtet wird. Die Tiefe des bioturbierten Bereichs kann nämlich 20 cm überschreiten und ist zudem räumlich und zeitlich nicht so variabel wie die menschliche Sedimentbearbeitung.

2.3 Numerische Schwebstoffmodelle

Modell [*lat.-vulgärlat.-it.*] das; -s, -e: ...vereinfachte Darstellung der Funktion eines Gegenstandes oder des Ablaufs eines Sachverhalts, die eine Untersuchung oder Erforschung erleichtert oder erst möglich macht. ... (Fremdwörterbuch des Duden, 1982).

Eine solche Darstellung kann erst dann „gebaut“ werden, wenn die entsprechende Grundlagenforschung vorangegangen ist und zumindest eine gute Vorstellung über die mathematischen Abhängigkeiten in der Funktion oder im Ablauf brachte. Heutzutage liegt die Grenze der numerischen Modellierung kaum noch bei den anzuwendenden Techniken, die recht weit entwickelt sind, sondern bei dem unzureichenden Wissensstand über die natürlichen Prozesse, die es zu modellieren und anschließend zu simulieren gilt. Dies schreibt auch TEISSON (1991) in seinem Artikel über die Möglichkeiten und Grenzen der numerischen Modellierung des Transports von kohäsivem Sediment. Im ungünstigen Fall gilt hierbei das Sprichwort von der Kette und ihrem schwächsten Glied.

Recht früh schon beschäftigten sich Wissenschaftler auf experimentelle und mathematische Art mit der Schwebstoffproblematik (z.B. EINSTEIN, 1905). Die Nachfrage nach Modellierung von Schwebstofftransport stieg, als die Fragestellungen konkret wurden – Kläranlagenbau und Absetzen von Klärschlamm, Hafenschlickung, wasserbauliche Maßnahmen, Wege der Schadstoffträger etc. – und als die Rechnerleistungen auch für die wissenschaftliche Forschung zur Verfügung standen. Inzwischen werden Modelle häufig angewandt, um Meßergebnisse zu erklären (z.B. CUSHING et al., 1993) oder die Wichtigkeit bestimmter Prozesse z.B. in der Schwebstoff- oder Schadstoffdynamik eines Meeresgebietes zu untersuchen (z.B. KOROTENKO & LELYAVIN, 1990).

Es wurden zwei prinzipiell verschiedene Ansätze entwickelt und angewandt: das *Euler'sche Verfahren* und das *Lagrange'sche Verfahren*. Das *Euler'sche Verfahren* überzieht ein Gebiet mit einem zwei- oder dreidimensionalen Gitter und löst die Massenerhaltungsgleichung für die Konzentration eines Stoffes auf den Punkten

dieses Gitters. Verschiedene Methoden dienen dabei der Diskretisierung der Gleichungen: die Methode der *finiten Elemente* (z.B. bei HAYTER & MEHTA, 1986), die häufiger verwendete Methode der *finiten Differenzen* (z.B. MARKOFISKY et al., 1984, DEKOK, 1992) oder daraus gemischte Verfahren (z.B. KOUTITAS & O'CONNOR, 1980, O'CONNOR & NICHOLSON, 1988). Das *Lagrange'sche Verfahren*, auch *Tracer-* oder *Partikel-Verfahren* genannt, ist nicht so weit verbreitet wie das *Euler'sche*. Tracer-Modelle rechnen mit Teilchen, die im Laufe der Simulation verfolgt werden. Diese Teilchen repräsentieren bestimmte, dispersive Größen (Temperatur, Geschwindigkeit, Schwebstoff-/Schadstoffmasse etc.) oder deren Gradienten (Vorticity). Aus der Teilchenverteilung ergibt sich die Verteilung der entsprechenden Größen. Reine Tracer-Modelle benötigen die oben erwähnten Gitter nur noch zur Darstellung der Ergebnisse (z.B. CHRISTIANSEN, 1973, GHONIEM & SHERMAN, 1985).

Daneben existieren die PIC-Modelle (*particle-in-cell-Modelle*): Sie haben die Geschwindigkeiten auf einem Euler'schen Gitter vorliegen und rechnen mit Teilchen, die sich innerhalb dieser Gitterstruktur bewegen und ihre „Ladung“ so mit der Geschwindigkeit verteilen (PULS, 1987, KOROTENKO & LELYAVIN, 1990, DIMOU & ADAMS, 1993).

Im *Lagrange'schen Verfahren* müssen die durch (turbulente) Diffusion hervorgerufenen Transporte in solche mit einer expliziten Geschwindigkeit umformuliert werden (Berechnung von Diffusionsgeschwindigkeiten). Dies geschieht durch verschiedene Random-Walk-Verfahren (GHONIEM & SHERMAN, 1985) oder durch die Bestimmung einer vom Konzentrationsgradienten abhängigen Geschwindigkeit (SPAULDING & PAVISH, 1984). VAN DAM & GEURTZ (1994) führen zur Simulation der turbulenten Diffusion ein zusätzliches Geschwindigkeitsfeld mit Aufteilung der kinetischen Energie auf verschiedene Wirbel-Längenskalen ein.

Einige der Euler'schen Modelle berücksichtigen auch SPM-spezifische Prozesse wie Flockung, Sedimentation, Erosion und Konsolidierung des Bodens. Die unterschiedlichen Ansätze, die die Prozesse modellieren, zeigen allerdings, daß die „endgültige Wahrheit“ über so manchen Prozeß noch nicht gefunden ist. Das einzige Lagrange'sche Modell, das schwebstoffrelevante Prozesse berücksichtigt, ist das Schwebstoff-Transportmodell für die Nordsee (PULS, 1987, PULS & SÜNDERMANN, 1990, POHLMANN & PULS, 1994).

Die Frage, ob denn nun die Euler'sche oder die Lagrange'sche Methode die bessere ist, läßt sich pauschal nicht beantworten. Es kommt auf das zu untersuchende Phänomen an. Wenn wir nicht nur an der Verteilung eines Stoffes selbst interessiert sind, sondern auch etwas über solche Eigenschaften wie Herkunft, Verweildauer etc. irgendwelcher Strukturen wissen möchten, so ist die Lagrange'sche Methode vorzuziehen. Neben der Tatsache, daß die Simulation der Verteilung von zusätzlichen Stoffen (z.B. eine zusätzliche Sinkgeschwindigkeitsfraktion) fast keinen zusätzlichen Modellier-, also Programmieraufwand bedeutet – im Euler'schen Fall muß dagegen pro Stoff ein Gleichungssystem gelöst werden –, gibt es folgende Vorteile, die für die Tracer-Methode sprechen (DIMOU & ADAMS, 1993, SPAUL-

DING & PAVISH, 1984):

- Es gibt prinzipiell keine numerische Diffusion im Gegensatz zum Euler-Verfahren. Dort wird jede Euler'sche Gitterzelle als homogen angenommen. Dies führt z.B. dazu, daß Konzentrationsgradienten, die sich von einer Punktquelle aus in Stromrichtung ausbreiten, stark abgeschwächt werden. Allerdings wurden für Euler'sche Modelle einige Hilfsverfahren entwickelt, die der numerischen Diffusion entgegenwirken.
- Quellen können genauer und dadurch besser simuliert werden, denn es werden auch Strukturen aufgelöst, die kleiner als ein Euler'sches Gitter sind.
- Rechnerleistung wird da konzentriert, wo die Teilchendichte und damit die Konzentration am größten ist.

Trotz dieser Vorteile wurde die Langrange'sche Modellierung bis heute „stiefmütterlich“ behandelt. Dies hängt sicherlich zum einen mit den Problemstellungen zusammen, die auch über die Euler'sche Methode gelöst werden können; zum anderen liegt der Grund wohl in der doch höheren Anforderung an die Computerressourcen. Um eine Simulation nicht zu einem statistischen Problemfall werden zu lassen, muß nämlich eine ausreichende Anzahl von Modellpartikeln zur Verfügung stehen. Und das kostet Rechenzeit und Arbeitsspeicher, der bis vor kurzem noch recht teuer war.

Schwebstoff-Transportmodelle sind mittlerweile auch in anderen Teilen dieser Welt ein Werkzeug, bestimmten Fragestellungen nachzugehen (allen voran das Problem der Hafenschlickung). TOU & LIU (1992) wenden ein PIC-Modell an, um den Transport partikulär gebundener Schadstoffe in der Johore Straße, Singapur, zu simulieren. ZHANG & SHEN (1988) ebenso wie WEI et al. (1990) untersuchen mit zweidimensionalen Modellen chinesische Ästuare, ITO & SUGIMOTO (1988) befassen sich modellmäßig mit den Trübungszonen japanischer Ästuare, KUMAGAI (1988) mit Depositions- und Resuspensionsvorgängen in einem japanischen See.

Zur Zeit werden einige Projekte gefördert, die das Schwebstoff-Transportmodell von PULS zur Grundlage haben und dieses weiterentwickeln und auf bestimmte Meeresgebiete anwenden: Im Projekt *PRISMA*¹ (bis Ende 1993) wurde das in *ZISCH*² (bis Ende 1987) entstandene Nordsee-SPM-Transportmodell weiterentwickelt und auf die Deutsche Bucht angewandt; das Nachfolgeprojekt *KUSTOS*³ plant die Ergänzung des Modells durch den Watteneinfluß. Innerhalb des EG-Projektes *MAST*⁴ befaßt sich das Teilprojekt *PROFILE*⁵ mit der Anwendung des

¹PRISMA: Prozesse im Schadstoffkreislauf Meer-Atmosphäre: Ökosystem Deutsche Bucht

²ZISCH: Zirkulation und Schadstoffumsatz in der Nordsee

³KUSTOS: Küstennahe Stoff- und Energieflüsse – der Übergang Land-See in der südöstlichen Nordsee

⁴MAST: Marine Science and Technology

⁵PROFILE: Processes in Regions of Freshwater Influence

Modells auf die Umgebung der Rheinmündung; im Sonderforschungsbereich 327 („Elbe-SFB“) wird eine Modellversion für die Anwendung auf das Elbe-Ästuar (Tidebereich) entwickelt. Das Projekt SWAP⁶ wendet eine weiterentwickelte Version des Puls'schen Modells auf das Wattgebiet im Bereich Sylt-Rømø an.

⁶SWAP: Sylter Wattenmeer Austauschprozesse

Kapitel 3

Das Schwebstoff-Transportmodell

3.1 Struktur des Modells

Das dreidimensionale Schwebstoff-Transportmodell besteht prinzipiell aus zwei Komponenten, die sich gegenseitig beeinflussen können: eine betrifft den Transport von Seston in der Wassersäule, die andere bezieht die schwebstoffrelevanten Prozesse im Sediment mit ein. Das Blockdiagramm in Abb. 3.1 stellt diese Trennung innerhalb des Modells (großer Block in der Mitte) dar.

Der Partikeltransport im Modell durch Advektion, turbulente Diffusion und das schwebstoffeigene Sinken hat eine bestimmte Partikelverteilung zur Folge, die durch Sedimentation von Masse (Verschwinden von Teilchen) oder Erosion der Sedimentfeinfraktion (Entstehen von Teilchen) verändert werden kann. Umgekehrt wirkt sich die Partikelverteilung, die zusammen mit der Partikelbeladung die Schwebstoffkonzentration ausmacht, auf die Sedimentationsraten in einem bestimmten Gebiet aus. Die Beladung der in einer Simulation verfolgten Tracer kann sich nur durch Sedimentation und Erosion ändern.

Die Berücksichtigung der Bodenprozesse im Modell erfordert eine Erweiterung der Wassersäule nach unten: um das Sediment. Das Pendant zum Schwebstoff im Wasser ist für das Modell die Feinfraktion mit Korngrößen $< 20 \mu\text{m}$ im Sediment.

Die Bodenprozesse sind im Modell von einer Reihe veränderlicher Größen abhängig: Die Bioturbation, deren Intensität vom Schlickgehalt mitbestimmt wird (mehr Schlick bedeutet mehr Futter für das Benthos und damit größere Populationsdichte), ist in horizontale und vertikale Bioturbation unterteilt. Damit wird sowohl der horizontalen Wanderung der Lebewesen auf bzw. im Sediment als auch der vertikalen Vermischung z.B. durch Röhrenbau Rechnung getragen.

Der Erosionsprozeß wird im Modell nicht als Abtragung von Sediment, sondern als Auswaschung von Feinmaterial im Sediment angesehen. Sind Rippel vorhanden, wird das erodierte Material bis zur Rippeltiefe gleichmäßig aus allen

Schichten, in die das Sediment zwecks Modellierung eingeteilt wurde, entfernt. Bei flachem Boden werden die Schichten bis zur vorher berechneten Erosionstiefe vollständig geleert.

Sedimentation findet im Modell zum einen durch abgesunkenes Material, zum anderen durch Biodeposition statt. Im Sedimentbereich, der nicht von vertikaler Bioturbation betroffen ist (Abb. 3.3), bildet sich zunächst eine *mud blanket*, die langsam in die oberen Bodenschichten eingearbeitet wird. Das in der *mud blanket* gesammelte Material geht allerdings bei Einsetzen eines Erosionsprozesses sofort als Suspension in das Wasser über.

Die Eingangsdaten, die in Abb. 3.1 als obere Blockzeile dargestellt sind, liegen – wie auch die Simulationsergebnisse – auf einem zwei- oder dreidimensionalen Gitter vor, mit dem das Modellgebiet überzogen wurde.

Die Ergebnisse einer Simulation bestehen aus dreidimensionalen, zeitlich aufgelösten Verteilungen von Schwebstoffkonzentrationen im Wasser und Feinfraktionsgehalten im Sediment. Sie erlauben auch Abschätzungen über Schwebstoffmassentransporte durch bestimmte Gebiete und – bei ausreichend langen Simulationszeiträumen – Aussagen über Bereiche mit überwiegender Deposition oder Erosion.

3.2 Transportprozesse in der Wassersäule

Der Schwebstofftransport im Wasser wird durch die drei Prozesse Advektion, turbulente Diffusion und das spezifische Sinken gesteuert. Im folgenden wird auf die beschreibenden Gleichungen, die unterschiedlichen Randbedingungen und auf die numerische Realisierung des Transports im Modell eingegangen.

3.2.1 Die Grundgleichung

Grundlage für die mathematische Beschreibung der Verteilung eines gelösten oder suspendierten Stoffes im Wasser bildet die Massenerhaltungsgleichung:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x}(uC) + \frac{\partial}{\partial y}(vC) + \frac{\partial}{\partial z}(wC)}_{\text{Advektion}} - \underbrace{w_s \frac{\partial C}{\partial z}}_{\text{Sinken}} \\ = \underbrace{\frac{\partial}{\partial x}(\epsilon_x + D) \frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}(\epsilon_y + D) \frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}(\epsilon_z + D) \frac{\partial C}{\partial z}}_{\text{Diffusion}}. \end{aligned} \quad (3.1)$$

Dabei sind C die Schwebstoffkonzentration (= Masse pro Einheitsvolumen), u , v , w die Geschwindigkeitskomponenten, ϵ_x , ϵ_y , ϵ_z die Koeffizienten für turbulenten Massenaustausch in x -, y -, z -Richtung, D der molekulare Diffusionskoeffizient für

Struktur des Schwebstoffmodells (I)

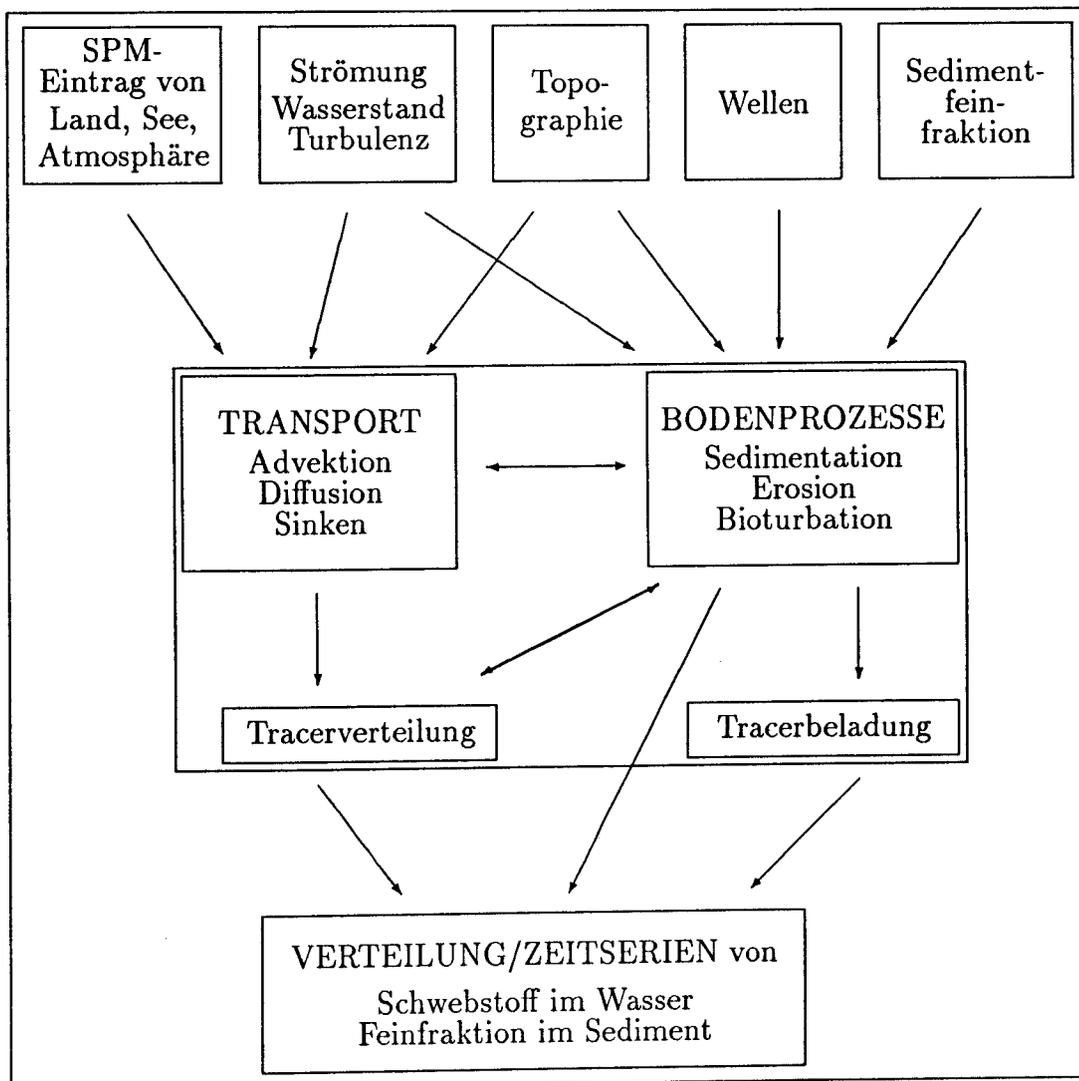


Abbildung 3.1: Struktur des Schwebstoff-Transportmodells, Teil I

Masse und w , die Sinkgeschwindigkeit des suspendierten Materials. Die Koordinaten x und y sind in Ost- bzw. Nordrichtung positiv zunehmend, die vertikale z -Achse ist positiv nach oben gerichtet.

Die Anwendung der Kontinuitätsgleichung, $\partial u/\partial x + \partial v/\partial y + \partial w/\partial z = 0$, erlaubt die Umformung der advektiven Terme in der obigen Gleichung zu $u\partial C/\partial x + v\partial C/\partial y + w\partial C/\partial z$. Sie bilden jenen Beitrag zur zeitlichen Änderung der Konzentration an einem Ort, der durch die Strömung des transportierenden Mediums verursacht wird.

Die diffusiven Terme stellen den Massentransport dar, der vor allem durch die turbulenten Bewegungen des Wassers hervorgerufen wird. Das sind jene, von den Strömungsinformationen nicht erfaßten Turbulenzen, deren charakteristische Größen kleiner als der Gitterabstand und kürzer als der Zeitschritt sind. Diese zufälligen Bewegungen, die über das Maß der Vermischung von Schwebstoff und Wasser unter laminaren Bedingungen hinausgehen, sind von den Eigenschaften der Strömung abhängig.

Nach VAN RIJN (1984) stehen die Koeffizienten für turbulente Diffusion von Impuls (A) und partikulärer Masse (ε) im Verhältnis $\varepsilon = \beta\phi A$. Der Faktor β steht für die durch den Dichteunterschied hervorgerufenen, unterschiedlichen Reaktionen von diskreten Sedimentpartikeln und „Flüssigkeitspartikeln“. Das konzentrationsabhängige ϕ drückt den dämpfenden Einfluß der Sedimentpartikel auf die turbulente Wasserbewegung aus. Über die Quantifizierung des Dichteeffekts (β) gehen die Meinungen stark auseinander. Da die Dichte des in der Deutschen Bucht vorkommenden Schwebstoffes (Flocken mit organischer Fraktion) der des Wassers recht ähnlich ist, gehen wir von $\beta = 1$ aus. Der dämpfende Effekt durch hohe SPM-Konzentrationen findet nur in den Bereichen direkt über der Wassersohle statt, so daß ebenfalls $\phi = 1$ gelten soll. Somit wird die Gleichheit von turbulentem Impuls- und Massenaustausch, also $\varepsilon = A$, für suspendiertes Material vorausgesetzt.

Es wird außerdem davon ausgegangen, daß der turbulente Austausch zum einen wesentlich größer als der molekulare und zum anderen horizontal isotrop ist. Mit diesen Annahmen können die horizontalen und vertikalen Austauschkoeffizienten für Impuls (A_h, A_v) anstelle von $(\varepsilon_{x,y} + D)$ und $(\varepsilon_z + D)$ verwendet werden, die in der Regel gemeinsam mit den Geschwindigkeiten als Eingangsdaten vorliegen. Die Grundgleichung zur Simulation des Massentransports in drei Dimensionen lautet nun folgendermaßen:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C}{\partial t} &= -u\frac{\partial C}{\partial x} - v\frac{\partial C}{\partial y} - (w - w_s)\frac{\partial C}{\partial z} \\ &+ \frac{\partial}{\partial x}A_h\frac{\partial C}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}A_h\frac{\partial C}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}A_v\frac{\partial C}{\partial z}. \end{aligned} \quad (3.2)$$

Nun interessiert uns die Gleichung (3.2) in Lagrangescher Beschreibung, in der die Wege einzelner Masseteilchen verfolgt werden. Die Lösung für Gleichungen

der Form $\partial C/\partial t + \underline{v}\nabla C = 0$ lautet in LAGRANGESchen Koordinaten

$$C(\underline{x}, t + \Delta t) = C\left(\underline{x} - \int_t^{t+\Delta t} \underline{v} dt, t\right). \quad (3.3)$$

Der Konzentration $C(\underline{x}, t)$ an einem Ort wird eine bestimmte Anzahl von Masseanteilen zugeordnet. Deren neue Koordinaten $\underline{x}(t + \Delta t)$ nach einem Zeitschritt Δt werden aus den alten Orten \underline{x} und den Strecken $\underline{v}\Delta t$ berechnet, die sie aufgrund ihrer dreidimensionalen Geschwindigkeiten \underline{v} zurückgelegt haben. \underline{v} beinhaltet zunächst nur die advektiven Geschwindigkeiten des Wassers und die Sinkgeschwindigkeiten der Teilchen.

Die diffusiven Terme der Gleichung (3.2) beschreiben im Grunde nichts anderes als die turbulenten Anteile des Massentransports aufgrund der Geschwindigkeitsfluktuationen des Wassers (\underline{v}'), die der mittleren Strömung überlagert sind. Sie müssen im Modell parametrisiert werden, weil die Skala, auf der sie entstehen, von der Gitterstruktur, in der die advektiven Geschwindigkeiten vorliegen, nicht aufgelöst werden kann. Um auch diese Terme in der Lagrangeschen Beschreibung darstellen zu können, wird die *Monte-Carlo-Methode* zu Hilfe genommen. Das Prinzip dieser Methode besteht darin, aus einer statistischen Geschwindigkeitsverteilung mit der Bandbreite \underline{V}' eine zufällige Fluktuationgeschwindigkeit $\underline{v}' \in (-\underline{V}', \underline{V}')$ zu wählen. Turbulenz wird demnach durch die Wahrscheinlichkeit beschrieben, mit der ein Teilchen während eines Zeitschrittes um eine bestimmte Strecke versetzt wird (MAIER-REIMER & SÜNDERMANN, 1982). Unter der Voraussetzung, daß die Wahrscheinlichkeitsdichte für \underline{v}' im oben genannten Intervall gleichverteilt ist, steht die maximale Geschwindigkeit \underline{V}' nach MAIER-REIMER (1980) in folgender Beziehung zum turbulenten Austauschkoefizienten:

$$\underline{V}' = \sqrt{\frac{6(A_h, A_h, A_v)}{\Delta t}}. \quad (3.4)$$

Gleichung (3.4) gilt für räumlich konstante Austauschkoefizienten. Im Fall räumlich variabler, turbulenter Diffusion, wie sie in natürlichen Gewässern gegeben ist, müßten zusätzlich die negativen oder positiven Beschleunigungen berücksichtigt werden, die die Partikel erfahren, wenn sie in Bereiche schwächerer oder stärkerer Turbulenz geraten. Die horizontale Variabilität der Turbulenz kann allerdings vernachlässigt werden, zumal dieser Teil des Massentransports im Vergleich zur horizontalen Advektion in der Deutschen Bucht wenig Bedeutung hat. In der vertikalen Dimension führt die Berücksichtigung eines veränderlichen Austauschkoefizienten in Form eines Korrekturterms zu numerischen Problemen: MAYER (1991) zeigte, daß dieser Term in Gebieten mit großen „Turbulenzgradienten“ (v.a. in Bodennähe) bestimmend wird, so daß dort nicht konsistente Konzentrationsverteilungen berechnet werden. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb von der Verwendung räumlich variabler Austauschkoefizienten abgesehen.

Mit Hilfe der *Monte-Carlo-Methode* wird die turbulente Advektions-Diffusions-Gleichung (3.2) auf die reine Advektionsgleichung zurückgeführt:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \underline{v} \nabla C = 0, \quad \underline{v} = \begin{cases} u + u' & \text{für die } x\text{-Richtung,} \\ v + v' & \text{für die } y\text{-Richtung,} \\ w + w' - w_s & \text{für die } z\text{-Richtung.} \end{cases} \quad (3.5)$$

Diese Gleichung kann nun in Lagrangeschen Koordinaten für Schwebstoffe mit verschiedenen Sinkgeschwindigkeiten modelliert werden.

3.2.2 Randbedingungen

Durch die Wasseroberfläche wird kein Netto-Transport zugelassen:

$$q_{surf} = -A_v \frac{\partial C}{\partial z} \Big|_{surf} + w_s C \Big|_{surf} = 0. \quad (3.6)$$

Das entspricht dem Gleichgewicht zwischen abwärts gerichtetem Massenfluß durch Sinken und aufwärts gerichtetem Fluß durch turbulente Diffusion.

An der Sediment-Wasser-Grenze setzt sich der vertikale Massenfluß zusammen aus sich ablagernder Masse pro Zeit- und Flächeneinheit q_{sed} und abgetragener Masse pro Zeit- und Flächeneinheit q_{ero} :

$$q_{bot} = -A_v \frac{\partial C}{\partial z} \Big|_{bot} + w_s C \Big|_{bot} = q_{sed} + q_{ero}. \quad (3.7)$$

q_{sed} und q_{ero} sind Funktionen der Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit. Die Sedimentationsrate ist weiterhin abhängig von der Schwebstoff-Konzentration in Bodennähe C_{bot} und der Sinkgeschwindigkeit w_s , die Erosionsrate von der Erodierbarkeit der Boden-Wasser-Grenze. Genaueres hierzu folgt in Kap. 3.3 über „Bodenprozesse“.

Für den Fall, daß Sedimentations- und Erosionsraten von gleichem Betrage sind, entspricht die Bedingung (3.7) der an der Wasseroberfläche gültigen: $q_{bot} = 0$.

An lateralen Grenzen wird horizontale Diffusion nicht zugelassen, sofern sie normal zur Grenze gerichtet ist:

$$A_h \frac{\partial C}{\partial x} = 0 \quad \text{bzw.} \quad A_h \frac{\partial C}{\partial y} = 0. \quad (3.8)$$

Dies gilt sowohl für geschlossene Land-Wasser-Grenzen und geschlossene, vertikale Tiefenstufen als auch für die offenen, see- und flußwärtigen Modellrandgrenzen.

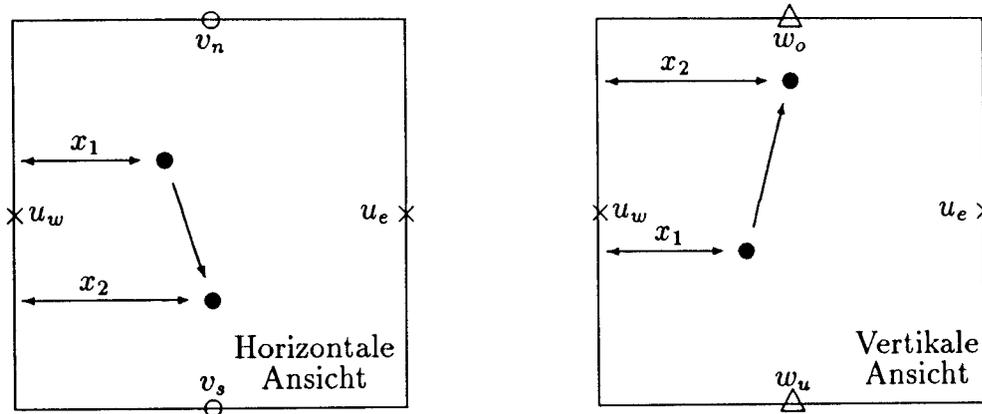


Abbildung 3.2: Darstellung der Teilchenwanderung durch Advektion

3.2.3 Numerik

Die numerische Realisierung besteht nun darin, N Partikeln, die jeweils eine Masse m_i ($i = 1, 2, \dots, N$) repräsentieren, Koordinaten (x_i, y_i, z_i) ($i = 1, 2, \dots, N$) zuzuteilen. Die Summe aller m_i ergibt die in einem Wasservolumen enthaltene Gesamtmasse M , die dem Integral $\iiint C(x, y, z, t) dx dy dz$ entspricht. Die neuen Orte $(\tilde{x}_i, \tilde{y}_i, \tilde{z}_i)$, die die Partikel nach einem Zeitschritt Δt erreichen, werden für jedes einzelne Partikel wie folgt ermittelt:

Berechnung der advektiven Wege

Zur Berechnung der durch Advektion zurückgelegten Strecke werden nur die sechs, an den jeweiligen Boxgrenzen des Eulerschen Gitters definierten Geschwindigkeiten herangezogen (s. Abb. 3.2). Dadurch wird Massenerhaltung gewährleistet. Das bedeutet auch, daß innerhalb der Gitterboxen die Geschwindigkeitskomponenten immer nur Funktionen ihrer eigenen Richtung sein können ($u(x)$, $v(y)$, $w(z)$): u ändert sich nur in x -Richtung; in y - und in z -Richtung ist u homogen (analog für v und w). Dies erleichtert wiederum die Berücksichtigung der Beschleunigung, die ein Teilchen auf dem Weg durch die Zelle erfährt, wenn ein Geschwindigkeitsgradient in der entsprechenden Richtung vorhanden ist. Wird die Beschleunigung $\partial u / \partial x$ innerhalb einer Box als konstant vorausgesetzt, läßt sich der zurückgelegte Weg – am Beispiel der x -Komponente von x_1 nach x_2 – nach Umformung der Gleichung $dx = u(x) dt$ wie folgt berechnen, wenn $u(x) = u_w + x \partial u / \partial x$ (u_w : u -Geschwindigkeit an der Westgrenze der Box, in der sich das Teilchen befindet, x : Abstand des Teilchens von der Westgrenze der Box):

$$\begin{aligned}
\int_{x_1}^{x_2} \frac{dx}{u(x)} &= \int_t^{t+\Delta t} dt \\
\int_{x_1}^{x_2} \frac{dx}{u_w + x \frac{\partial u}{\partial x}} &= \int_t^{t+\Delta t} dt \\
\frac{1}{\frac{\partial u}{\partial x}} \ln \left(u_w + x \frac{\partial u}{\partial x} \right) \Big|_{x_1}^{x_2} &= \Delta t \\
\ln \left(\frac{u_w + x_2 \frac{\partial u}{\partial x}}{u_w + x_1 \frac{\partial u}{\partial x}} \right) &= \frac{\partial u}{\partial x} \Delta t \tag{3.9} \\
\frac{u_w + x_2 \frac{\partial u}{\partial x}}{u_w + x_1 \frac{\partial u}{\partial x}} &= e^{\frac{\partial u}{\partial x} \Delta t}
\end{aligned}$$

$$x_2 = \frac{(u_w + x_1 \frac{\partial u}{\partial x}) e^{\frac{\partial u}{\partial x} \Delta t} - u_w}{\frac{\partial u}{\partial x}} \tag{3.10}$$

Die Strecke Δx_{adv} , die das Teilchen innerhalb des Zeitschrittes Δt von x_1 nach x_2 zurücklegte, ist dann

$$\Delta x_{adv} = x_2 - x_1 = \left(\frac{u_w}{\frac{\partial u}{\partial x}} + x_1 \right) \cdot \left(e^{\frac{\partial u}{\partial x} \Delta t} - 1 \right) \tag{3.11}$$

Trifft ein Teilchen im Laufe *eines* Zeitschrittes auf eine Boxgrenze, so wird zunächst der bis dahin abgelaufene Zeitanteil und daraus der Restzeitschritt Δt_{Rest} bestimmt, den das Teilchen in der neuen Box verbringt. Nach Gleichung (3.9) ergibt sich, wenn x_2 die Koordinate auf der Boxgrenze ist:

$$\Delta t_{Rest} = \Delta t - \frac{1}{\frac{\partial u}{\partial x}} \ln \left(\frac{\Delta x_{Grenze} \frac{\partial u}{\partial x}}{u_w + x_1 \frac{\partial u}{\partial x}} + 1 \right), \tag{3.12}$$

wobei Δx_{Grenze} der Abstand des Startortes bis zur Boxgrenze, also $x_2 - x_1$, ist. Mit dem so berechneten Restzeitschritt und den in der neuen Zelle des Eulerschen Gitters geltenden Geschwindigkeiten wird nach Gleichung (3.11) der Restweg bestimmt. Durchwandert ein Teilchen zwei oder drei der sechs Boxwände, wird Gleichung (3.12) analog auf die entsprechende(n) Richtung(en) angewandt. Das Minimum der bis zu den Wänden benötigten Zeiten gibt die zuerst durchwanderte Boxwand an.

Dieses Verfahren erlaubt bei stationären Geschwindigkeitsfeldern eine beliebige Vergrößerung des Zeitschrittes.

Sinken der Teilchen

Das Sinken der Teilchen wird durch Addition der Sinkgeschwindigkeit auf die vertikal gerichteten w -Geschwindigkeiten an den Ober- und Untergrenzen der Box

(Abb. 3.2) in die Rechnungen mit einbezogen. Die für die vertikalen Bewegungen gültigen Gleichungen können dann analog zu (3.11) und evtl. (3.12) gelöst werden. Dadurch laufen auch in der Simulation die vertikalen Bewegungen durch Strömung und Sinken gleichzeitig ab. Der vertikale Geschwindigkeitsgradient $\partial w/\partial z$ bleibt dabei erhalten.

Im Modell werden die Schwebstoffe in vier verschiedene Sinkgeschwindigkeitsfraktionen eingeteilt: $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, $2 \cdot 10^{-5}$ m/s, $4 \cdot 10^{-6}$ m/s und eine Fraktion mit $3 \cdot 10^{-4}$ m/s für erodiertes Material. Diese Daten stammen teils aus Messungen, teils aus Vergleichen von Simulationsergebnissen des Schwebstoff-Transportmodells für die Nordsee mit Konzentrationsmessungen.

Der Einfluß der Flockenbildung bzw. des Zerfalls von Flocken durch Turbulenz oder biologische Produktion/Abbau auf Sinkgeschwindigkeitsänderungen wird hier nicht berücksichtigt. Die z.B. von EISMA (1987) beschriebene Konzentrationsabhängigkeit bleibt ebenfalls unberücksichtigt, zumal die vorkommenden SPM-Gehalte zu niedrig sind, um sich auf das Sinken auswirken zu können.

Berechnung der diffusiven Wege

Zunächst ergibt sich gemäß Gleichung (3.4) die Bandbreite U' , die der maximal erreichbaren, turbulenten Geschwindigkeit entspricht, aus dem Austauschkoefizienten A_h zu

$$U' = \sqrt{6 \cdot A_h / \Delta t},$$

entsprechend für die anderen Koordinaten. Die Ziehung der Zufallszahl γ aus dem Bereich von -1 bis $+1$ erlaubt die Bestimmung von u' und daraus die durch turbulente Diffusion zurückgelegte Strecke:

$$\Delta x_{diff} = \Delta t \cdot u' = \Delta t \cdot \gamma \cdot U'.$$

Entsprechendes gilt wieder für die anderen Dimensionen.

Realisierung der Randbedingungen

Zur numerischen Realisierung der Randbedingungen des Schwebstoff-Transports im Wasser werden alle Grenzflächen als Reflektoren für turbulente Bewegungen betrachtet: Trifft ein Partikelchen *innerhalb* eines Zeitschrittes auf einen Rand, so wird der turbulente Teil der Bewegung reflektiert. Während des Restzeitschrittes Δt_{Rest} bewegt es sich von dort aus mit entgegengesetzter Geschwindigkeit weiter. Deposition von Partikeln wird im Modell nicht erlaubt. Teilchen können aufgrund ihres Sinkens unter die Sohle geraten. Solche, die sich nach Ende eines Zeitschrittes dort befinden, werden auf den Boden zurückgesetzt. Dies ist natürlich eine unexakte Methode und führt zu zeitschrittabhängigen Fehlern im vertikalen Konzentrationsprofil (MAYER, 1991). Dieser Fehler ist allerdings bei den in diesem Modell verwendeten Schichtdicken unerheblich.

Lassen die hydrodynamischen Bedingungen Deposition von Schwebstoff zu (die Berechnung der Massen erfolgt in Kap. 3.3 über *Bodenprozesse*), verlieren *alle* in der Wassersäule vorkommenden Teilchen den ihrer Masse entsprechenden Anteil des Deponats. Zu diesem Zwecke wird aus der vertikal gemittelten SPM-Konzentration ein theoretisches, stationäres Vertikalprofil angenommen, um daraus die für Sedimentationsraten maßgebliche SPM-Konzentration in Sohlhöhe zu bestimmen. Es kann hier nicht die vom Modell berechnete, vertikale SPM-Verteilung zugrunde gelegt werden. Die Monte-Carlo-Methode bewirkt nämlich ein zufälliges, von Zeitschritt zu Zeitschritt aus rein statistischen Gründen veränderliches Vertikalprofil, so daß die SPM-Konzentration in Bodennähe nicht aussagekräftig ist. Ein statistikbereinigtes Vertikalprofil könnte durch Mittelung der Konzentrationen über viele Zeitschritte erreicht werden, doch steht dieses wegen der dafür notwendigen Rechenzeit in keinem Verhältnis zum Nutzen.

Die durch Erosion aus dem Sediment in die Wassersäule übergehenden Massen werden gleichmäßig auf die dort vorhandenen Teilchen mit den entsprechenden Sinkgeschwindigkeiten verteilt. Sollten dabei die pro Teilchen maximal zugelassenen Beladungen überschritten werden, so produziert das Modell neue Teilchen und positioniert sie horizontal in Wassersäulenmitte, vertikal 1 m über Boden.

3.3 Bodenprozesse

Der wesentliche Punkt, der dieses Modell von anderen Tracermodellen für Schwebstofftransport unterscheidet, ist die Berücksichtigung der physikalisch und biologisch beeinflussten Wechselwirkungen zwischen Wassersäule und Sediment. In den folgenden Abschnitten werden die modellierten Bodenprozesse als Gleichungen formuliert und deren numerische Realisierung beschrieben.

Die Berücksichtigung der Bodenprozesse erfordert die Einbeziehung eines Modellbodens, der in mehrere, unterschiedlich dicke Schichten eingeteilt ist. Nach jedem Zeitschritt können die Konzentrationen der Feinfraktion $< 20 \mu\text{m}$ in jeder Bodenschicht berechnet werden. Der Tiefenbereich des Sediments erstreckt sich über insgesamt 20 cm. Dieser Wert orientiert sich zum einen an Modellrechnungen von OFFICER & LYNCH (1989), zum anderen an den Untersuchungen von DICKE (1986), die in mehr als 15 cm Sedimenttiefe nur noch wenige, bioturbaten Austausch verursachende Lebewesen vorfand. Auch die Tabellen in LEE & SWARTZ (1980) geben maximale Tiefen von 20 cm an, wenn von der Ausnahme der Crustaceen *Callianassa*, die sogar in über 75 cm Tiefe zu finden sind, einmal abgesehen wird.

Die oberen 2 mm des Bodens wurden in Schichten à 0.1 mm eingeteilt. Dies ist ausreichend, da die Erosionstiefe Werte von 2 mm fast nie überschreitet. Die darunter liegenden Schichten werden mit wachsender Tiefe zunehmend dicker, bis die letzten fünf der insgesamt 43 Schichten jeweils eine vertikale Ausdehnung von 2.4 cm erhalten.

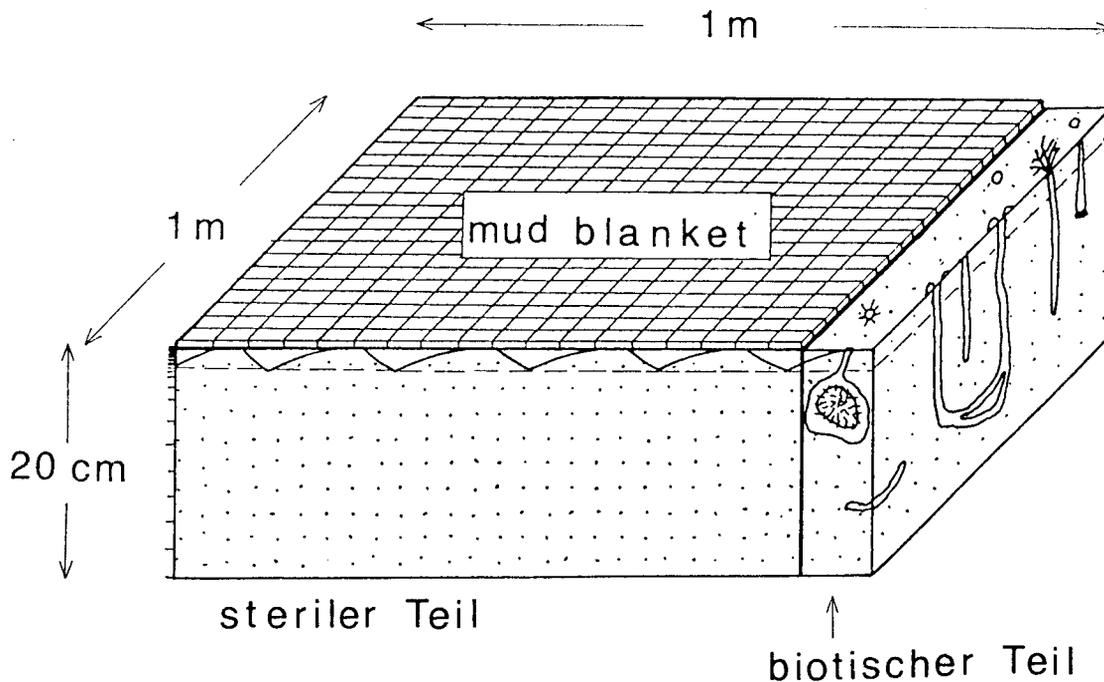


Abbildung 3.3: Schema des Meeresbodens im Modell. Aus: POHLMANN & PULS (1994)

Eine horizontale Unterteilung des Modellsediments in einen bioturbierten (A_{bio}) und einen nicht-bioturbierten Bereich (s. Abb. 3.3) ist erforderlich, weil der Meeresboden nicht flächendeckend besiedelt ist. D.h.: Zwischen den einzelnen Benthoslebewesen gibt es „ungenutzte“ Flächen.

3.3.1 Sedimentation

Deposition von Material auf den Boden geschieht physikalisch durch Absinken von Schwebstoff, wenn es Strömung und vertikale Turbulenz erlauben. Natürliche Gewässer – wie die Deutsche Bucht – sind in der Regel belebt, so daß auch Biodeposition stattfindet. Dieser Beitrag wird v.a. von benthisch, also in, auf oder knapp über der Sohle lebenden Filtrierern in Form von „fecal pellets“ oder anderen, kleineren Ausscheidungen geleistet. Zwar existieren unter den benthischen Lebewesen auch Deposit-Fresser, die sich von deponiertem Material ernähren und ebenfalls Ausscheidungen produzieren, die sich ablagern. Doch wird deren Beitrag nicht zur Biodeposition hinzugerechnet. Deposit-Fresser setzen nämlich nur bereits deponiertes Material um (LEE & SWARTZ, 1980).

In diesem Modell werden sowohl die physikalische als auch die biologisch bedingte Deposition berücksichtigt. Für beide Arten muß zunächst eine bodennahe Schwebstoff-Konzentration (C_{bot}) festgestellt werden, um daraus die Sedimentationsraten $w_s \cdot C_{bot}$ bzw. $w_{bio} \cdot C_{bot}$ berechnen zu können (w_s ist die Sinkge-

schwindigkeit, w_{bio} die Filtrierleistung in m^3 pro m^2 Bodenfläche und Sekunde). Da die vertikale Schwebstoff-Verteilung durch die Verwendung der Monte-Carlo-Methode statistischen Schwankungen unterliegt, wird C_{bot} theoretisch aus der vertikal über die gesamte Wassersäule gemittelten Konzentration \bar{C} bestimmt. Dazu werden in einer Wassersäule nur vertikale, turbulente Diffusion und das Sinken des Schwebstoffes betrachtet. Gleichung (3.2) reduziert sich bei Stationarität und vertikal konstantem Austauschkoefizienten zu $w_s \cdot C - A_v(\partial C/\partial z) = 0$, dem Gleichgewicht von vertikaler, turbulenter Diffusionsrate und Sinkrate. Integration ergibt die Exponentialverteilung $C(z) = C_{bot} \exp(-\frac{w_s}{A_v} z)$, deren Gültigkeit schon von ROUSE (1938) durch Experimente mit Sand gezeigt wurde. C_{bot} wird dann wie folgt bestimmt:

$$\begin{aligned} \bar{C} &= \frac{1}{H} \int_0^H C_{bot} e^{-\frac{w_s}{A_v} z} dz & H = \text{Wassertiefe} \\ &= \frac{C_{bot}}{\frac{w_s}{A_v} H} (1 - e^{-\frac{w_s}{A_v} H}) \\ C_{bot} &= \bar{C} \frac{w_s}{A_v} H (1 - e^{-\frac{w_s}{A_v} H})^{-1} \end{aligned} \quad (3.13)$$

Hiermit lassen sich die in jeder Wassersäule physikalisch und biologisch deponierten Massen ($M_{d,phys}$ und $M_{d,bio}$, Einheit ist die einer Masse), wie unten beschrieben, berechnen.

Die Masse $M_{d,phys}$ des durch Sinken sedimentierten Materials lagert sich im nicht-bioturbierten (sterilen) Bereich als *mud blanket*, also als Extra-Schicht über dem Sediment, ab. Im bioturbierten Bereich werden die Massen direkt in den Boden eingetragen.

Physikalische Deposition

Ob und, falls ja, wieviel Schwebstoff sich nun tatsächlich ablagert, hängt neben der Sinkgeschwindigkeit noch von der Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit v^* und deren kritischen Wert für Sedimentation ($v_{cr,d}^*$) ab. v^* (Einheit: m/s) ist proportional zur Boden-Schubspannung τ_b : $v^* = \sqrt{\tau_b/\rho}$, wobei ρ die Wasserdichte ist. Der Grenzwert $v_{cr,d}^*$ ist eine Funktion der Sinkgeschwindigkeit w_s in m/s (POHLMANN & PULS, 1994):

$$v_{cr,d}^* = \begin{cases} 0.008 & \text{für } w_s \leq 5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s,} \\ 0.008 + 0.02 \cdot (\log w_s + 4.3) & \text{für } 5 \cdot 10^{-5} < w_s < 5 \cdot 10^{-4}, \\ 0.028 & \text{für } w_s \geq 5 \cdot 10^{-4} \text{ m/s.} \end{cases} \quad (3.14)$$

Gleichung (3.14) berücksichtigt die Tatsache, daß schwereres Material höhere Strömungsgeschwindigkeiten benötigt, um in Suspension gehalten zu werden, als leichter Schwebstoff.

Nun wird zur Berechnung der Depositionsrate bzw. des Massenflusses $q_{d,phys}$ die von KRONE (1962) eingeführte Formel angewendet:

$$q_{d,phys} = \begin{cases} w_s C_{bot} (1 - (\frac{v^*}{v_{cr,d}^*})^2) & \text{für } v^* < v_{cr,d}^*, \\ 0 & \text{sonst.} \end{cases} \quad (3.15)$$

Die sedimentierte Masse ergibt sich damit zu

$$M_{d,phys} = \Delta t \cdot q_{d,phys} \cdot F_{Grund}, \quad (3.16)$$

wobei F_{Grund} die Grundfläche der betrachteten Wassersäule ist.

Biodeposition

Die Masse der durch Filtrierer sedimentierten Stoffe kann mit folgender Formel beschrieben werden:

$$M_{d,bio} = \Delta t \cdot w_{bio} \cdot C_{bot} \cdot F_{Grund}. \quad (3.17)$$

Die Filtrierleistung w_{bio} mit der Einheit m^3 Wasser pro s und pro m^2 Bodenfläche entspricht einer Geschwindigkeit (m/s). Sie wird beeinflusst von der Größe des belebten Anteils der Bodenfläche (d.h. von der benthischen Populationsdichte), vom Anteil der Filtrierer am Benthos und von der Saisonalität der Populationsdichte. Je höher der Schlickgehalt des Sediments ist, desto höher ist die Populationsdichte, desto niedriger ist aber der Anteil der filtrierenden Organismen am Benthos (LEE & SWARTZ, 1980). In der Deutschen Bucht wird ein Filtrierer-Anteil von 90 % in sandigen Böden (Sedimentfeingehalt $c_{20\mu m} < 1$ %) und 10 % in schlickigen Böden ($c_{20\mu m} > 5$ %) angenommen (linearer Übergang dazwischen). Außerdem wird mit einer von RACHOR empfohlenen, von allen Benthos-Organismen auf sandigen Böden verursachte Filtrierleistung von $200 \text{ l}/(\text{m}^2 \cdot \text{Tag}) \approx 2.3 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ im saisonalen Mittel gerechnet (PULS, pers. Mitt.).

3.3.2 Erosion

Ein Erosionsereignis setzt ein, sobald die Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit v^* den kritischen Wert für Erosion, $v_{cr,e}^*$, übersteigt. Dieses Modell verwendet einen einheitlichen kritischen Wert für Erosion:

$$v_{cr,e}^* = 0.028 \text{ m/s}. \quad (3.18)$$

Unveröffentlichte Auswertungen von Messungen, die mit dem EROMES-System (SCHÜNEMANN & KÜHL, 1993) an verschiedenen Orten der Deutschen Bucht durchgeführt wurden, zeigen im Helgoländer Schlickgebiet die geringsten Grenzwerte (PULS, pers. Mitt.). Für das Nordsee-SPM-Modell (POHLMANN & PULS, 1994) mußten die kritischen Werte für schlickiges Sediment auf 4 cm/s erhöht

werden, um eine mehr oder weniger vollständige Erosion zu verhindern. Offenbar werden die für das Helgoländer Schlickgebiet wichtigen Prozesse dort nicht simuliert.

Biologische Aktivität vor allem auf dem Sediment hat ebenfalls einen Einfluß auf die Erodierbarkeit (RHOADS & BOYER, 1982): So bewirkt Algenaufwuchs eine Festigung der Sohle, während grabendes Benthos und Plattfische durch Umverteilung des Sedimentgefüges oder Ablagerung von Ausscheidungen die Erodierbarkeit erhöhen können. Eine Berücksichtigung dieser Abhängigkeiten ist sehr problematisch, weil neben der Benthosdichte auch die Benthosart zumindest bzgl. deren Wirkung auf die Erodierbarkeit bekannt sein muß. Solche Daten liegen zur Zeit nicht vor.

Je nach Bodenart hat ein Erosionsereignis unterschiedliche Folgen:

Sandige Böden werden „ausgewaschen“: Das Feinmaterial geht bei Erosion in Suspension, während das grobe Material $> 20 \mu\text{m}$ liegen bleibt. Die Erosionstiefe h_{ero} (in m), bis zu der der Boden „geleert“ wird, berechnet sich aus

$$h_{ero} = \begin{cases} 0.0014 \cdot \frac{(v^*)^2 - (v_{cr,e}^*)^2}{(v_{cr,e}^*)^2} & \text{für } v^* > v_{cr,e}^* \\ 0 & \text{sonst.} \end{cases} \quad (3.19)$$

Die in einer Wassersäule erodierte Masse $M_{e,sand}$ entspricht dem in dieser Wassersäule bis in diese Sedimenttiefe vorhandenen Material $< 20 \mu\text{m}$. Gleichung (3.19) läßt erkennen, daß Erosion in der hier simulierten Form kein zeitlich abhängiger Prozeß ist. Es spielt keine Rolle, ob die kritische Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit eine Sekunde oder zehn Minuten lang überschritten wird. In beiden Fällen wird – Bioturbation einmal übersehen – die gleiche Menge erodiert. Dies widerspricht sicherlich nicht dem natürlichen Prozeß der Erosion von sandigen Böden. Messungen und darauf angewandte Modellrechnungen von JAGO et al. (1993) zeigten, daß die Erosionsrate in der Tat von der Verfügbarkeit resuspendierbaren Materials auf und in dem Sediment begrenzt wird.

Sind Rippel größer als 0.5 cm und höher als die nach Gleichung (3.19) berechnete Erosionstiefe vorhanden, wird das erodierte Feinmaterial gleichmäßig aus allen Sedimentschichten bis zur Tiefe „Rippelhöhe“ entnommen.

Schlickige Böden werden durch Erosion schichtweise abgetragen. Die daraus resultierende Änderung der Wassertiefe ist vernachlässigbar. Die Erosionsrate $q_{e,mud}$ (Einheit: $\text{t}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$) bestimmt über die Erosionstiefe h_{ero} die erodierte Masse $M_{e,mud}$ wie folgt:

$$q_{e,mud} = \begin{cases} \varepsilon ((v^*)^2 - (v_{cr,e}^*)^2) & \text{für } v^* > v_{cr,e}^* \\ 0 & \text{sonst,} \end{cases} \quad (3.20)$$

$$h_{ero} = \Delta t \cdot q_{e,mud} / \rho_{sed} \quad (3.21)$$

$\varepsilon = 10^{-4} \text{ t}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ist die Erosionskonstante, ρ_{sed} die Trockendichte des Sediments in t/m^3 . Auch bei dieser Erosionsart entspricht die Masse an Feinmaterial, die bis

zur Tiefe h_{ero} gefunden wird, der erodierten Masse $M_{e,mud}$. Es gilt: Je länger der Erosionsprozeß dauert, desto mehr Material wird abgetragen. Die zunehmende Konsolidierung des Meeresbodens mit wachsender Sedimenttiefe und die damit einhergehende, geringere Erodierbarkeit werden im Modell nicht berücksichtigt. Das Material der im nicht-bioturbierten Bereich des Sediments evtl. existenten *mud blanket* geht sofort und komplett in die Wassersäule über, sobald die Bodenschubspannungsgeschwindigkeit ihren Grenzwert für Erosion überschreitet.

Das aus Sand-, Schlickboden oder *mud blanket* erodierte Material wird gleichmäßig auf die in der Wassersäule schwebenden Teilchen mit den entsprechenden Sinkgeschwindigkeiten verteilt. Sind keine solchen Teilchen vorhanden oder wird die pro Teilchen maximal zulässige „Beladung“ überschritten, dann werden neue Partikel gebildet und 1 m über der Sohle in die Mitte der Wassersäule gesetzt.

3.3.3 Bioturbation

Die Intensität der Bioturbation kann sowohl tages- und jahreszeitlich als auch räumlich stark schwanken. Dies hängt von der Lebensweise und der Zahl der Individuen, die auf oder in dem Meeresboden existieren, ab. DICKE (1986) fand in Untersuchungen von Ostsee- und Antarktis-Sedimentkernen, daß bestimmte Benthoslebewesen den Austauschkoeffizienten im Sediment fast immer erhöhen, während andere kaum einen oder gar keinen Beitrag dazu leisten. Teilweise wird die Aktivität durch Ablagerung organischen Materials nach Planktonblüten gesteigert. Der bioturbierter Bereich reicht im allgemeinen bis in 15 cm Sedimenttiefe. DAVEY (1994) fand bei seinen Untersuchungen über den Wurm *Nereis diversicolor* starke örtliche Schwankungen in der Populationsdichte und in der Individuengröße. Zudem ändert sich – in Abhängigkeit von der Wurmlänge – auch die vertikale Verteilung der Würmer saisonal. Solche Variabilitäten zeigen auch die Ergebnisse der Studien von RACHOR & BARTEL (1981) über das Vorkommen des Igelwurmes *Echiurus echiurus* in der Deutschen Bucht.

Da die bioturbierenden Organismen in einem gewissen Abstand voneinander leben, ist nur ein Teil der Bodenfläche von vertikaler Bioturbation betroffen (A_{bio} in Abb. 3.3). Dieser Anteil ist proportional zur Individuenzahl pro Flächeneinheit. Die horizontale Wanderung des Benthos führt zu einer zusätzlichen – der horizontalen – Komponente der Bioturbation.

Vertikale Bioturbation

Mathematisch kann vertikale Bioturbation als diffusiver Transportprozeß beschrieben werden:

$$\frac{\partial c_{20\mu m}}{\partial t} = A_v^{sed} \cdot \frac{\partial^2 c_{20\mu m}}{\partial z^2}. \quad (3.22)$$

A_v^{sed} beschreibt den durch vertikale Bioturbation verursachten Diffusionskoeffizienten für das Feinmaterial $< 20 \mu m$ im Sediment ($c_{20\mu m}$). Angaben zu diesem

Wert reichen in der Literatur über mehrere Größenordnungen: LEE & SWARTZ (1980) geben einen Bereich von $0.1 - 100 \text{ cm}^2/\text{Jahr}$ an. In diesem Modell wird der von POHLMANN & PULS (1994) aus Meßdaten abgeleitete Wert von $10 \text{ cm}^2/\text{Jahr}$ verwendet. Dieser A_v^{sed} -Wert ist der für die gesamte Bodenfläche gültige, effektive Austauschkoefizient. Es wird jedoch davon ausgegangen, daß im saisonalen Mittel insgesamt nur ein Anteil von 10 % des Bodens bioturbiert wird. Gleichung (3.22) wird somit nur in diesem Sedimentbereich gelöst. A_v^{sed} vergrößert sich damit zu $100 \text{ cm}^2/\text{Jahr} \approx 3 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2/\text{s}$, um dem oben genannten Wert für den gesamten Boden zu entsprechen.

Da die Populationsdichte der Makrofauna mit zunehmender Tiefe abnimmt, sollte auch der effektive Sediment-Austauschkoefizient nicht tiefenunabhängig sein. Doch auch diesbezügliche Messungen liegen in sehr ungenügender Zahl vor, so daß die von POHLMANN & PULS (1994) veröffentlichte Funktion Anwendung findet: A_v^{sed} beträgt an der Sedimentoberfläche $100 \text{ cm}^2/\text{Jahr}$ und nimmt linear auf $10 \text{ cm}^2/\text{Jahr}$ an der Unterkante des Modellbodens ab.

Als **Randbedingungen** für Gleichung (3.22) werden weder durch die Sediment-Wasser-Grenze noch durch die untere Grenzfläche Massenflüsse zugelassen:

$$A_v^{sed} \left. \frac{\partial c_{20\mu m}}{\partial z} \right|_{surf} = 0, \quad A_v^{sed} \left. \frac{\partial c_{20\mu m}}{\partial z} \right|_{bot} = 0. \quad (3.23)$$

Die Massenflüsse, die bei Sedimentation bzw. Erosion durch die obere Grenzfläche stattfinden, werden nicht als solche modelliert. Die Bedingungen (3.23) führen dazu, daß sich die Konzentrationen in den Randschichten nur von inneren Schichten bestimmt entwickeln können.

Die Diffusionsgleichung (3.22) wird nach der Methode der finiten Differenzen räumlich zentral und zeitlich vorwärts diskretisiert. Die für explizite Rechnungen gültige Stabilitätsbedingung $\Delta t \leq \Delta z_{min}^2 / (2A_v^{sed})$ schreibt einen maximalen Zeitschritt von $\Delta t \approx 170 \text{ s}$ vor. Um mit einem Zeitschritt von 2700 s stabile und konsistente Ergebnisse in der vertikalen Feingehaltsverteilung zu gewährleisten, wird voll-implizit gerechnet. Das so entstehende Gleichungssystem wird auf die Form einer tridiagonalen Matrix gebracht und mit Hilfe des Gauß'schen Eliminationsverfahrens gelöst.

Horizontale Bioturbation

POHLMANN & PULS (1994) gehen davon aus, daß der horizontale Austausch in jeder Sedimenttiefe um eine Größenordnung kleiner ist als der vertikale. Der maximale, von der Saison und vom Schlickgehalt abhängige Wert für die horizontalen Austauschkoefizienten beträgt $2 \text{ cm}^2/\text{Jahr}$ an der Sedimentoberfläche in Böden mit $c_{20\mu m} > 5 \%$.

Der horizontale Austausch kann physikalisch betrachtet werden als Verschiebung des bioturbierten Sedimentbereichs in Richtung des nicht-bioturbierten und umgekehrt. Numerische Testrechnungen von PULS (pers. Mitt.) haben ergeben,

daß ein horizontaler Austauschkoeffizient von $1 \text{ cm}^2/\text{Jahr}$ einer Verschiebungsgeschwindigkeit von $1 \text{ m}/\text{Jahr}$ entspricht.

In jeder Bodenschicht gilt eine von der Saison und vom Schlickgehalt abhängige Verschiebungsgeschwindigkeit v_{sed} . Die sich daraus ergebende Verschiebungstrecke $\Delta t \cdot v_{sed}$ bestimmt die Masse, die aus dem bioturbierten Bereich (A_{bio} , s. Abb. 3.3) in den nicht-bioturbierten ($1 - A_{bio}$) übergeht und umgekehrt.

3.4 Wichtige Eingangsparameter

Eingangsdaten spielen in Form von Antriebs-, Anfangs- und Randwerten für Simulationen bestimmter Szenarien eine wichtige Rolle. Doch gerade bei ihrer qualitativen Bestimmung trifft man auf große Schwierigkeiten. Interdisziplinäre Zusammenarbeit mit Biologen, Geologen, Meteorologen und verschiedenen Gruppen der Ozeanographie ist notwendig und erfordert viel Zeit. Das Blockdiagramm in Abb. 3.4 zeigt die Herkunft der wichtigsten Eingangsdaten des SPM-Transportmodells. Sie sind in der untersten Blockzeile dargestellt – als Ergebnisse von Rechnungen mit anderen Modellen (doppelt eingerahmte Kästchen) und von Auswertungen diverser Messungen. In Abb. 3.1 (*Struktur des Schwebstoffmodells, Teil I*) bilden sie als oberste Blockzeile den Eingang in das Schwebstoffmodell selbst.

Im folgenden wird auf die Herkunft der von Wellen und Strömung erzeugten Boden-Schubspannungsgeschwindigkeiten, der Gehalte der im Modell erodierbaren Sedimentfeinfraktion und der fluß- und seewärtigen Randwerte eingegangen.

3.4.1 Modellgebiet, Modellgitter und Randwerte

Das Modellgebiet der Deutschen Bucht (Abb. 2.1) erstreckt sich von $6^\circ 20' \text{ E}$ bis $9^\circ 2.5' \text{ E}$ und von $53^\circ 9.5' \text{ N}$ bis 55° N . Es hat damit eine Ausdehnung von ca. 180 km in Ost-West- und 200 km in Nord-Süd-Richtung. Mit einer mittleren Wassertiefe von 22 m ergibt sich in der Modellbucht ein Wasservolumen von insgesamt 514 km^3 .

Das Gitter, mit dem das Modellgebiet überzogen wird, weist eine horizontale Maschenweite $1.5'$ in Nord-Süd- und $2.5'$ in Ost-West-Richtung auf. Die vertikale Auflösung beträgt 5 m . Die Gittermaße entsprechen denen des Strömungsmodells von SCHRUM (1994). Die riesigen Dateien, die das Strömungsmodell an das Schwebstoff-Transportmodell lieferte, machten aufgrund fehlender Speicherkapazität eine Verkleinerung des SPM-Modellgebietes notwendig: die Nordgrenze wurde gegenüber der Strömungsmodellversion um ca. 60 km nach Süden verlegt, die Westgrenze um ca. 80 km nach Osten.¹

¹Eine Datei, die die Strömungskomponenten u und v , den Wasserstand ζ sowie den vertikalen Austauschkoeffizienten A_v als zwei- bzw. dreidimensionale Felder für einen Monat mit einer

Struktur des Schwebstoffmodells (II)

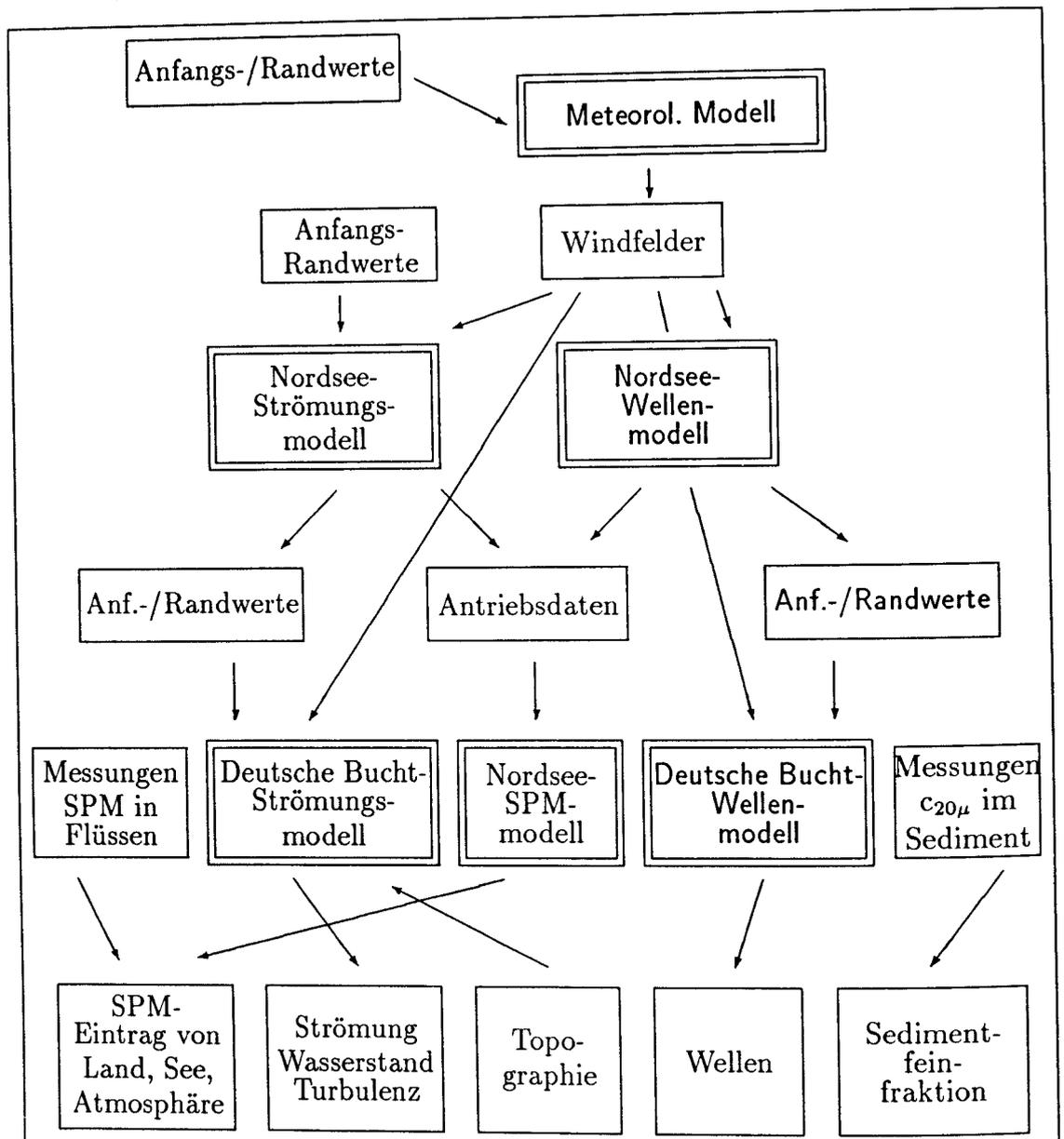


Abbildung 3.4: Struktur des Schwebstoff-Transportmodells, Teil II: Erzeugung/Erhebung der wichtigsten Eingangsdaten. Kästchen, die Modelle beinhalten, sind doppelt eingerahmt. Das meteorologische Modell und die Wellenmodelle sind für die in dieser Arbeit dargestellten Ergebnisse nicht gelaufen. Die Verbindung zum Schwebstoffmodell selbst bildet die unterste Blockzeile, die der obersten der in Abb. 3.1 dargestellten Struktur entspricht.

Offene Ränder besitzt das Modellgebiet im Norden und im Westen zur Nordsee hin. Auch die Flüsse Elbe, Weser und Ems bilden offene Ränder. Deren Oberwasserausströme werden von dem hydrodynamischen Modell, das die Geschwindigkeitsdaten liefert, berücksichtigt. Durch diese Grenzen kann Schwebstofftransport in das Gebiet hinein und aus ihm heraus geschehen.

Zur Durchführung von Simulationen bestimmter Zeiträume sollten die seewärtigen Randwerte möglichst durch Messungen, zumindest aber von dem Nordsee-Schwebstoffmodell, das die SPM-Dynamik der gleichen Zeiträume simulieren muß, geliefert werden. Die flußseitigen Randwerte werden den Tabellen der „Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbücher“ und der „Arbeitsgemeinschaft für die Reinhaltung der Elbe“ (ARGE ELBE) entnommen.

3.4.2 Boden-Schubspannungsgeschwindigkeiten

Die Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit $v^* = \sqrt{\tau_b/\rho}$ gibt die durch Reibung verursachte Wirkung der sohnahen Wasserbewegung auf das Sediment an. Die Boden-Schubspannung τ_b hängt sowohl von der Rauigkeit der Sedimentoberfläche und damit vom Schlickgehalt der oberen Bodenschichten als auch vom Geschwindigkeitsbetrag der bodennahen Grundströmung des Wassers ab. In Küstennähe sind zudem fast immer Flachwasserwellen vorhanden, die die Boden-Schubspannung (und die SPM-Konzentration) beträchtlich erhöhen können. JAGO et al. (1993) konnten erhöhte Resuspensionsraten messen, wenn Wellen vorhanden waren. BEACH & STERNBERG (1992) zeigten mit Messungen und vergleichenden Modellrechnungen, daß die nichtlineare Wechselwirkung von Strömung und Wellen die SPM-Konzentration und den Transport zusätzlich erhöhen. KATOPODI & RIBBERINK (1992) bewiesen mit einem mathematischen Schwebstoff-Transportmodell den beträchtlichen Einfluß von Wellen auf die SPM-Konzentration.

In der Deutschen Bucht wirken sowohl Dünung als auch Windsee. Dünung wurde von bereits vergangenen Windfeldern angeregt, hat also im Gegensatz zur Windsee keinen Bezug zum aktuellen Wind, weder zur Windstärke noch zur Windrichtung.

Dünungswellen haben im Vergleich zu Windwellen im allgemeinen größere Wellenlängen (ROSENTHAL, 1986). Somit erzeugen sie höhere Boden-Orbitalgeschwindigkeiten und wirken noch in größeren Tiefen. Trotzdem konnten Dünungswellen nicht berücksichtigt werden. Um solche Daten für das Gebiet der Deutschen Bucht zu erhalten, müssen genestete Wellenmodelle laufen, die die Wellenentwicklung für eine bestimmte Wetterperiode simulieren. So würde z.B. ein Modell für den nordeuropäischen Schelf die Anfangs- und Randwerte für

zeitlichen Auflösung von 45 min enthält, benötigte in komprimiertem Zustand einen Speicherplatz von fast 500 Megabyte. Durch die Verkleinerung des Modellgebiets reduzierte sich der Bedarf auf ca. 188 Megabyte.

ein Nordsee-Wellenmodell mit feiner aufgelöster Topographie liefern. Die Daten dieses Modells würden dann an ein Wellenmodell für die Deutsche Bucht mit der topographischen Auflösung des SPM-Transportmodells weitergegeben werden (siehe Blockdiagramm in Abb. 3.4). Auf diese Weise könnten nicht nur „alte“, außerhalb des Modellgebietes entstandene Wellen berücksichtigt werden, sondern auch die Folgen von Abschattungen durch Inseln oder Küstenvorsprünge sowie andere topographische Einflüsse auf die Laufrichtung (z.B. Refraktion) und die Laufgeschwindigkeit (Übergang Tiefwasser- zu Flachwasserwellen).

Zur Simulation von Windwellen stand ein Windwellenmodell zur Verfügung, das die Parameter (Energie, Richtung, Periode) aktuell erzeugter Wellen aus Windgeschwindigkeit, Streichlänge und Wassertiefe nach STEPHAN (1978) mit den neueren Konstanten aus dem SHORE PROTECTION MANUAL (1984) berechnet. Wellen haben allerdings mit abnehmenden Wellenlängen oder bei zunehmenden Wassertiefen einen geringer werdenden Einfluß auf die Boden-Schubspannung, da die horizontale Komponente der bodennahen Orbitalgeschwindigkeit abnimmt (siehe Gleichung (3.24)). Deshalb werden die bodenwirksamen Anteile des Wellenenergiespektrums bzw. der signifikanten Wellenenergie und -periode bestimmt. Die dafür notwendigen, tiefen-, frequenz- und energieabhängigen Faktoren ergeben sich aus dem JONSWAP²-Spektrum für Windwellen in Tiefwasser und dessen Erweiterung auf Windwellen in Flachwasser mit Hilfe des *Kitaigorodskii-Faktors* (BOUWS et al., 1985).

Aus der Energie E der signifikanten Windwelle läßt sich über die signifikante Wellenhöhe $H_s = 4\sqrt{E}$ die maximale Bodengeschwindigkeit u_b bestimmen (MADSEN, 1976):

$$u_b = \frac{0.5H_s\omega}{\sinh(kh)}, \quad (3.24)$$

wobei ω die Kreisfrequenz der Welle, k die Wellenzahl und h die Wassertiefe sind. Mit dem Wellen-Reibungsfaktor f_w und der Dichte des Wassers ρ ergibt sich die Boden-Schubspannung τ_b zu

$$\tau_b = 0.5f_w\rho u_b^2.$$

Auf die Berechnung des Wellen-Reibungsfaktors, der eine Funktion von u_b und der Bodenrauigkeit ist, soll hier nicht eingegangen werden. Dies kann z.B. bei DYER (1986) nachgelesen werden. Alsdann wird die durch Windwellen verursachte Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit v_w^* bestimmt:

$$v_w^* = \sqrt{\tau_b/\rho} = \sqrt{0.5f_w u_b^2}. \quad (3.25)$$

Abb. 3.5a stellt die für April 1991 aus Windwellen berechnete, maximale Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit in jedem Punkt dar. Es handelt sich dabei nicht

²JONSWAP: Joint North Sea Wave Project

um ein synoptisches Bild, denn die Maxima treten nicht überall zum gleichen Zeitpunkt auf.

Die dreidimensional aufgelösten Strömungen werden von einem baroklin rechnenden Strömungsmodell für die Deutsche Bucht (SCHRUM, 1994) geliefert. Der Hauptanteil der Geschwindigkeiten wird in der Deutschen Bucht von den M_2 - und S_2 -Gezeiten angeregt. Die Modellergebnisse beinhalten aber auch die wind- und dichtegetriebenen Komponenten.

Die Berechnung der durch die Strömung am Boden verursachten Schubspannungsgeschwindigkeiten v_v^* erfolgt gemäß YALIN (1976):

$$\frac{u}{v_v^*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{\tilde{z}}{k_s} + \begin{cases} \frac{1}{\kappa} \ln \frac{v_v^* k_s}{\nu} + 5.5 & \text{bei laminarer Strömung,} \\ 8.5 & \text{bei voll turbulenter Strömung.} \end{cases} \quad (3.26)$$

k_s ist die durch die Geometrie von Sand hervorgerufene Rauigkeit, κ die von-Kàrmàn-Konstante (= 0.4), \tilde{z} der Bodenabstand, u die bei \tilde{z} herrschende Geschwindigkeit und ν die kinematische Viskosität des Wassers. Für den Übergangsbereich von laminarer zu voll turbulenter Strömung gibt es ebenfalls eine von $(v_v^* k_s)/\nu$ abhängige Kurve, deren Kennwerte aus der Grafik in Abb. 2.5 in YALIN (1976) entnommen werden können.

Abb. 3.5b zeigt die für April 1991 berechnete, maximale Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit aufgrund der Wasserströmung, also ohne Welleneinfluß. Auch dieses Bild stellt keinen synoptischen Zustand dar. Ein Vergleich mit Abb. 3.5a macht den dominanten Einfluß der Wellen auf die Boden-Schubspannung deutlich.

Die resultierende Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit v^* ergibt sich aus der Vektoraddition der Komponenten v_w^* und v_v^* , die in verschiedenen Richtungen wirken können. Es ist klar, daß das horizontale Verteilungsmuster für das resultierende v^* (Abb. 3.6) sehr demjenigen des durch Wellen verursachten v_w^* ähnelt.

3.4.3 Konzentration der Feinfraktion im Sediment

Das im Modell erodierbare Material ist die Sedimentfeinfraktion mit Korngrößen $< 20 \mu\text{m}$. Grundlage für die in Abb. 3.7 dargestellte Verteilung dieser Feinfraktion ($c_{20\mu\text{m}}$) bilden die von ALBRECHT (BSH, pers. Mitt.) freundlicherweise zur Verfügung gestellten Meßdaten, die in den Jahren von 1975 bis 1992 erhoben wurden. Durch Inter- und Extrapolation entstand zunächst eine $c_{20\mu\text{m}}$ -Verteilung, die in Gebieten mit extrapolierten Werten nicht akzeptable Strukturen aufwies. So zog sich beispielsweise das Helgoländer Schlickgebiet bis an die ostfriesische Küste heran, obgleich dort wesentlich niedrigere Feingehalte herrschen. Um diese Fehler zu reduzieren, wurde die Karte der Verteilung der Sedimentfeinfraktion $< 63 \mu\text{m}$ von FIGGE (1981) digitalisiert. Anschließend wurden die $c_{20\mu\text{m}}$ -Werte

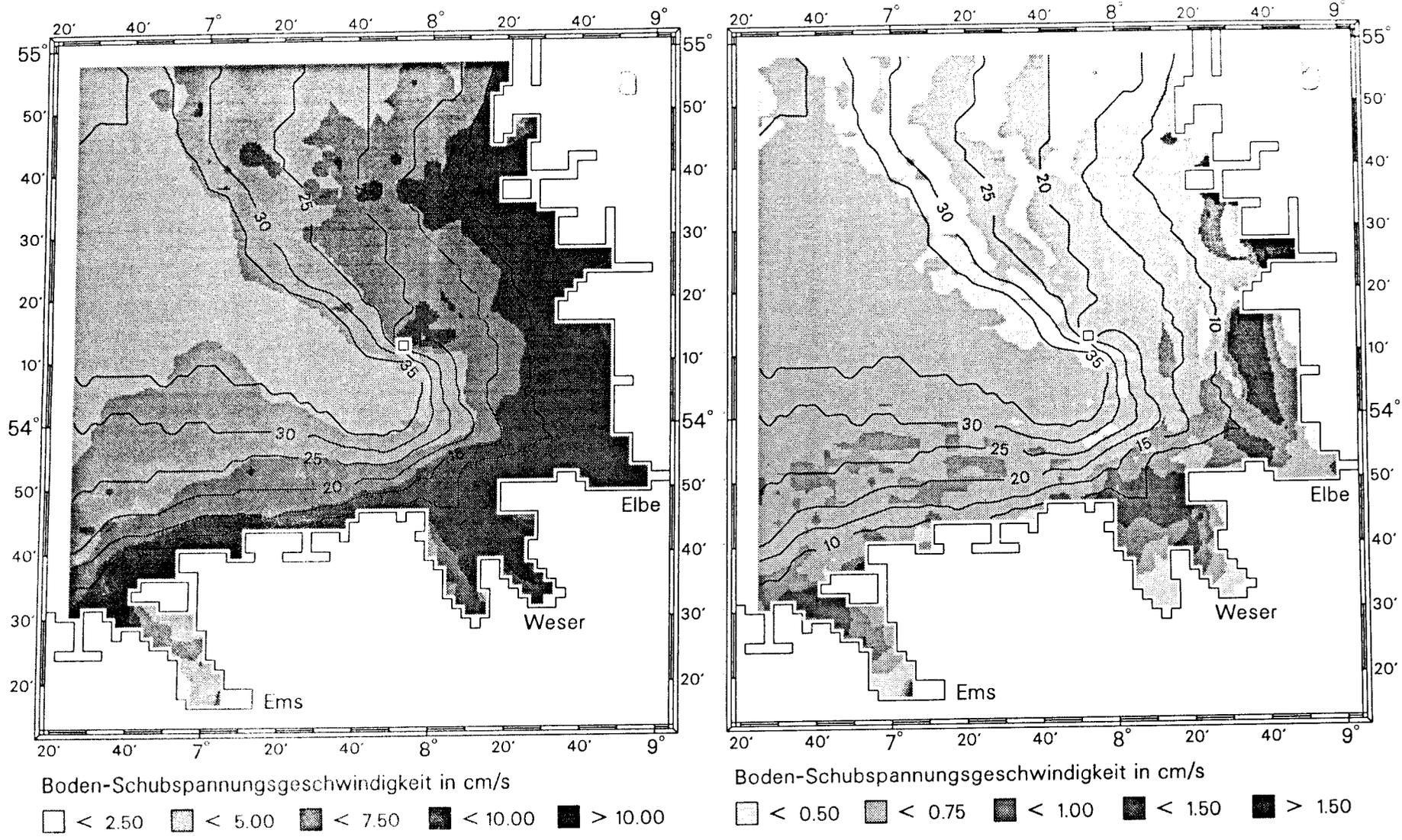


Abbildung 3.5: Verteilung der für April 1991 berechneten, maximalen Boden-Schubspannungsgeschwindigkeiten, a: nur durch Windwellen erzeugt, b: nur durch wind-, dichte- und gezeitenbedingte Strömung erzeugt. Zu beachten sind die unterschiedlichen Skalen der beiden Bilder.

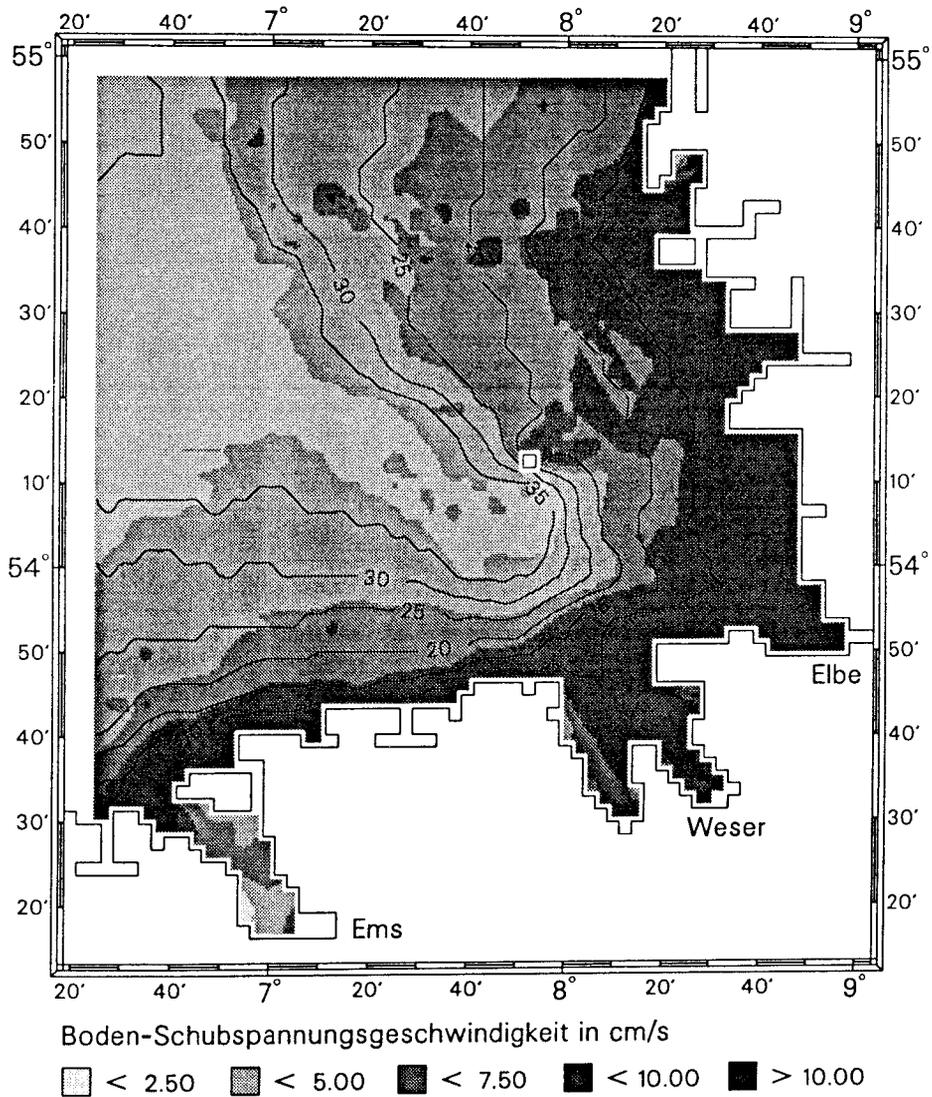


Abbildung 3.6: Verteilung der für April 1991 berechneten, maximalen Boden-Schubspannungsgeschwindigkeiten, die durch wind-, dichte- und gezeitenbedingte Strömung sowie durch Windwellen erzeugt wurden.

dahingehend korrigiert, daß sie nicht größer als die $c_{63\mu m}$ -Werte aus der FIGGE-Karte sein durften. Ein anderes Vorgehen war nicht sinnvoll, da keine eindeutige, in allen Gebieten gültige Beziehung zwischen diesen beiden Werten existiert.

In Abb. 3.7 lassen sich anhand der deutlich höheren Gehalte der Sedimentfeinfraktion $< 20 \mu m$ das Helgoländer Schlickgebiet südöstlich von Helgoland und das Elbeurstromtal erkennen, das sich von Helgoland aus in Richtung Nordwesten trichterförmig öffnet.

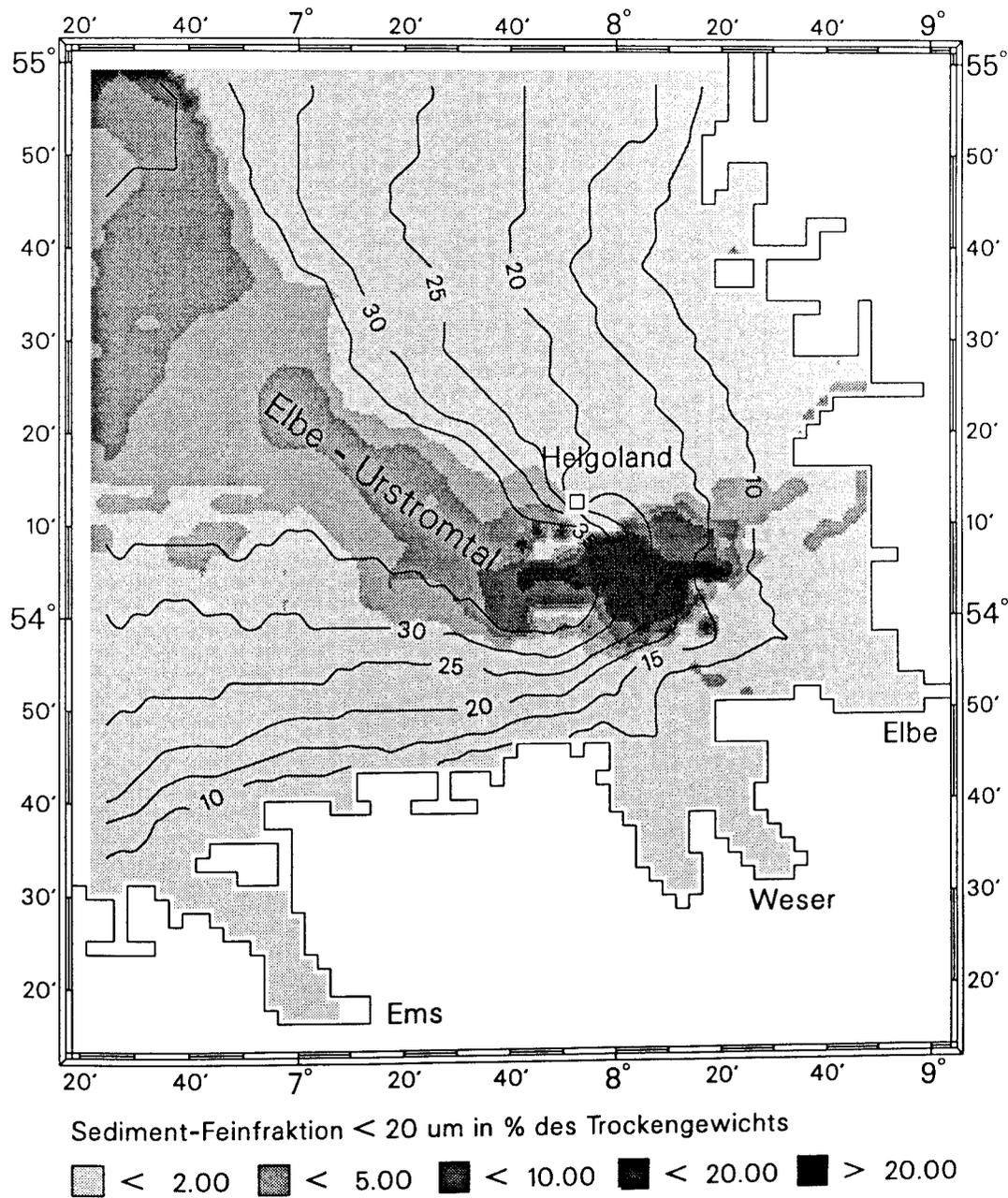


Abbildung 3.7: Verteilung der Sedimentfeinfraktion < 20 μm in % der Sediment-trockenmasse, nach Daten von ALBRECHT (pers. Mitt.) und FIGGE (1981).

Kapitel 4

Modell und Messung: ein PRISMA-Experiment

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Simulation eines Zeitraumes (Januar bis April 1991) dargestellt. Dieser Zeitraum umfaßt das PRISMA-Experiment 1.3, bei dem u.a. Messungen der Schwebstoffkonzentration vorgenommen wurden. Ein Vergleich der Modellergebnisse mit den Meßdaten zeigt, daß das Modell befriedigende Ergebnisse liefert. Es kann leider nicht von Verifikation gesprochen werden, da die Meßergebnisse z.T. mit großer Vorsicht zu betrachten sind (siehe kommender Abschnitt).

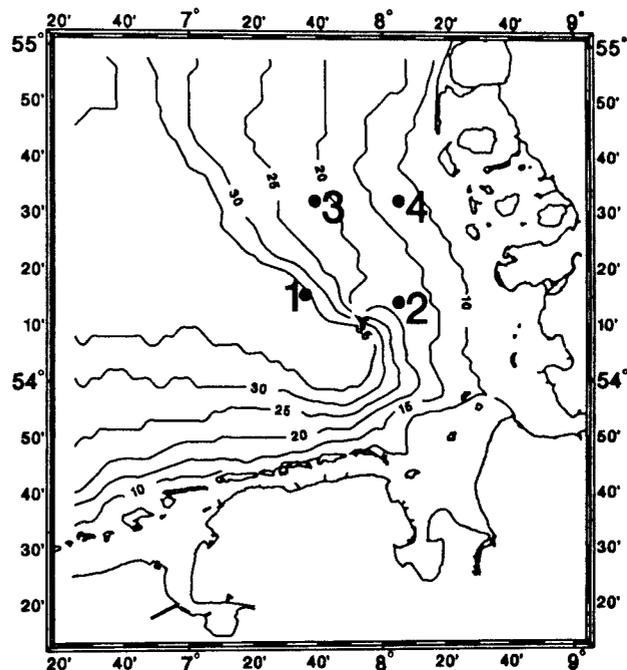
4.1 Meßdatenaufbereitung

Im Rahmen des vom ehemaligen BMFT¹ geförderten Forschungsprojektes *PRISMA* waren vom 15. bis 30. April 1991 an fünf Verankerungen in jeweils zwei Tiefen (10 m Wassertiefe, 1.5 m über Grund) Trübungsmesser befestigt, die kontinuierlich Daten aufzeichneten. Vier dieser Stationen lagen im Modellgebiet (Abb. 4.1). Zwecks Kalibrierung wurden innerhalb der Zeit, in der die Verankerungen auslagen, an allen Stationen Schwebstoffkonzentrationen per Filtration gemessen. Die stündlich erfolgten Messungen umfaßten an jeder Station einen Zeitraum von ca. 12 Stunden.

Die Analyse der einzelnen Zeitserien zeigt leider, daß die Trübungsmesserdaten nur an zwei Stellen mit den SPM-Konzentrationsmessungen signifikant korreliert sind: an Station 1 (ca. 10 sm westnordwestlich von Helgoland, Wassertiefe: ca. 39 m), 1.5 m über Grund und an Station 2 (ca. 6 sm ostnordöstlich von Helgoland, Tiefe: ca. 16 m), ebenfalls 1.5 m über Grund. Die anderen Zeitreihen können für einen Vergleich mit Modellergebnissen nicht herangezogen werden. Abb. 4.2 zeigt die Streudiagramme von gemessener Trübung und gemessener

¹BMFT: Bundesministerium für Forschung und Technologie

Abbildung 4.1: PRISMA-Verankerungen an den Stationen 1 (Wassertiefe: ca. 39 m), 2 (16 m), 3 (23 m) und 4 (12 m)



SPM-Konzentration an den beiden Stationen mit Angabe des Korrelationskoeffizienten (r) und des Signifikanzniveaus (p , für $p < 0.01$ sind die jeweiligen Daten signifikant korreliert). In beiden Fällen ist eine recht hohe Korrelation gegeben.

Der Grund für die geringe bzw. nicht vorhandene Korrelation der anderen Messungen ist folgender: Die optische Trübung wird im Wasser per Rückstreuung gemessen, die von verschiedenen Partikeleigenschaften wie Größe, Form und Oberflächenbeschaffenheit abhängig ist. Um Regressionskurven ausrechnen zu können, müssen deshalb SPM-Vergleichsmessungen zu verschiedenen Konzentrationsniveaus stattfinden (KÖNIG, pers. Mitt.). Aus organisatorischen Gründen war dies während der PRISMA-Meßkampagne nicht möglich.

Die Streudiagramme für die Messungen an den anderen Stationen sind in Abb. 4.3 dargestellt (nicht alle Trübungsmesser lieferten Meßdaten). Das Streudiagramm in Abb. 4.3f zeigt eine signifikante Korrelation für den Vergleich aller Trübungs- und Schwebstoffmessungen der Stationen 1 bis 4. Dennoch kann aus den eben genannten Gründen nicht von den Trübungswerten auf die SPM-Konzentrationen geschlossen werden.

Die Messungen der Trübung an den Stationen 1 und 2 in 1.5 m über Grund stellen die einzigen zwei Datensätze dar, die mit akzeptabler Verlässlichkeit in Schwebstoffkonzentrationen umgerechnet werden können, mit denen somit ein Vergleich der Modellergebnisse sinnvoll erscheint. Während des oben genannten PRISMA-Experimentes wurden zwar auf Rasterfahrten in der Deutschen Bucht auch Schwebstoffproben genommen. Doch war deren Zweck die Bestimmung partikulärer, organischer Verbindungen und die Spurenstoffanalyse (PRISMA,

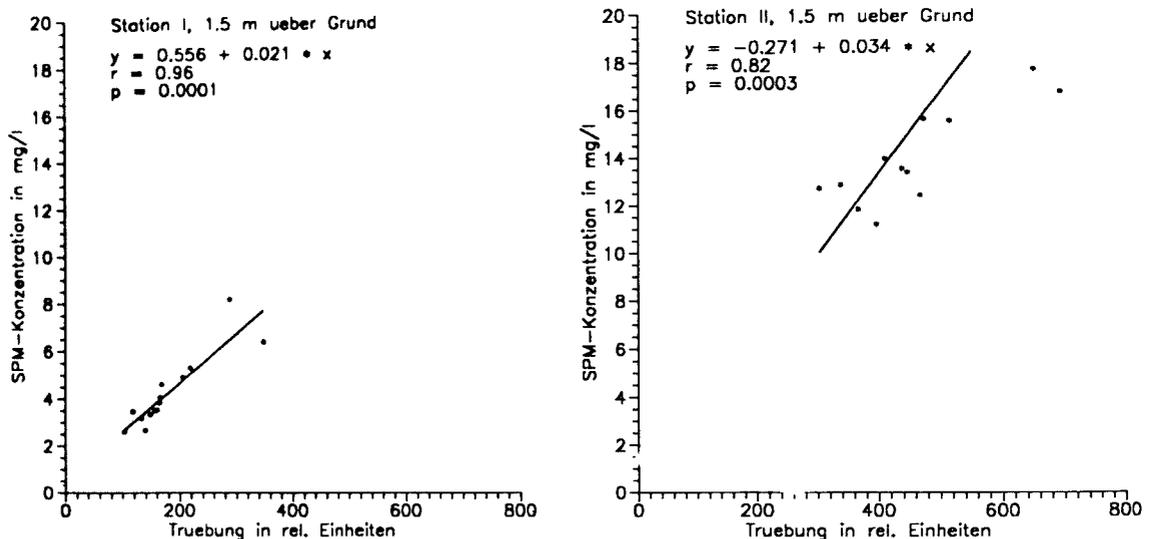


Abbildung 4.2: Streudiagramme von gemessener Trübung und SPM-Konzentration an den Stationen 1 und 2, jeweils 1.5 m über Grund

1991), so daß die Filterproben nicht mit destilliertem Wasser gespült wurden. Eine Salzgehalts-Korrekturformel – analog zu der für Ästuargebiete verwendeten Formel – existiert für in der Nordsee gewonnene Proben leider nicht.

4.2 Durchführung der Simulation

In der Deutschen Bucht wird das Wasser – je nach meteorologischer Situation – innerhalb von zwei bis drei Monaten (DIPPNER, 1994) einmal ausgetauscht. Eigene Modellrechnungen bestätigen, daß das Wasser für den längsten Weg durch die Deutsche Bucht diese Zeit benötigt. Um ausreichend Vorlauf für eine weitgehende Unabhängigkeit der zu untersuchenden Ergebnisse (April 1991) von den Anfangsdaten zu gewährleisten, wurde der Beginn der Simulationszeit auf Anfang Januar 1991 gelegt. Dadurch konnte sich der Modellboden mit seinem Gehalt der Feinfraktion $< 20 \mu\text{m}$, dessen Anfangsfeld auf den vom BSH² über mehrere Jahrzehnte gesammelten und anschließend gemittelten Meßwerten basiert, auf das aktuelle Geschehen einstellen. Ein weiteres Argument für die lange Vorlaufzeit: es stand keine Anfangsverteilung der SPM-Konzentration im Wasser für den Simulationszeitraum April 1991 zur Verfügung.

Die dreidimensional aufgelösten Geschwindigkeitsfelder wurden von dem Strömungsmodell geliefert, das im Rahmen des PRISMA-Projektes für die Deutsche Bucht betrieben wurde (SCHRUM, 1994). Die dafür verwendeten Winddaten sind aus Messungen, die vom Seewetteramt Hamburg des Deutschen Wetterdienstes gesammelt werden, durch Analyseverfahren vom Meteorologischen Institut

²BSH: Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie

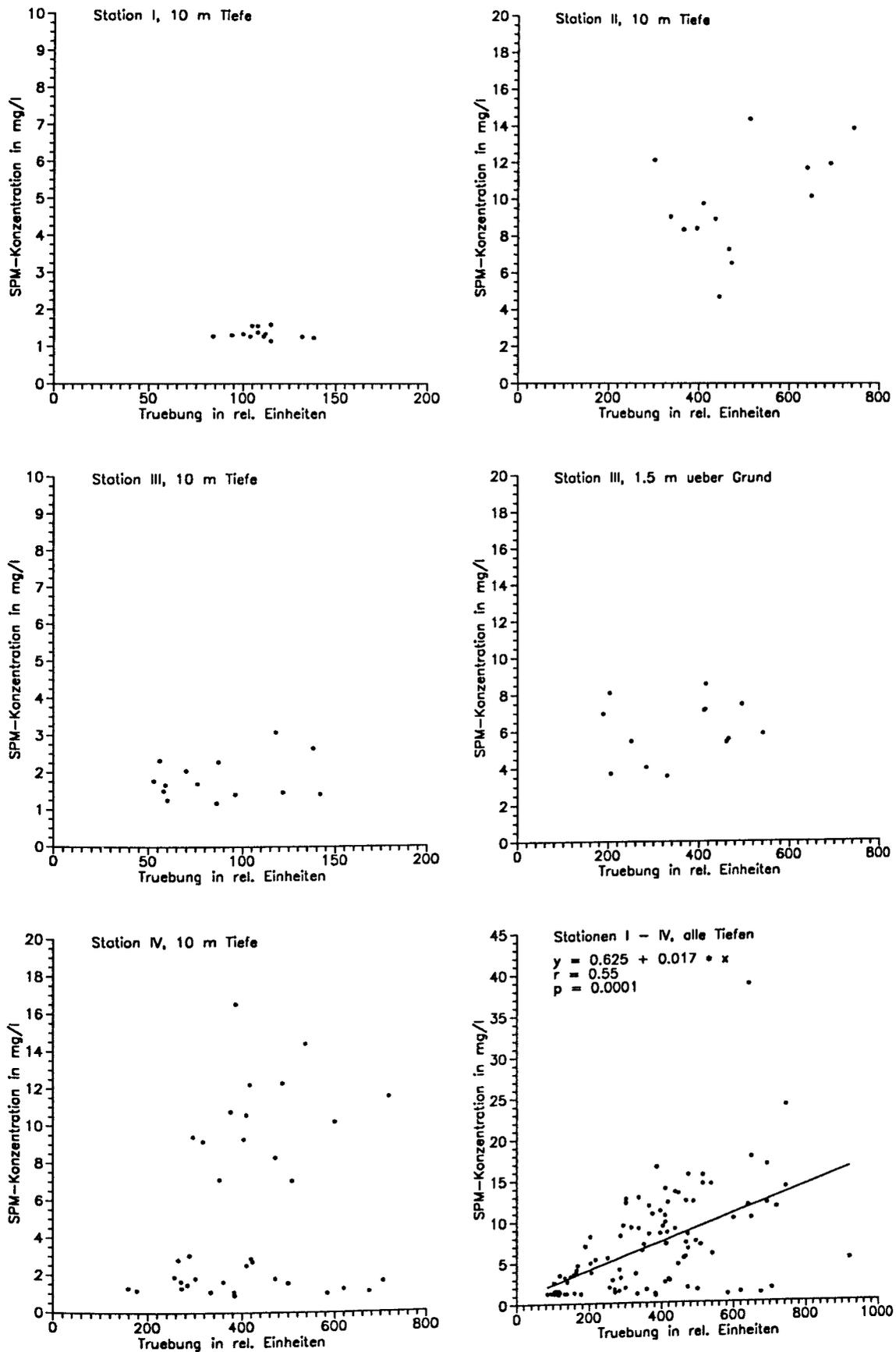


Abbildung 4.3: Streudiagramme von gemessener Trübung und SPM-Konzentration an den Stationen, an denen keine signifikante Korrelation vorhanden ist

der Universität Hamburg räumlich zunächst auf ein 42 km weites Gitter und zeitlich auf dreistündliche Werte interpoliert worden. Nach weiterer räumlicher Interpolation waren diese Daten auch Grundlage zur Erzeugung von Windwellen mit Hilfe eines Windwellenmodells, das die Bodenwirksamkeit der Wellen in Abhängigkeit von deren Frequenz berücksichtigt (s. Kap. 3.4.2). Aus den Strömungsgeschwindigkeiten und den Wellendaten wurden die für die Bodenprozesse wichtigen Boden-Schubspannungsgeschwindigkeiten berechnet. Abb. 3.6 stellt die an jedem Ort der Deutschen Bucht maximal auftretenden Werte für den April 1991 als nicht-synoptisches Bild dar.

Die Randwerte der SPM-Konzentration für die zur Nordsee hin offenen Ränder im Westen und im Norden des Modellgebietes lieferte das Schwebstoff-Transportmodell für die Nordsee, das ebenfalls im Rahmen des PRISMA-Projektes betrieben wurde. Die Schwebstoffeinträge durch die Flüsse Elbe, Weser und Ems sind dem Bericht der ARGE ELBE (1992) und dem DEUTSCHEN GEWÄSSERKUNDLICHEN JAHRBUCH (1984) entnommen. Sie stellen allerdings nur Jahresmittelwerte dar.

Als Anfangsfeld der Feinfraktionsgehalte im Sediment (Korngrößenfraktion $< 20 \mu\text{m}$) dient die in Kap. 3.4.3 beschriebene und in Abb. 3.7 dargestellte Verteilung.

4.3 Ergebnisse und Diskussion

4.3.1 Schwebstoffsituation im April 1991

Die als Trübung gemessenen (durchgezogene Linie) und die simulierten (gestrichelte Linie) Schwebstoffkonzentrationen in Bodennähe der Stationen 1 und 2 sind für den Zeitraum 15. bis 29. April 1991 als Zeitreihen in Abb. 4.4 dargestellt. Deutlich ist in beiden Kurven eine am 16. April beginnende Zunahme der SPM-Konzentration zu erkennen. Ursache war ein starker Sturm mit Windgeschwindigkeiten von zeitweise über 22 m/s aus nordwestlichen Richtungen. Der hohe Seegang und Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu 0.9 m/s (gemessen an der Forschungsplattform Nordsee) bewirkten beachtliche Erosionsraten, die in den gemessenen und simulierten SPM-Konzentrationswerten aller Stationen unübersehbar sind. Zu später Stunde des 17. April beruhigte sich das Wetter; bis zum Monatsende herrschten, von einer Ausnahme abgesehen, in der Deutschen Bucht nur noch Winde mit Geschwindigkeiten unter 10 m/s vor. Dementsprechend sank die Seston-Konzentration auf ihr Hintergrundniveau, das bei Station 1 am Ende des 20. April erreicht war. Ein weiteres, kurz andauerndes Starkwindereignis (21. April) zeigte seine Wirkung nur in flacheren Gebieten (z.B. an Station 2).

In den beobachteten wie auch in den simulierten Daten treten zeitweise halbtägige Konzentrationsmaxima auf. Diese gehen auf die gezeitenbedingt alternierenden Wasserströmungen zurück: Ebbstrom transportiert trüberes Wasser von der

Küste, Flutstrom weniger trübes Wasser von der Nordseeseite an der jeweiligen Station vorbei.

Die Abb. 4.5 und 4.6 zeigen an den Stationen 1 bis 4 für April 1991 die simulierten, vertikal gemittelten Schwebstoff-Konzentrationen und die berechneten Boden-Schubspannungsgeschwindigkeiten (VSTERN), die zu Zeiten ruhigen Wetters, also geringer VSTERN-Werte, zwei- oder viermal täglich gezeitenbedingte Maxima aufweisen. Station 1 ist mit fast 40 m so tief, daß nur der starke Sturm des 16. April eine zu Erosion führende Erhöhung der Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit bewirken konnte. Der v^* -Spitzenwert von ca. 5.5 cm/s hat hier allerdings aufgrund des höheren Sedimentfeinfraktionsgehaltes eine vergleichsweise stärkere Zunahme der mittleren SPM-Konzentration im Wasser zur Folge als an den anderen Stationen. Die an Station 3 auftretenden Erosionsereignisse erhöhen den Schwebstoffgehalt im Wasser nur unwesentlich.

Die Horizontalverteilungen der berechneten, vertikal gemittelten SPM-Konzentration in der Deutschen Bucht sind für fünf aufeinander folgende Tage des April 1991, jeweils 6 Uhr, in den Abb. 4.7 bis 4.9a dargestellt. Die Verteilung des 15. April (Abb. 4.7a) ist geprägt durch das ruhige Wetter der vorangegangenen Zeit: höhere Konzentrationen treten nur in den Einflußbereichen der Flußmündungen auf. Am 16. April wird in den flacheren Gebieten (Küsten-Vorfeld) durch den beginnenden Sturm bereits Feinsediment erodiert (Abb. 4.7b). Am 17. April hat der durch den Sturm erzeugte Seegang seine maximale Stärke erreicht; die höchsten Schwebstoffkonzentrationen treten mit über 50 mg/l im Küsten-Vorfeld auf (Abb. 4.8a). Die erst in tieferen Bereichen, dann auch in den flacheren Gebieten einsetzende Ablagerung des erodierten Materials zeigt die in den Abb. 4.8b und 4.9a (18. und 19.4.) sichtbare Abnahme der SPM-Konzentration im Wasser. Die letzte Aprilwoche zeichnete sich durch sehr ruhiges Wetter aus. Dementsprechend zeigt Abb. 4.9b, daß Ende April 1991 die simulierten Schwebstoffkonzentrationen fast überall in der Deutschen Bucht auf unter 1 mg/l gesunken sind. Erhöhte Werte werden nur noch vor den Flußmündungen berechnet. Dieser Zustand ist dem des 15. April (Abb. 4.7a) sehr ähnlich.

4.3.2 Vergleich von Meß- und Modelldaten

Bei der Betrachtung der Abb. 4.4 fällt auf, daß der Kurvenverlauf der Modellergebnisse insgesamt eine befriedigende Ähnlichkeit mit dem der Meßdaten aufweist. Das simulierte Niveau der SPM-Konzentration liegt an beiden Stationen etwas niedriger als das gemessene, was eventuell eine Folge der nicht berücksichtigten Planktonentwicklung ist. Die durch das Phytoplankton verursachte Erhöhung der SPM-Konzentration kann zur Blütezeit in der Deutschen Bucht 1 mg/l betragen. Hinzu kommt der Detritusanteil von bis zu 2 mg/l (MOLL, pers. Mitt.). Die Streudiagramme in Abb. 4.10, in denen die aus gemessener Trübung berechneten gegen die simulierten Schwebstoffkonzentrationen an den Stationen 1 und 2, jeweils in 1.5 m über Grund, aufgetragen sind, zeigen, daß

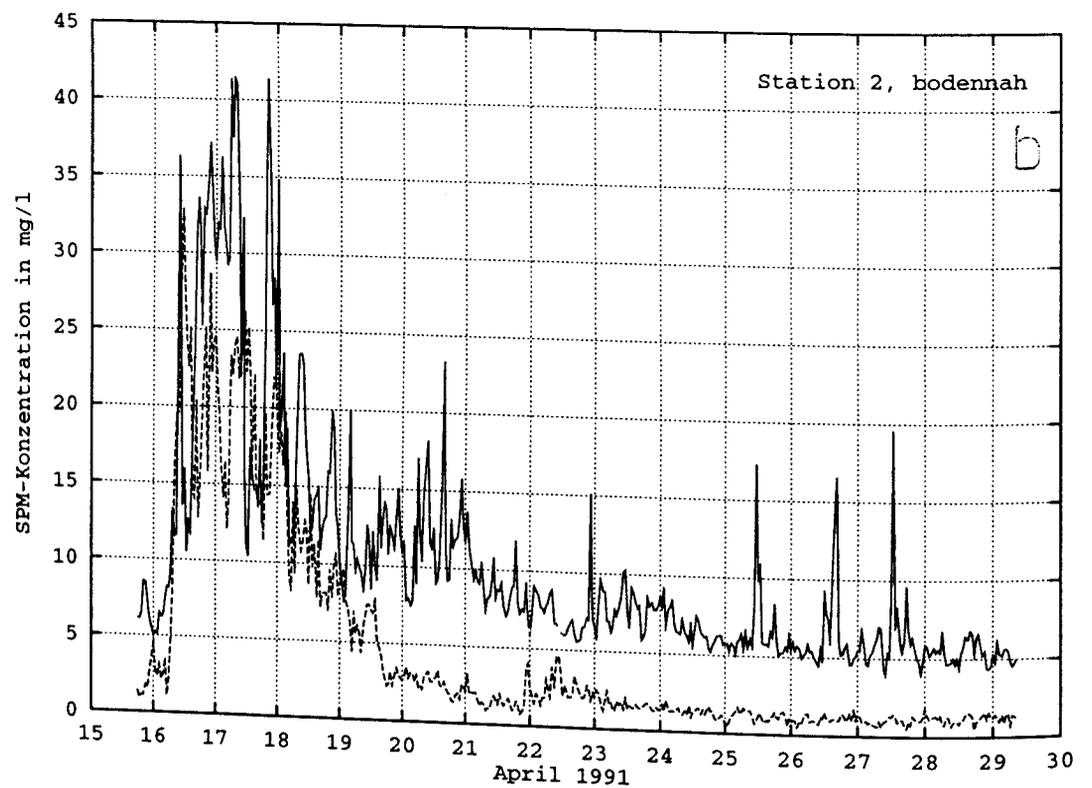
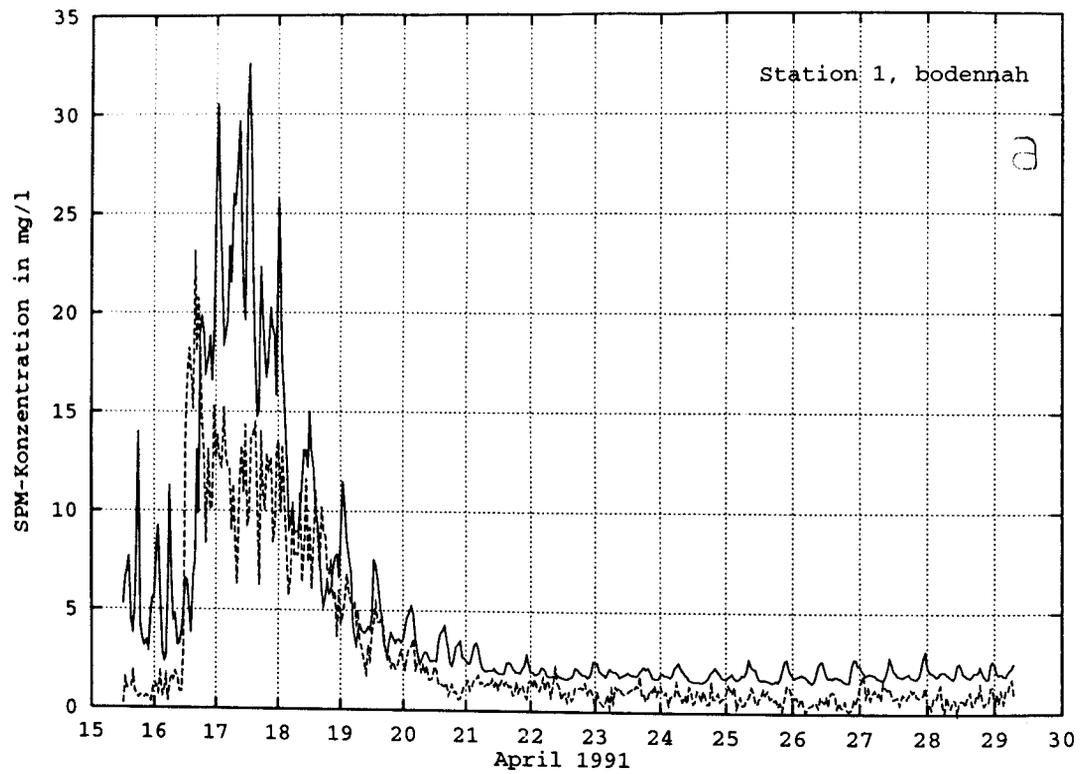


Abbildung 4.4: Zeitreihen der gemessenen (durchgezogene Linien) und simulierten (gestrichelte Linien) SPM-Konzentration an den Stationen 1 (a) und 2 (b), jeweils in Bodennähe

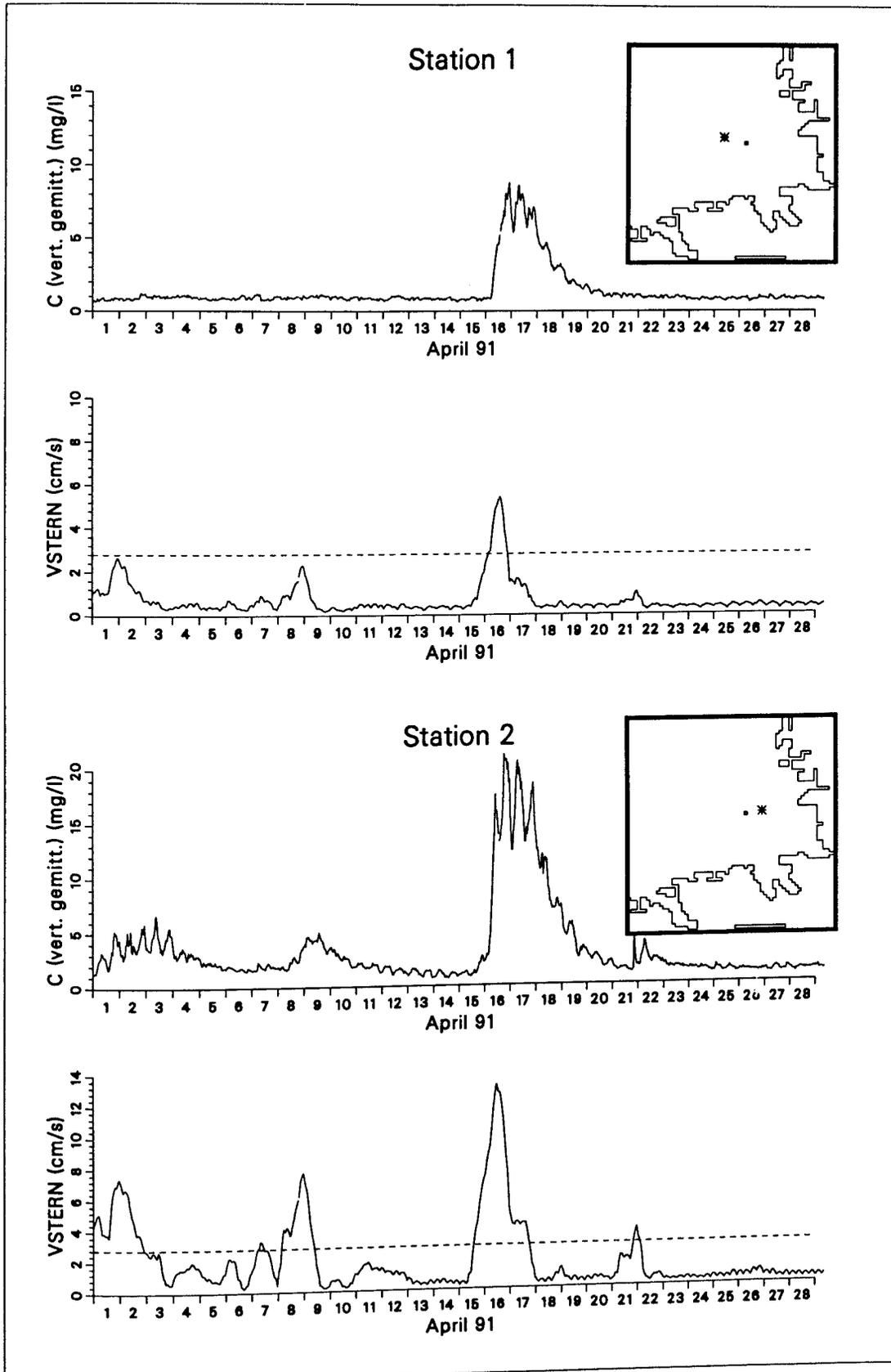


Abbildung 4.5: Zeitreihen simulierter, vertikal gemittelter SPM-Konzentration (C) und Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit (VSTERN) im April 1991 an den Stationen 1 und 2. Die gestrichelte Linie in den VSTERN-Diagrammen stellt den Grenzwert für Erosion/Sedimentation dar.

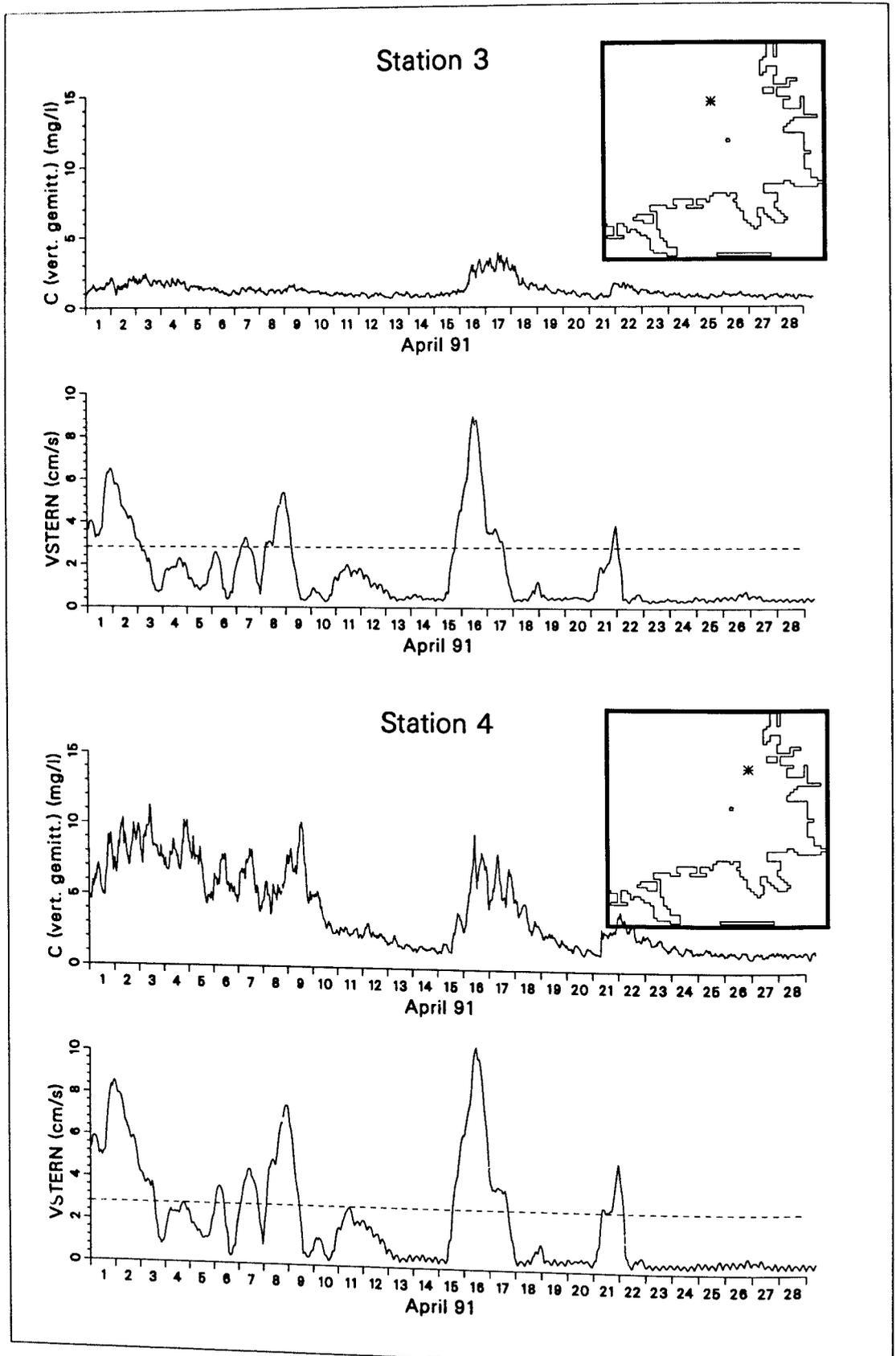


Abbildung 4.6: Wie Abb. 4.5, jedoch an den Stationen 3 und 4

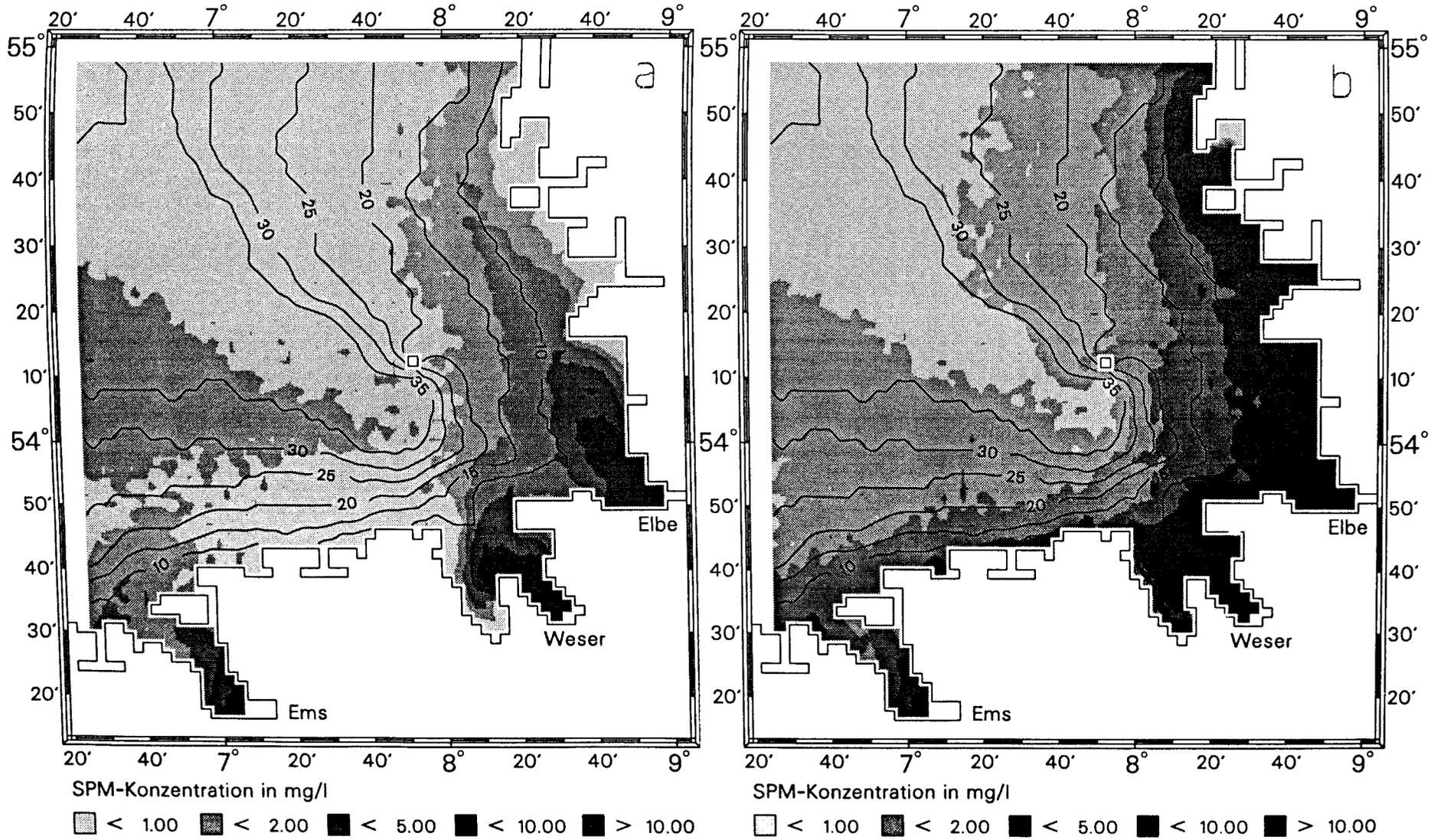


Abbildung 4.7: Horizontalverteilungen der berechneten, vertikal gemittelten SPM-Konzentration. a: 15. April 1991, 6 Uhr und b: 16. April 1991, 6 Uhr.

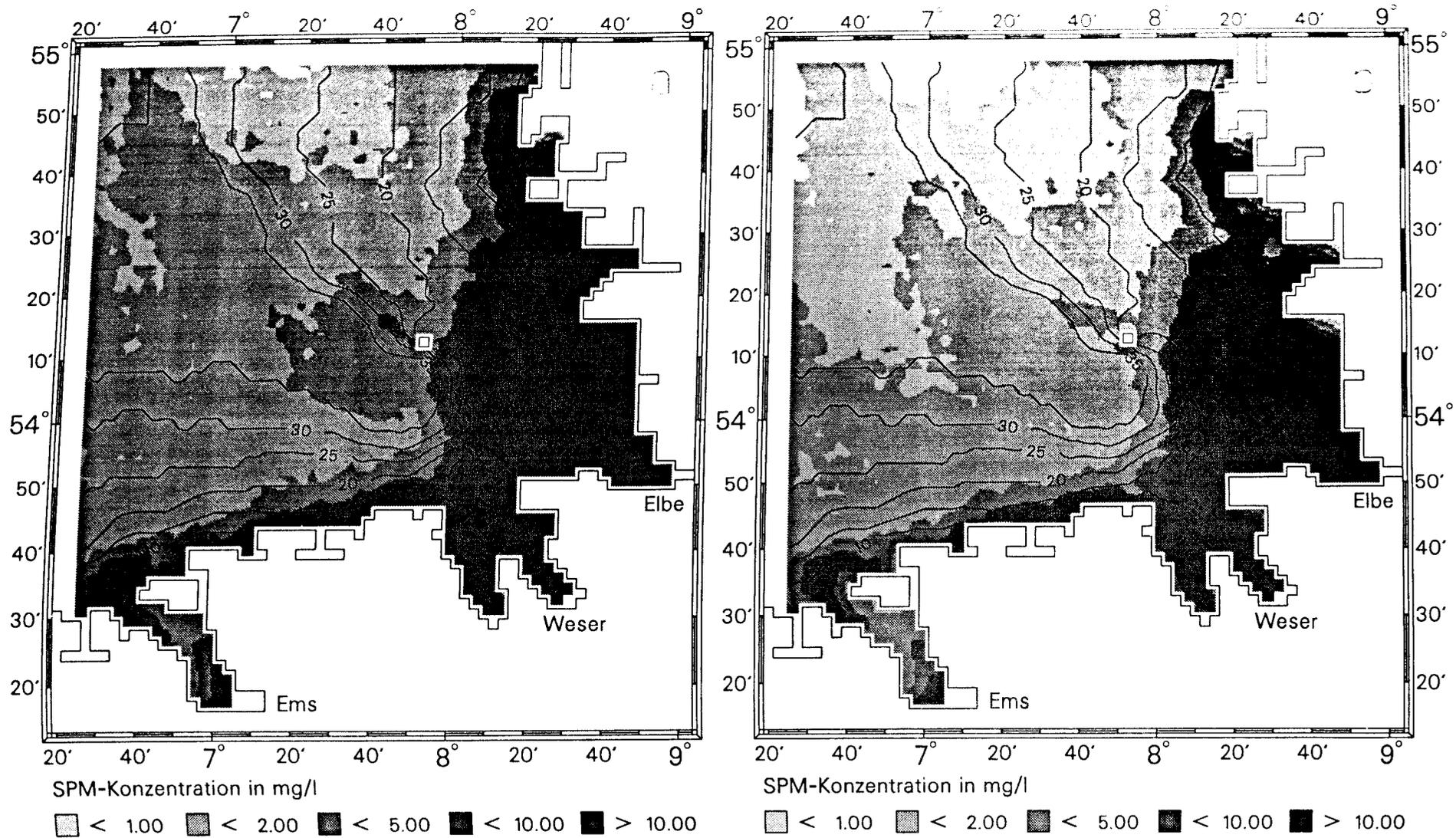


Abbildung 4.8: Wie Abb. 4.7. a: 17. April 1991, 6 Uhr und b: 18. April 1991, 6 Uhr.

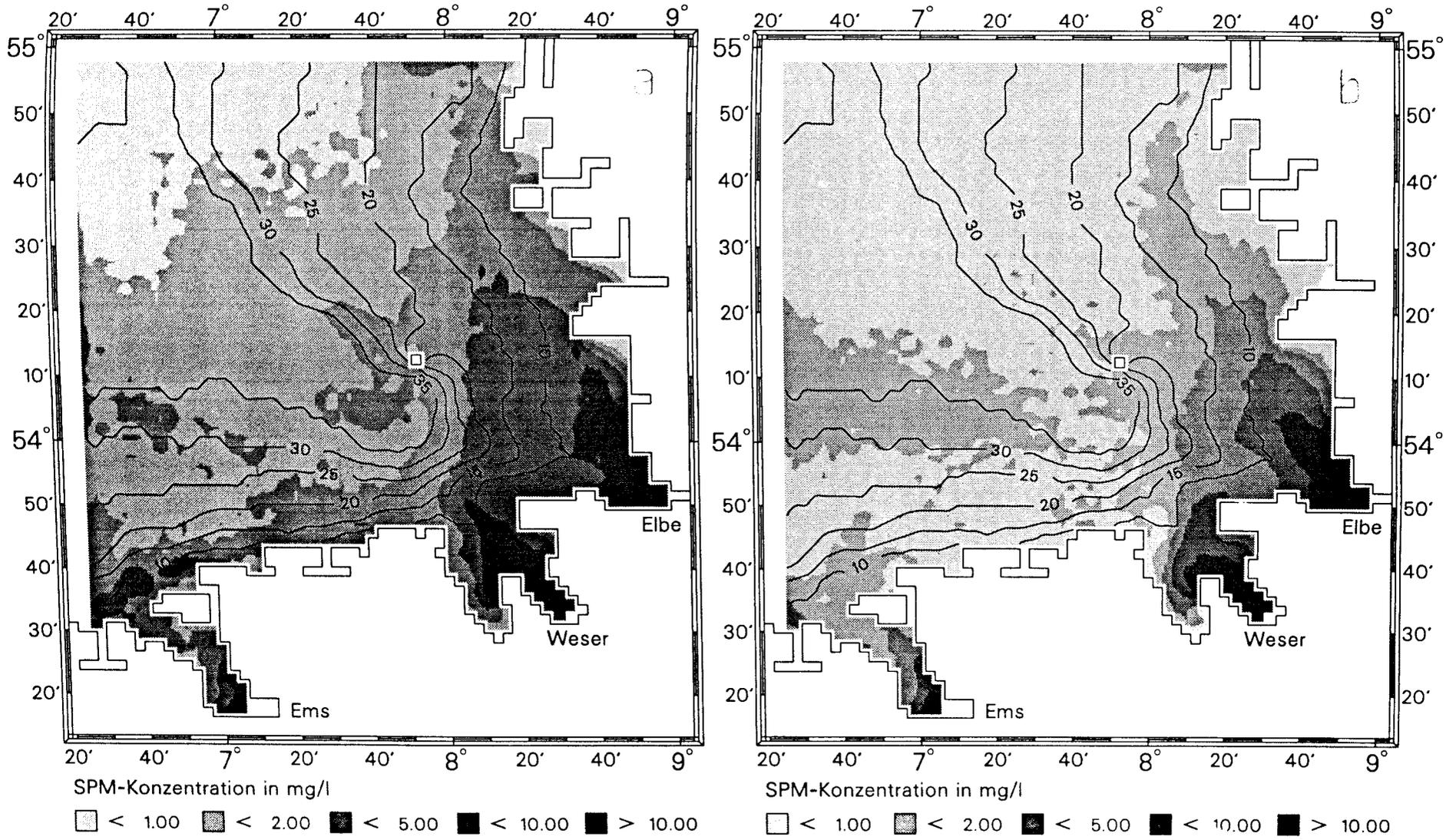


Abbildung 4.9: Wie Abb. 4.7. a: 19. April 1991, 6 Uhr und b: 29. April 1991.

eine signifikante Korrelation zwischen diesen beiden Größen vorhanden ist: die Korrelationskoeffizienten liegen für Station 1 bei 0.80, für Station 2 bei 0.85, Signifikanzniveau in beiden Fällen unter 0.01.

Der Anstieg der simulierten SPM-Konzentration am 16. April erfolgt an Station 1 ca. vier Stunden vor dem Anstieg der Meßwerte. Bei einem Modellzeitschritt von 45 Minuten ist dies angesichts der Art, wie die dafür verantwortlichen Wellendaten gewonnen wurden (dreistündliche Windfelder, einfaches Windwellenmodell), ein gutes Ergebnis. An der flacheren Station 2 erhöhen sich gemessene und simulierte Daten sogar zur gleichen Zeit. Die gemessenen Maximalwerte von über 30 mg/l an Station 1 und über 40 mg/l an Station 2 werden vom Modell allerdings nicht berechnet. Gründe für diese Diskrepanzen, die in Abb. 4.11 als Differenzen zwischen Meß- und Modelldaten dargestellt sind, können folgende sein:

- Das Niveau der simulierten SPM-Konzentration liegt wahrscheinlich wegen der unberücksichtigten Planktondynamik unter dem des gemessenen, zumal die Planktonblüte (*Diatomeen*) schon begonnen hatte.
- Es wurde auch gröberes Sediment als das vom Modell ausschließlich simulierte Feinmaterial mit Korngrößen $< 20 \mu\text{m}$ erodiert, wodurch in der Natur die Schwebstoffkonzentration stärker steigen kann als im Modell.
- Der Modellboden enthielt zu Beginn des Erosionsereignisses weniger erodierbares Material als der Naturboden, so daß weniger Feinsediment in Suspension gehen konnte.
- Die Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit wurde unterschätzt, da Dünnung im Modell unberücksichtigt blieb. Dadurch kann die Erosionstiefe zu gering und die erodierte Masse zu klein gewesen sein.
- Der vertikale turbulente Austausch, der für die Verteilung des erodierten Materials in die oberen Bereiche der Wassersäule sorgt, wurde überschätzt, so daß zuviel Material aus der Tiefe nach oben transportiert wurde.
- Bei Erosion erhöht sich möglicherweise die Anzahl der größeren Partikel anders als die der kleineren Partikel (KÖNIG et al., 1994). Durch diese veränderte Partikelgrößenzusammensetzung verändert sich auch die Formel zur Umrechnung der Trübungsmesserdaten in SPM-Konzentration. Das wurde hier nicht berücksichtigt (siehe Abschnitt *Meßdatenaufbereitung*).

Der nach dem großen Erosionsereignis einsetzende Abfall der berechneten Schwebstoffkonzentration ist dem durch Trübung gemessenen sehr ähnlich. Offensichtlich sind die für erodiertes Material angenommenen Sinkgeschwindigkeiten richtig.

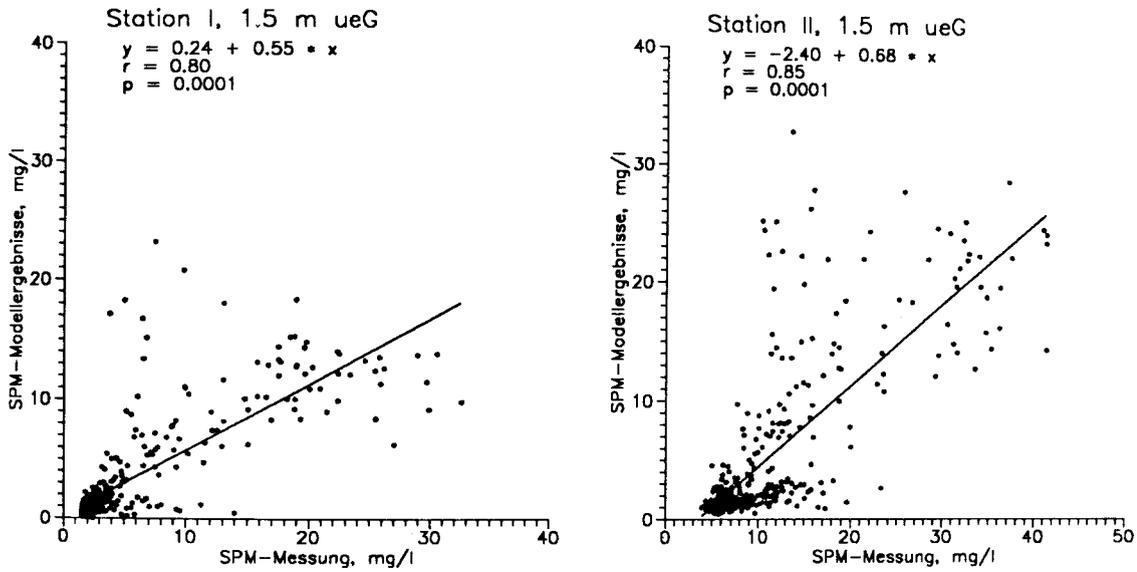


Abbildung 4.10: Streudiagramme gemessener und simulierter SPM-Konzentration an den Stationen 1 und 2, jeweils in Bodennähe

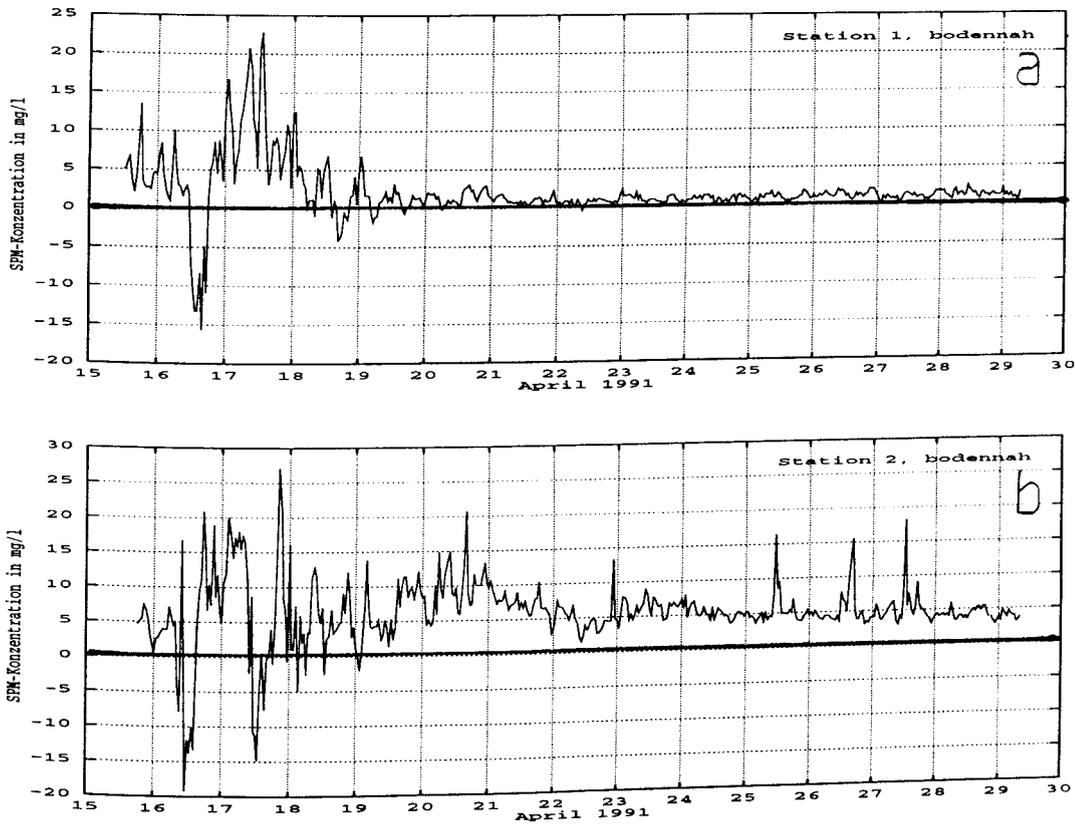


Abbildung 4.11: Differenzen zwischen gemessener und simulierter SPM-Konzentration an den Stationen 1 (a) und 2 (b), jeweils in Bodennähe

4.3.3 Feinsedimentdynamik im April 1991

Schwebstoff, der sich aus der Wassersäule auf dem Boden ablagert, bildet zunächst eine *mud blanket*, deren Material langsam in das Sediment eingearbeitet wird. Bei einsetzender Erosion geht sofort die eventuell noch vorhandene *mud blanket* in Suspension, bevor das Feinmaterial des Bodens selbst erodiert. Dies wird in beeindruckender Weise in den Abb. 4.12 deutlich: dort sind die Massen der *mud blanket* (Abb. 4.12a) und des Sedimentfeinmaterials (Abb. 4.12b) an den PRISMA-Stationen 1 bis 4 dargestellt. Die an den Stationen 2 bis 4 anfangs noch vorhandene *mud blanket* wird in der zweiten Hälfte des 15. April schlagartig erodiert. Station 1 weist zu der Zeit keine *mud blanket* auf. An Station 3 (23 m Wassertiefe) findet dieser Prozess wegen der größeren Tiefe etwas später, also nach weiterer Zunahme von Windstärke und Wellenhöhe, statt. Hier wird auch etwas später als an den Stationen 2 und 4 Feinmaterial aus dem Sediment selbst erodiert. Der am 16. April voll entwickelte Sturm führt bei allen Stationen zu erheblicher Erosion der Feinfraktion $< 20 \mu\text{m}$ aus dem Sediment.

Etwa ab Mittag des 16. April wird an keiner Station weiteres Material erodiert. Die Kurven des Sedimentfeingehaltes beginnen langsam wieder zu steigen (gut sichtbar für die Stationen 2 und 4), obwohl sich noch kein Schwebstoff abgelagert hat. Das geht auf die Wirkung der Bioturbation zurück: Aus tiefer liegenden Bodenschichten wird Feinsediment nach oben transportiert. Ein Transport in tiefere Schichten tritt z.B. bei Station 1 ab 22. April ein: die Kurve fällt wieder, obwohl noch Feinmaterial aus der *mud blanket* in den Boden eingebracht wird.

Nach Wetterberuhigung läßt die Boden-Schubspannung zuerst an der knapp 40 m tiefen Station 1 Ablagerung zu, wie an der Kurve für die *mud blanket*-Masse in Abb. 4.12a zu erkennen ist. Die vom 18. bis 21. April erfolgte Einarbeitung des auf dem Sediment liegenden Feinmaterials in den Boden zeigt sich an der Zunahme der Sedimentfeingehalte und der Abnahme der *mud blanket*-Massen aller Stationen. Der Starkwind des 21. April hatte für das Sediment der Station 1 keine Folgen; an den Stationen 2 bis 4 führte er wieder zu Resuspension des auf dem Sediment liegenden Materials, geringfügig auch zu Bodenerosion.

Die Abb. 4.13a und 4.13b zeigen die berechneten Depositions- und Erosionsgebiete der Deutschen Bucht als Differenzen zwischen den simulierten Verteilungen der Sedimentfeinfraktion $< 20 \mu\text{m}$ am 31. Januar und am Ende des Simulationszeitraumes (29. April 1991). Im Bereich des Schlickgebietes südöstlich von Helgoland hat deutliche Netto-Deposition stattgefunden. Dies zeigt sich übrigens auch immer, wenn Anfangs- und Endfeld eines der vier simulierten Monate miteinander verglichen werden. Das ungefähr auf der 25-m-Tiefenlinie liegende Zentrum des Schlickgebietes ist dabei am besten mit Deponat versorgt worden. Östlich der 20-m-Tiefenlinie wurde allerdings Material erodiert. An den Tiefenlinien orientieren sich hier auch die von Windwellen verursachten, maximal auftretenden Boden-Schubspannungsgeschwindigkeiten (Abb. 3.6).

Die vor allem zwischen Helgoland und der Nordfriesischen Küste, aber auch an

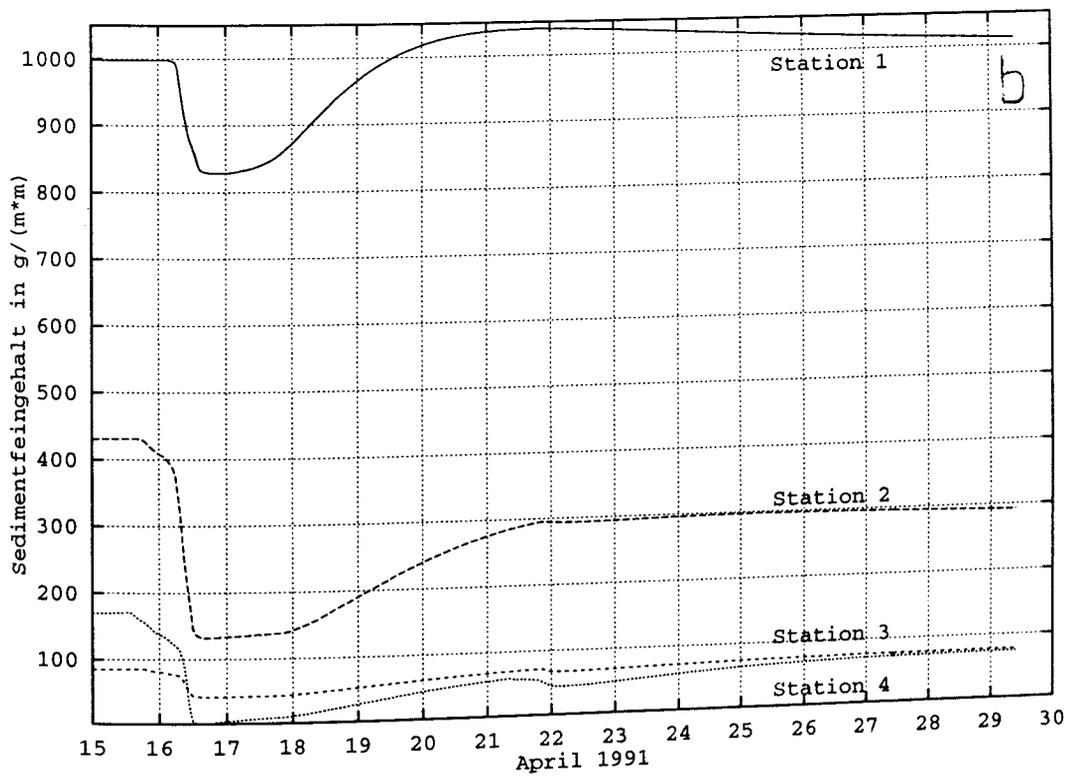
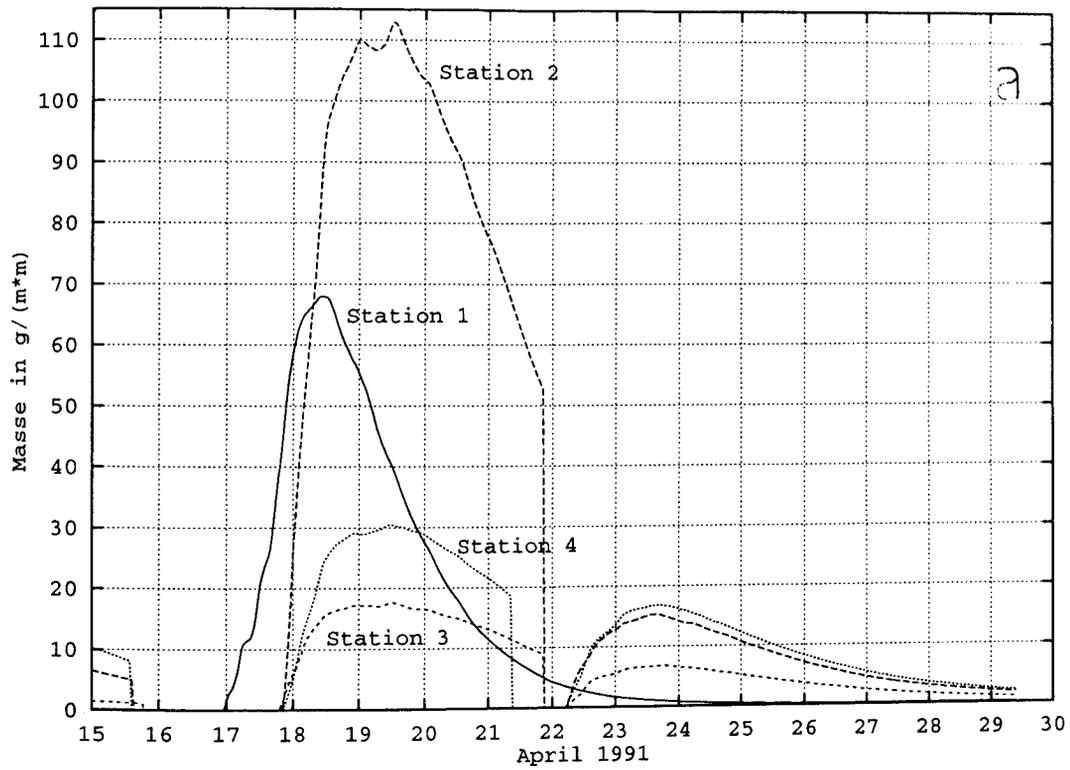


Abbildung 4.12: Zeitreihen der simulierten Massen der *mud blanket* auf dem Sediment (a) und des Feinmaterials im Sediment der oberen 2 cm (b) an den PRISMA-Stationen 1 bis 4

der Ostfriesischen Küste erfolgte Netto-Erosion dürfte ihre Ursache in folgenden zwei Punkten haben: Zum einen stehen diese Gebiete unter dem erosiven Einfluß von Wellen. Das gilt wegen der aus westlichen Richtungen vorherrschenden Winde besonders für den Bereich vor der Ostküste der Deutschen Bucht. Zum anderen kann aufgrund der vertikalen Auflösung des Strömungsmodells – die oberste Wasserschicht ist 5 m dick, die Küstenlinie entspricht der 5-m-Tiefenlinie – die küstennahe, schwebstoffanreichernde Zirkulation nicht simuliert werden.

Am Nordhang des Elbe-Urstromtals und in einem kleinen Gebiet an der 15-m-Tiefenlinie östlich von Helgoland existieren ebenfalls Netto-Ablagerungen. In diesen Bereichen zeigt die aus Strömung berechnete, maximale Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit relative Minima (zu sehen für April 1991 in Abb. 3.5b). In den vor Windwellen geschützten Flußmündungsgebieten lagert sich ebenfalls Material ab.

Die sich vom Westrand des Modellgebietes nach Osten ziehenden Ablagerungen sind eine Folge der zu hoch angenommenen Sinkgeschwindigkeiten für die vom Westen her in das Modellgebiet eintretenden Schwebstoffe. Das Gleiche dürfte für die Struktur gelten, die am Nordrand des Modellgebietes, westlich der Nordfriesischen Inseln, zu erkennen ist.

Die Differenzen der Sedimentfeingehalte zwischen Anfangsfeld (1.1.91, vergleiche Abb. 3.7) und Endfeld (29.4.91) des gesamten Simulationszeitraumes sind in den Abb. 4.14a und 4.14b dargestellt. Obwohl es sich bei der Anfangsverteilung des Schlickgehaltes im Sediment um ein langjähriges Mittel handelt, das durch die im Modell herrschenden Bedingungen stark verändert wird, ist auch hier das Helgoländer Schlickgebiet zum Teil als ein Bereich erkennbar, der mit sedimentiertem Material versorgt wurde, ebenso wie der Nordhang des Elbe-Urstromtals, das sich selbst allerdings als Erosionsgebiet zeigt. Dies dürfte eine Folge der dort herrschenden Strömungen sein, die das erodierte Material relativ schnell abtransportieren und zu wenig Zeit zum Ablagern lassen. Diese Verteilung von Depositions- und Erosionsgebieten sieht derjenigen für den Zeitraum 1.1.91 bis 31.1.91 sehr ähnlich. Offensichtlich fanden die größten Veränderungen des Modellsediments gegenüber dem Eingangsfeld tatsächlich im Januar statt – als Folge der bereits erwähnten Einstellung des Modellbodens mit seinem Feinfraktionsgehalt auf das Modell und auf die aktuellen Strömungssituationen.

4.3.4 Eine Bilanz der Simulation für die Deutsche Bucht

Eine allgemein gültige Bilanz für die Schwebstoffmassen in der Deutschen Bucht zu erstellen, ist nicht möglich. Zu groß sind die saisonalen Schwankungen, die den Transport in der Wassersäule und die Wechselwirkungen mit dem Sediment beeinflussen. Hier soll deshalb mit Hilfe der Modellergebnisse eine Bilanzierung für den simulierten Zeitraum, also Januar bis April 1991, unternommen werden. Tabelle 4.1 stellt die über jeweils einen Monat aufsummierten Massen einander

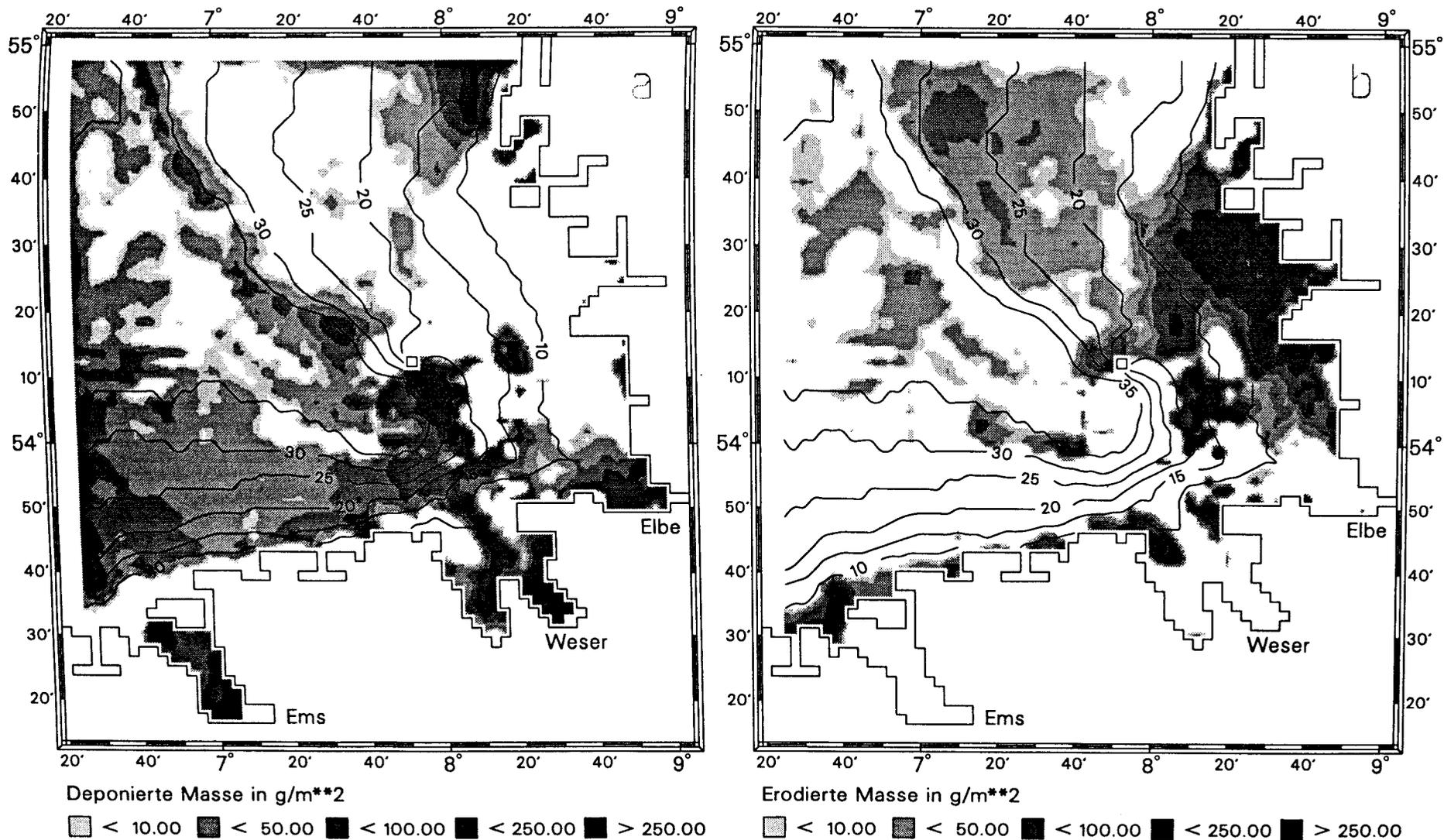


Abbildung 4.13: Depositionsgebiete (a) und Erosionsgebiete (b), berechnet als Differenz zwischen den simulierten Verteilungen der Sedimentfeinfraktion $< 20 \mu m$ Ende Januar und Ende April 1991.

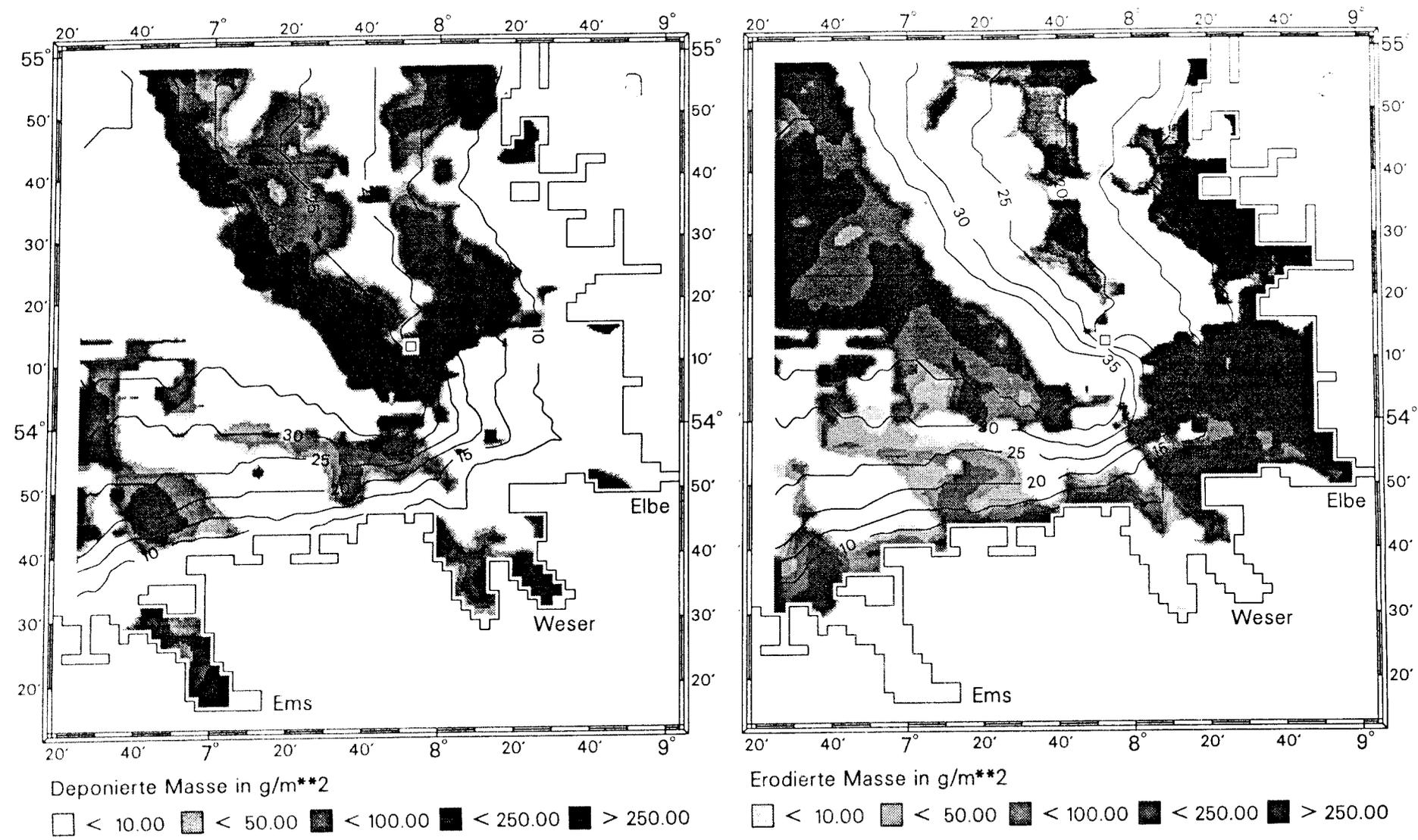


Abbildung 4.14: Depositionsgebiete (a) und Erosionsgebiete (b), berechnet als Differenz zwischen der Anfangsverteilung (1.1.91) und der simulierten Endverteilung (29.4.91) der Sedimentfeinfraktion < 20 μm .

Tabelle 4.1: Bilanz für die Schwebstofftransport-Simulation in der Deutschen Bucht, Januar bis April 1991

Datum	Massen in 10 ³ Tonnen			
	vorhanden	Input	Output	In-Out
01.01.	1 026			
		5 409	8 017	- 2 608
31.01.	385			
		2 184	2 137	47
28.02.	909			
		2 785	2 650	135
31.03.	991			
		2 711	2 549	162
29.04.	574			
Summen (ohne Januar):		7 680	7 336	344

Zeitraum	Massen in 10 ³ Tonnen		
	deponiert	erodiert	ero. - dep.
Januar	17 415	19 381	1 966
Februar	3 669	4 147	478
März	2 803	2 750	- 53
April	5 020	4 442	- 579
Summen (ohne Januar):	11 492	11 339	- 154

gegenüber, die in das Modellgebiet durch Seeränder und Flüsse hinein- und aus ihm heraustransportiert, die sedimentiert und erodiert wurden. Die Massen für Input/Output beinhalten auch jenen Schwebstoff, der evtl. mit dem Flutstrom über die Modellgrenze eingetragen und mit dem Ebbstrom wieder hinaustransportiert wurde. Dadurch erhöhen sich die Zahlen geringfügig. Bezüglich der Massen, die in Wechselwirkung mit dem Boden standen, ist die Tatsache zu berücksichtigen, daß das Material mehrfach erodiert und wieder deponiert sein kann. Die angegebenen Zahlen stellen zwar den Zustand eines Augenblicks, also einen „Snap shot“, dar, ändern sich aber unter „normalen“ Bedingungen, wenn keine gravierenden Sturmereignisse auftreten, pro Tag um weniger als 3 % im Falle der Input-/Output-Massen und um weniger als 0.1 % bei den deponierten/erodierten Massen.

Die Simulation begann mit einer über die gesamte Deutsche Bucht gleichverteilten Schwebstoffkonzentration von 2 mg/l, entsprechend einer Anfangsmasse von 1.026 Mt. Das sehr stürmische Wetter vor allem der ersten Hälfte des Januar führte mit 5.409 Mt zu einem extrem hohen SPM-Eintrag in die Deutsche Bucht.

Bedingt durch dieses Wetter, aber auch durch die Einstellung des Modellbodens auf das aktuelle Strömungsgeschehen, wurde zudem sehr viel Feinsediment umgelagert, d.h. in bestimmten Gebieten erodiert und anderenorts oder am gleichen Ort teilweise oder vollständig wieder deponiert. Die netto erodierte Masse von 1.966 Mt hatte zusammen mit der hohen Anfangskonzentration zur Folge, daß im Januar ein beträchtlicher Netto-Austrag von Schwebstoff aus der Deutschen Bucht zu verzeichnen war. Die anderen drei Monate weisen dagegen einen Nettocintrag aus. Dies bestätigt die allgemein herrschende Meinung, die Deutsche Bucht sei eine Schwebstofffalle. Auch die Tatsache, daß im März und April insgesamt mehr Seston deponierte als erodierte, deutet auf eine Akkumulation von Schwebstoff in der Deutschen Bucht hin. Die im Februar erfolgte Netto-Erosion (0.478 Mt) führte vorwiegend zu einer Erhöhung der im Wasser vorhandenen Schwebstoffe.

Eine Hochrechnung der Input- und Output-Massen der Monate Februar bis April auf ein Jahr führt zu ähnlichen Transportraten wie die Abschätzungen in PRISMA (1994) und PULS & MAYER (1995), denen die Daten des TUVAS-Projektes (TUVAS, 1993) zugrunde lagen. Der Masseninput in Tab. 4.1 muß um ca. 5 % reduziert werden, denn dieser Anteil geht tidebedingt am gleichen Rand wieder verloren. In den schwachwindigen Sommermonaten beträgt die Schwebstofffracht aufgrund der geringeren Strömungsgeschwindigkeiten und der niedrigeren Hintergrundkonzentration nur 10 bis 20 % der Fracht im Winter. Wenn nun die Monate Februar bis April 1991, die alle ähnlich große Ein- und Austräge aufweisen, als Wintermonate gelten, dann ergibt sich unter Abzug der tidebedingten 5 % ein Eintrag von ca. 14.6 Mt für das Winterhalbjahr und 1.5 bis 3 Mt für die Sommermonate. Für ein ganzes Jahr beträgt die Schwebstofffracht also ca. 17 Mt +/- 20 % für Eintrag und Austrag, wobei der letztere ca. 5 % unter dem ersteren liegt. Allerdings muß einschränkend erwähnt werden, daß der April vom Klima her zum Sommer gezählt wird – dafür spricht aus das Wetter des April 1991. Trotzdem wies der April 1991 gleiche Schwebstofftransporte über die Grenzen der Deutschen Bucht auf wie z.B. der Februar. Das könnte andeuten, daß der Unterschied zwischen Sommer- und Winterhalbjahr nicht so groß ist wie oben angenommen. Die Transportrate würde dann höher geschätzt werden.

Die zeitlichen Verläufe der in den vier simulierten Monaten im Modellgebiet deponierten (durchgezogene Linien) und erodierten (gestrichelte Linien) Massen sind in den Abb. 4.15 und 4.16 dargestellt. In der Januar-Abb. 4.15a wurde eine Skalierung verwendet, die dem Vierfachen der Skalen der anderen Diagramme entspricht. Wie in Tab. 4.1 ist auch hier klar erkennbar, daß im Januar beträchtliche Schwebstoff- bzw. Feinsedimentmassen bewegt wurden. Alle Abbildungen zeigen, daß in der Regel ein Peak in der Kurve für deponierte Masse ein bis zwei Tage nach einem Peak in der Kurve für erodierte Masse erscheint. Abhängig von der Dauer bis zur Wetterberuhigung hält sich das erodierte Feinsediment als Schwebstoff im Wasser, bis die Strömungen und Wellen ein Absinken und Sedimentieren wieder erlauben.

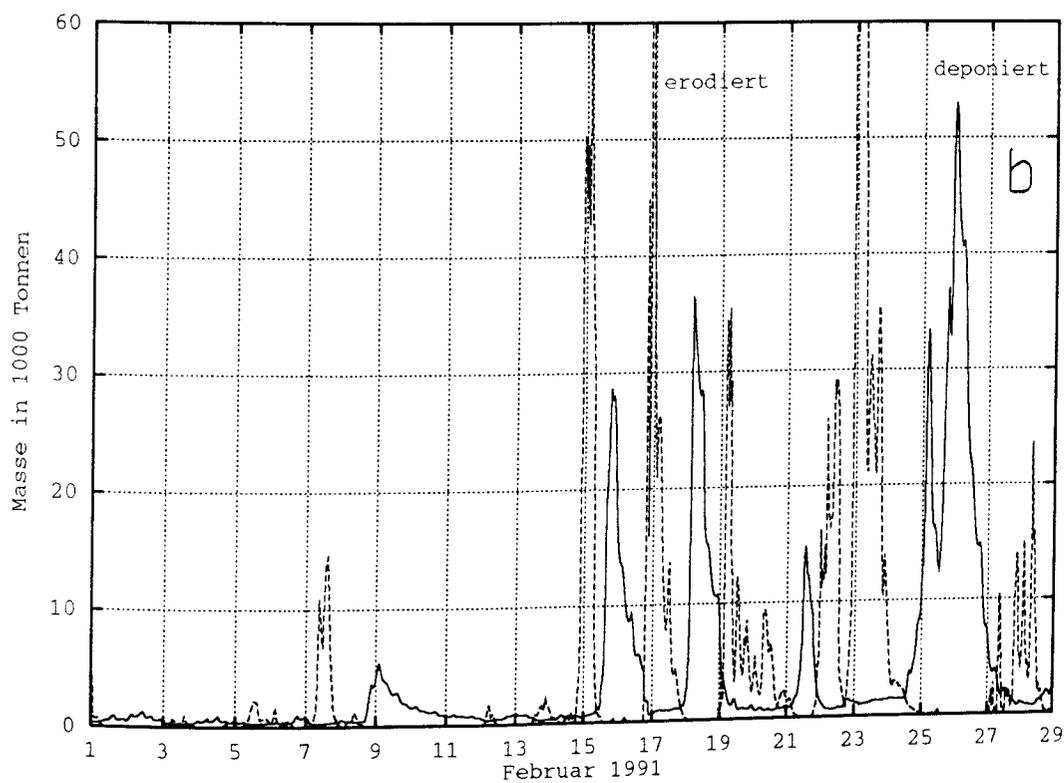
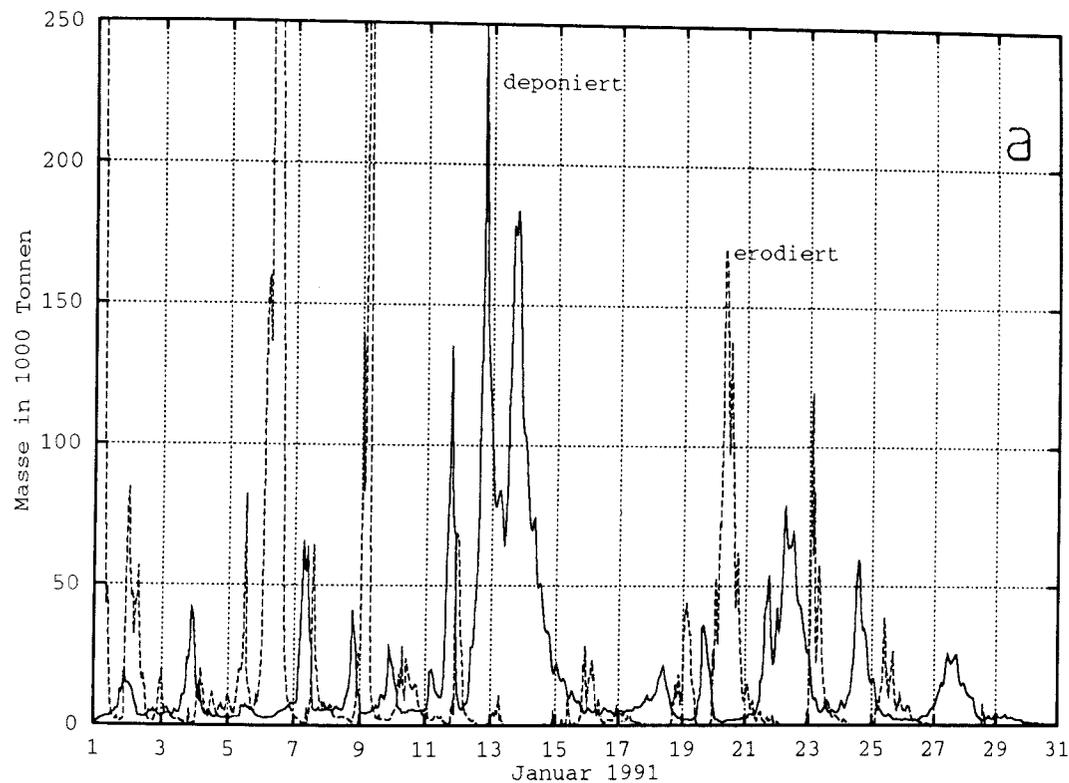


Abbildung 4.15: Simulierte Zeitreihen der in der Deutschen Bucht deponierten (durchgezogene Linien) und erodierten (gestrichelte Linien) Massen im Januar (a) und Februar (b) 1991

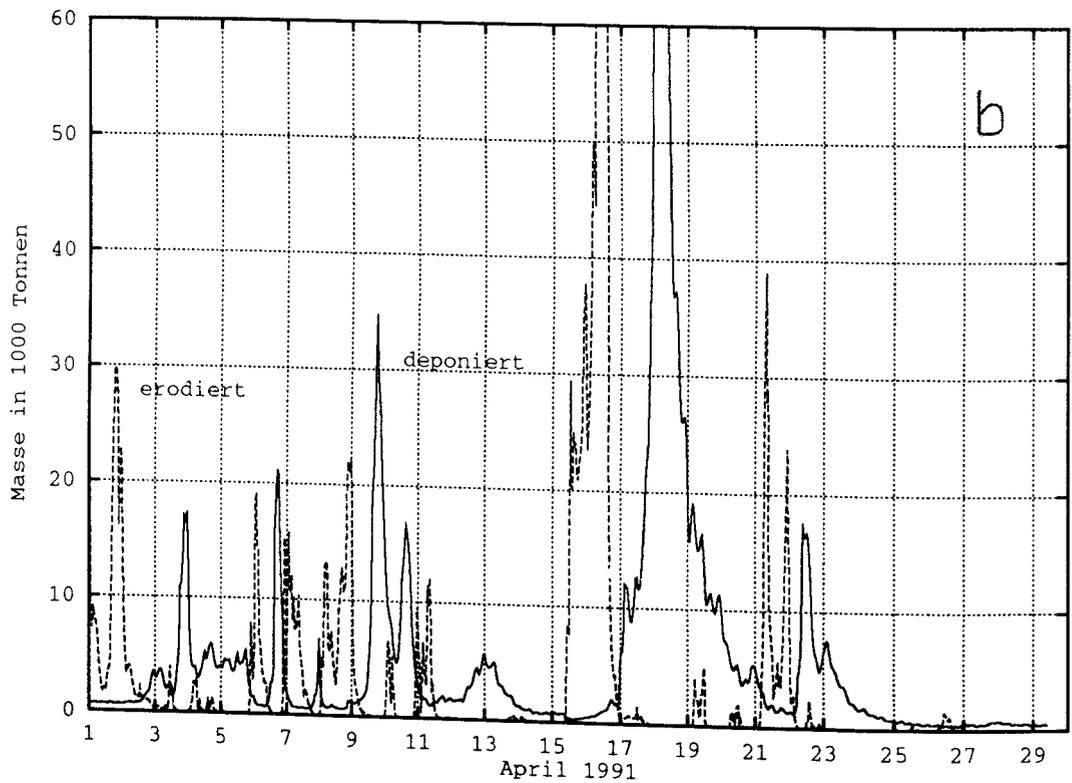
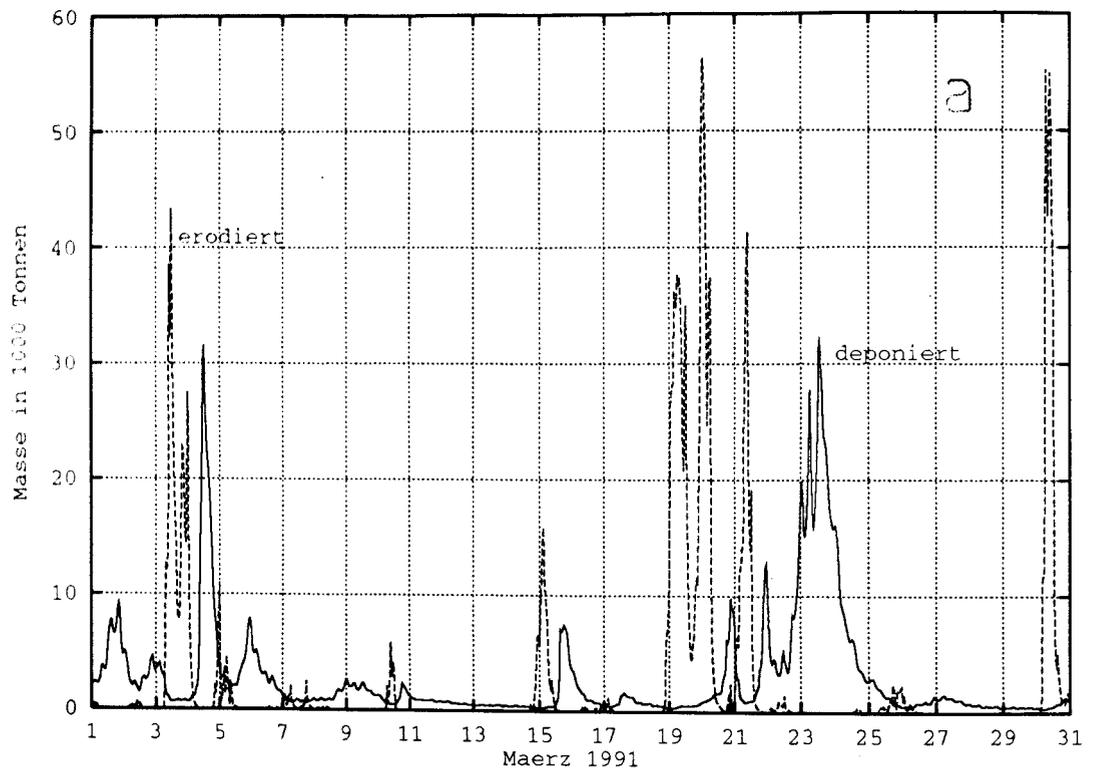


Abbildung 4.16: Simulierte Zeitreihen der in der Deutschen Bucht deponierten (durchgezogene Linien) und erodierten (gestrichelte Linien) Massen im März (a) und April (b) 1991

Kapitel 5

Das Helgoländer Schlickgebiet

5.1 Beschreibung des Gebietes

Das Helgoländer Schlickgebiet bezeichnet einen ca. 500 km² großen Bereich südöstlich von Helgoland (Abb. 5.1), in dem sich seit Jahrtausenden Schwebstoff ablagert. Die Mächtigkeit des Schlickkörpers, der die sogenannte „Östliche Depression“ (Abb. 5.2) füllt, wird mit maximal 29 m beziffert, seine Tiefe unter Wasser reicht von 15 m im Osten bis auf ca. 40 m im Westen.

Das Schlickgebiet wird als Produkt relikter, ästuariner Sedimentablagerungen des frühen bis mittleren Holozän angesehen; ein kleinerer Teil besteht aus rezenten Depositionen. Einige Zeit nach Ende der pleistozänen Eiszeit, als vor ca. 8 000 Jahren der Meeresspiegel auf -40 m gestiegen war, bildete das Elbe-Weser-Ästuar über dem Schlickgebiet eine tiefe Bucht, bevor es nach Westen, südlich um Helgoland herum und dann nach Nordwesten in das Urstromtal schwenkte. Östlich von Helgoland versperrte eine Moräne, der heutige Steingrund-Rücken, den direkten Weg nach Norden. Pleistozänes, marines Sediment wurde erodiert und lagerte sich, zusammen mit fluvialen Schwebstoff, in jener Bucht ab. Sie ließen den großen, relikten Teil des Helgoländer Schlickgebietes aus mittelsandigem Sediment entstehen.

Dieser Ablagerungsvorgang dauerte an, bis sich die Verbindung, die von der Eiderstedt-Halbinsel fast an Helgoland heranreichte, aufgrund des weiteren Meeresspiegelanstieges und der erosiven Wellenwirkung öffnete. Nach VON HAUGWITZ et al. (1988) geschah das vor ca. 1 500 Jahren; IRION et al. (1987) geben 2 000 bis 3 000 Jahre vor unserer Zeit an. Damals etablierte sich das heutige Strömungsregime der südöstlichen Nordsee mit seinen ostwärtigen Strömungen im Süden und den nordwärtigen Strömungen im Osten der Deutschen Bucht. Nach REINECK et al. (1967) begann in jener Zeit die bis heute andauernde Schwebstoffablagerung, die den kleineren, rezenten Teil des Schlickgebietes mit feinsandigen Sedimenten bildet.

Über die Sedimentationsrate, mit der die Schwebstoffe im Schlickgebiet deponiert

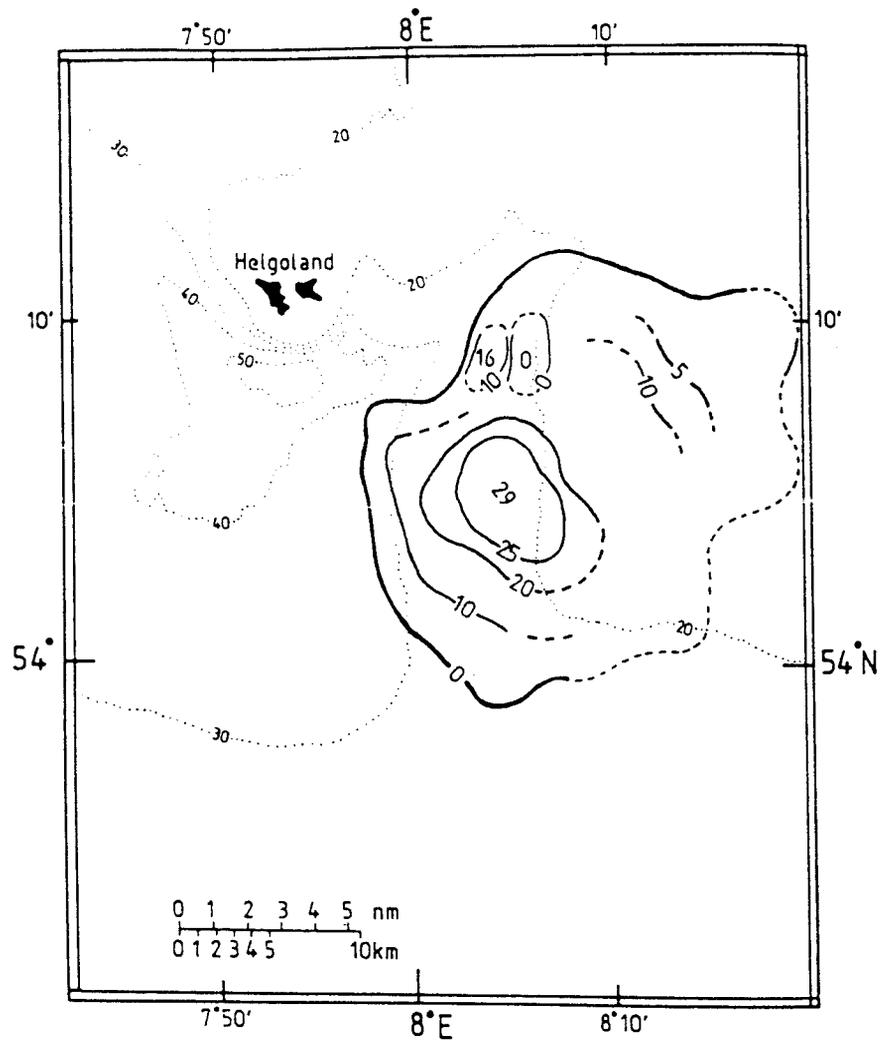


Abbildung 5.1: Topographie (gepunktete Linien) und Linien gleicher Schlickmächtigkeit (durchgezogen) im Bereich des Helgoländer Schlickgebietes; Zahlenangaben in m. Aus: VON HAUGWITZ et al. (1988).

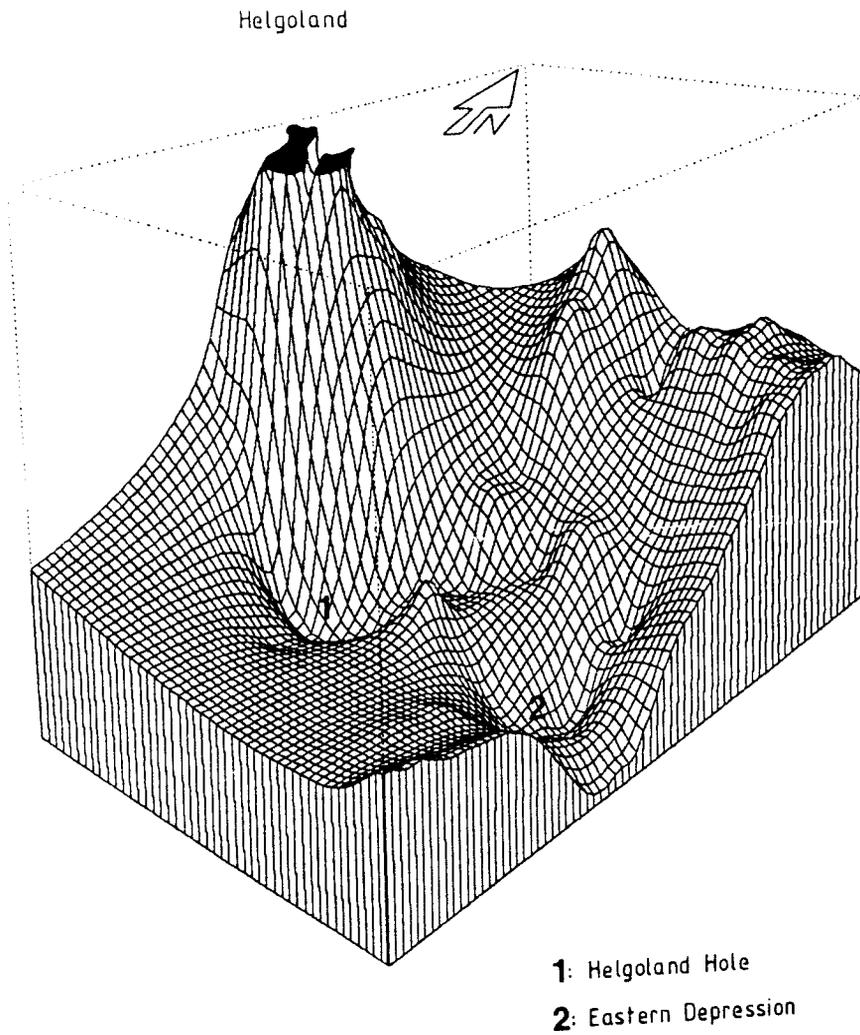


Abbildung 5.2: Morphologie der pleistozänen Topographie im Bereich des Schlickgebietes. Aus: VON HAUGWITZ et al. (1988).

werden, ist sich die Wissenschaft nicht einig. Unterschiedliche Untersuchungsmethoden führen offensichtlich zu unterschiedlichen Ergebnissen. So fanden REINECK et al. (1967) in Sedimentkernen Kohle- und Schlackeschichten, die von Dampfschiffen verklappt wurden. Aus deren Tiefe im Sediment schlossen die Autoren auf eine Rate von 2 mm/Jahr. Diese Zahl beinhaltet Sturmlagen, die mit durchschnittlich 45 mm/Jahrhundert beitragen. Eine Abschätzung von MCCAVE (1970), die kontinuierliche, nur von extremen Wetterlagen unterbrochene Sedimentation voraussetzt, ergibt eine ähnliche Depositionsrate (1.7 mm/Jahr). IRION et al. (1987) untersuchten die Schwermetallgehalte in verschiedenen Horizonten ihrer Sedimentkerne aus dem Schlickgebiet. Sie kommen auf eine Rate von 10 mm/Jahr, im östlichen Teil auf teilweise über 40 mm/Jahr. DOMINIK et al. (1978) haben anhand von ^{210}Pb -Daten eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 7.7 mm/Jahr festgestellt, wobei allerdings Schichten unterschiedlicher Mächtigkeit und unterschiedlicher Raten differenziert wurden. VON HAUGWITZ et al. (1988) schließen aus seismologischen Befunden auf eine Depositionsrate von 3.2 mm/Jahr für den relikten und 5.1 mm/Jahr für den neueren Teil des Helgoländer Schlickgebietes.

Die Schätzungen über die Sedimentationsraten liegen nicht sehr weit auseinander, in der Regel bei einer Größenordnung von 1 bis 10 mm/Jahr. Einigkeit herrscht aber darüber, daß die Deposition durch bestimmte menschliche Aktivitäten nicht unerheblich erhöht wurde und wird. Dazu gehören u.a. die Verklappung von Klär- und Hafenschlamm, Erhöhung der SPM-Konzentration in den Ästuaren und damit einhergehend des Flußeintrags von Schwebstoff in die Deutsche Bucht durch Baggerei und Schifffahrt (Turbulenz).

Auch bezüglich der Herkunft des im Helgoländer Schlickgebiet deponierten Materials werden in der Literatur verschiedene Ansichten vertreten, die die Weser- und Elbe-Ästuar als Ursprungsbereich begründen oder widerlegen. Nach REINECK et al. (1967) wird die „Flußtrübe“ von Elbe und Weser mit der Gezeitenströmung in das Schlickgebiet transportiert, wo es hin und her driftet, ausflockt und vor allem zu Kenterzeiten sedimentiert. HERTWECK (1983) macht auf der Grundlage hydrographischer Daten die Elbe als Hauptlieferant von feinem, suspendiertem Material aus, denn die Grenzen für die Schlickablagerung fallen im Süden und Westen mit der Grenze des Wasserkörpers „Elbwasser“ zusammen. VON HAUGWITZ et al. (1988) meinen, im rezenten Teil des Schlickgebietes würde heutzutage vorwiegend Hafenschlamm, der in der Elbemündung verklappt wird, sedimentieren. IRION et al. (1987) argumentieren, daß die Ästuar Schwebstofffallen sowohl für marines als auch für fluviales Material seien. Deswegen könne das Schlickgebiet nicht überwiegend aus den Flüssen versorgt werden. Sie zitieren dazu einige sedimentologische Untersuchungen.

5.2 Simulationen zum Schlickgebiet

Zur Erhellung einiger Fragestellungen, die die Bildung des Helgoländer Schlickgebietes betreffen, sollen im folgenden Abschnitt Untersuchungen zum Strömungsregime in der Deutschen Bucht, zur Herkunft des deponierten Materials und zur Sedimentationsrate qualitativ erörtert werden.

5.2.1 Das Strömungsregime in der Deutschen Bucht

Das Strömungssystem in der Deutschen Bucht ist im Hinblick auf den Transport von suspendiertem Material sehr gut von HERTWECK (1983) beschrieben worden. Es ist in Abb. 5.3 mit Angaben über Reststromwirbel und Wasserkörper dargestellt. Unter *Konvergenz* versteht HERTWECK (1983) dabei die allmähliche Vermischung von Wassermassen mit unterschiedlichen Salzgehalten. Durch das Zusammentreffen der beteiligten Wasserkörper entstehen fünf zyklonale Reststromwirbel am seewärtigen Rand der Konvergenzzone, deren Lage sich in Abhängigkeit von der gerade herrschenden Windrichtung und -stärke nach Westen oder Osten verschieben kann. Ähnliche Verwirbelungen weisen auch die von SCHRUM (1994) durchgeführten Simulationen mit einem Strömungsmodell für die Deutsche Bucht auf. Die im Kap. 4, Abschnitt 4.3 besprochenen SPM-Ablagerungen am Nordhang des Elbe-Urstromtals sind auf solche Phänomene zurückzuführen.

Unser Augenmerk soll dem Wirbel gelten, der sich über dem Helgoländer Schlickgebiet befindet (in Abb. 5.3 mit „Elbe“ bezeichnet). Dieser Wirbel ist ebenfalls in den Ergebnissen des Strömungsmodells von SCHRUM (1994) zu finden, allerdings nicht immer und nur in den oberen Wasserschichten. Wesentlich ist, daß suspendiertes Material in einem solchen Wirbel gefangen werden kann. Es wird nur noch sehr langsam horizontal aus dem Gebiet abtransportiert und hat Zeit, in tiefere Wasserschichten zu sinken. Dadurch kann es zu Schwebstoffanreicherungen im Wasser kommen.

Die vertikale Strömungssituation im Bereich des Helgoländer Schlickgebietes ist für verschiedene Windrichtungen in den Abb. 5.5 und 5.6 dargestellt; die Lage der Vertikalschnitte kann Abb. 5.4 entnommen werden. Es handelt sich dabei um Strömungsfelder, die als Gezeitenmittel zu verstehen sind und das Tidegeschehen nicht mehr beinhalten. In jeder Graphik ist deutlich, daß – unabhängig vom Wind – eine Komponente der Bodenströmung von Westen nach Osten hangaufwärts, in Richtung Helgoländer Schlickgebiet, existiert. Diese Komponente ist entweder die Folge des bodennahen Einstroms über dem Elbe-Urstromtal oder der im südlichen Teil der Deutschen Bucht entstehenden baroklinen Instabilität, die dazu führt, daß sich das dort in Richtung Nordosten fließende, relativ salzreiche Nordseewasser unter das leichtere Nordsee-Ästuar-Mischwasser schiebt und am Boden teils Richtung Nord, teils Richtung Nordost bis Ost weiterfließt. Im östlichen, flachen Teil der Vertikalschnitte zeigt sich dagegen fast immer eine nach

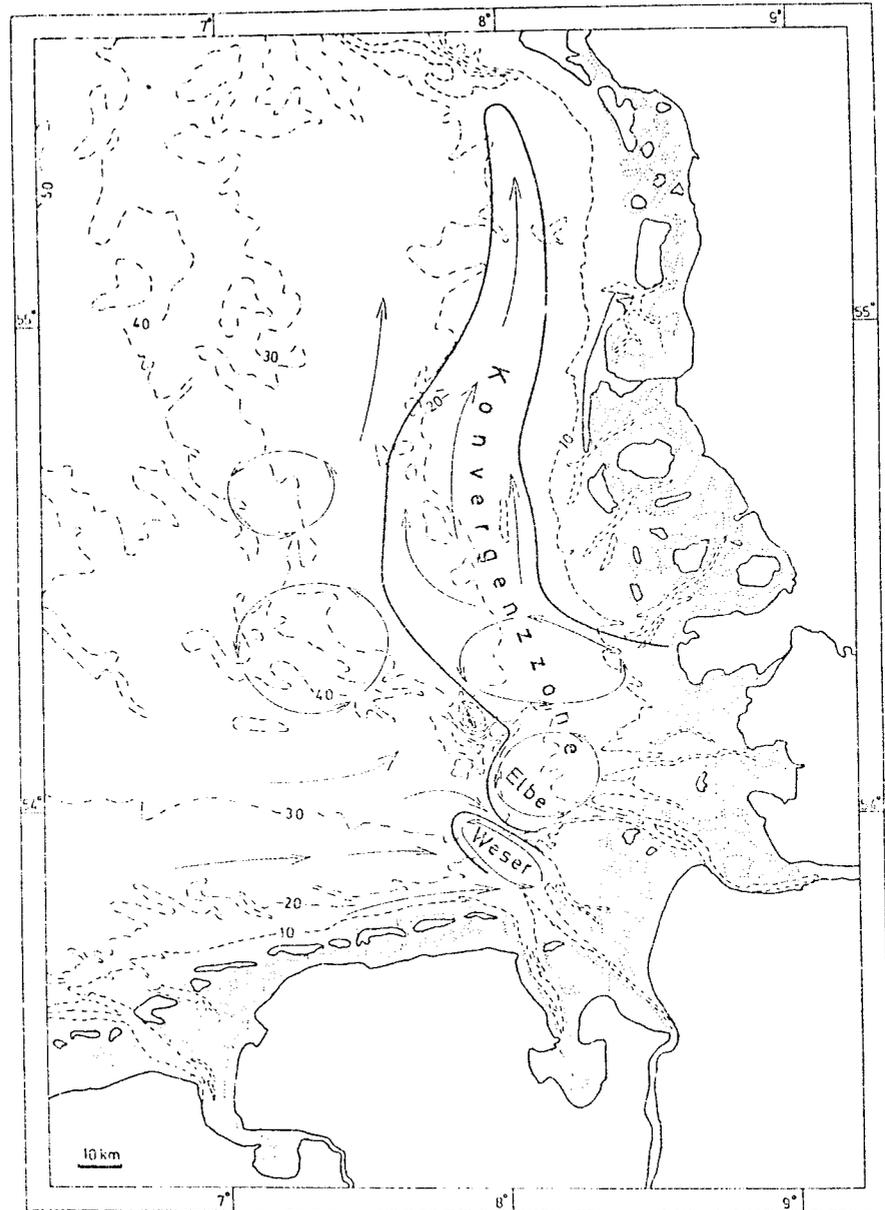
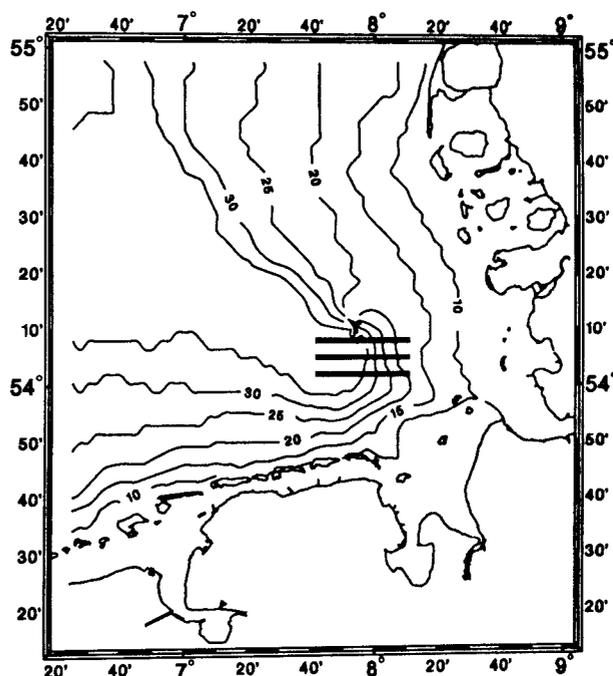


Abbildung 5.3: Das Strömungsregime der Deutschen Bucht mit Reststromwirbeln und Wassermassen. Aus: HERTWECK (1983).

Abbildung 5.4: Lage der Strömungsvertikalschnitte über dem Helgoländer Schlickgebiet



Westen gerichtete Strömungskomponente, die zunächst die gesamte Wassersäule betrifft, bis weiter hangabwärts der untere Bereich mit der Ostkomponente beginnt.

Fazit: Es wird bei fast jeder Windlage relativ schwebstoffreiches Wasser in Richtung Helgoländer Schlickgebiet gebracht: im einen Fall ist es das sestonreiche Küsten- und Ästuarwasser, im anderen Fall ist es das von Westen kommende Bodenwasser, in dem die Konzentration ebenfalls gegenüber oberen Wasserschichten geringfügig erhöht ist.

Die Vertikalschnitte der Abb. 5.5 und 5.6 zeigen auch, daß in mittleren Wassertiefen vertikale Wirbel entstehen, wenn die Stromrichtung in Bodennähe derjenigen an der Wasseroberfläche entgegengesetzt ist. Die Seite des Auftriebs ist dabei immer auf der Seite des Helgoländer Schlickgebietes. Hier führt das Zusammenfließen und Aufsteigen der oben erwähnten, relativ schwebstoffreichen Wassermassen zu weiterer SPM-Anreicherung in der Wassersäule. Denn der Aufstieg des Wassers bedeutet in diesem Fall, daß sehr geringe Horizontalgeschwindigkeiten herrschen. Der Schwebstoff, dessen Sinkgeschwindigkeit höher als die Vertikalgeschwindigkeit des Wassers sein kann, wird aus diesem Gebiet nicht mehr abtransportiert und kann sich ablagern.

Abb. 5.7 stellt die Ergebnisse einer Simulation von 31 Tagen mit konstantem Westwind (10 m/s) und mit Gezeitenberücksichtigung dar, die mit einer überall gleichverteilten SPM-Konzentration von 2 mg/l begonnen wurde (see- und flußwärtiger Input ebenfalls konstant 2 mg/l). Bodenprozesse wie Sedimentation oder Erosion wurden nicht zugelassen; der modellierte Schwebstoff hatte aber

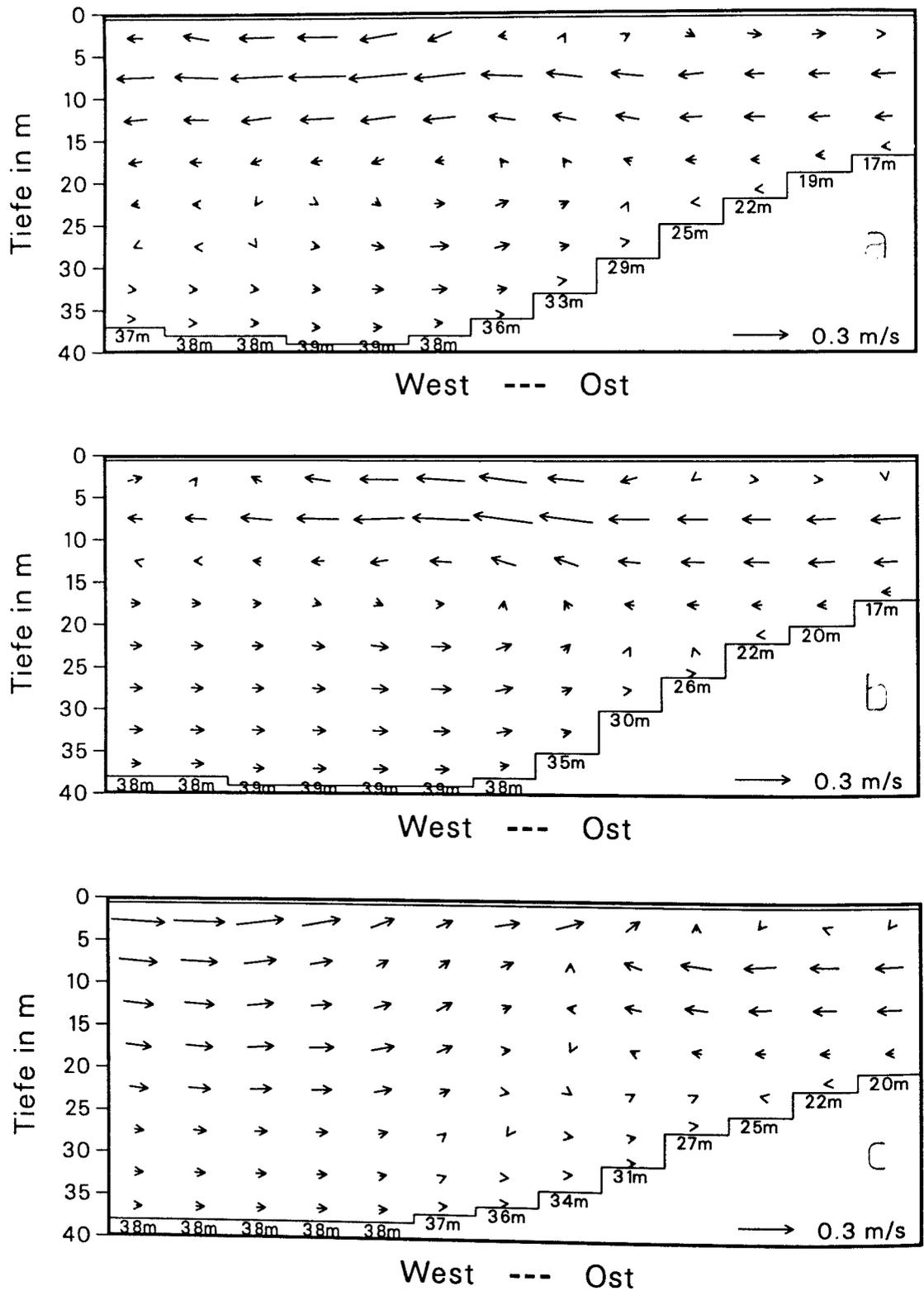


Abbildung 5.5: Strömungen bei konstantem Westwind (10 m/s): a: nördlicher, b: mittlerer, c: südlicher West-Ost-Schnitt (Lage s. Abb. 5.4). Die Vertikalgeschwindigkeiten sind mit einem Faktor vergrößert, der dem Verhältnis der Längen- zur Tiefenskala in den Graphiken entspricht ($\approx 10^3$).

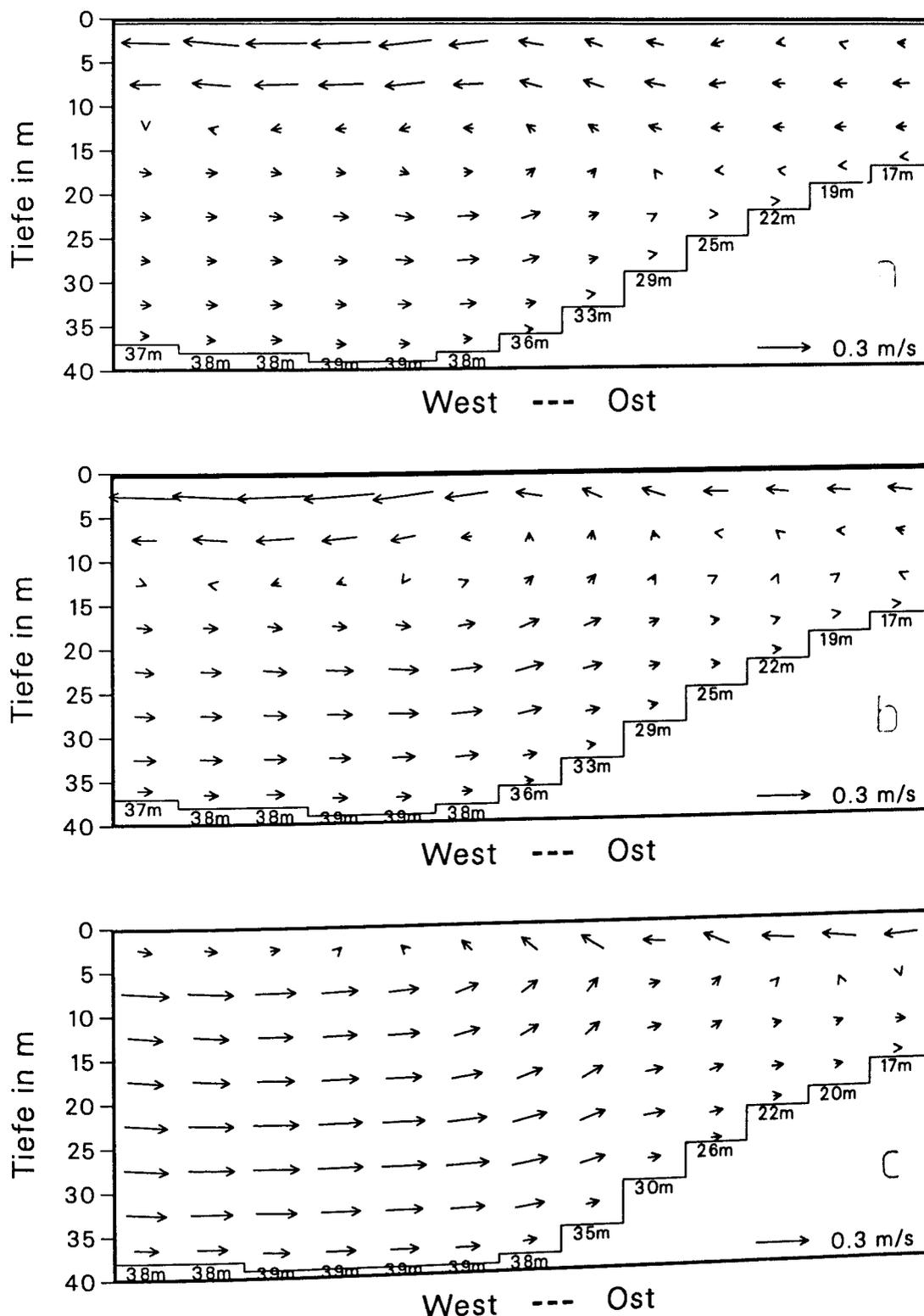


Abbildung 5.6: Strömungen in Vertikalschnitten bei konstantem Nordwestwind (a), konstantem Nordwind (b) und konstantem Ostwind (c). In a und b ist jeweils der nördliche, in c der mittlere West-Ost-Schnitt dargestellt (Lage s. Abb. 5.4). Die Vertikalgeschwindigkeiten sind mit einem Faktor vergrößert, der dem Verhältnis der Längen- zur Tiefenskala in den Graphiken entspricht ($\approx 10^3$).

Sinkgeschwindigkeiten (vergl. Kap. 3). Südlich von Helgoland beginnt ein sich um Helgoland nach Nordwesten ziehender Bereich, in dem die Konzentration auf über 2 mg/l gestiegen ist. Diese Simulation ist kein realistischer Fall, gibt aber recht gut die SPM-Akkumulation im Wasser wider, die zu erhöhten Depositionsraten führen kann.

5.2.2 Herkunft des abgelagerten Materials

Für die Herkunft der im Helgoländer Schlickgebiet abgelagerten Masse kommen im wesentlichen drei Quellen in Frage: Schwebstoff aus den Ästuargebieten (vorwiegend Weser und Elbe), der auch marinen Ursprungs ist, Schwebstoff aus anderen Bereichen der Deutschen Bucht und Sedimentfeinmaterial, das erodiert, mit dem Wasser in das Gebiet von Interesse transportiert und wieder sedimentiert ist.

Zur Beantwortung der Frage, wieviel Schwebstoff aus den Ästuaren Weser und Elbe beteiligt ist, sei hier nochmals Abb. 4.9b aus dem vorangegangenen Kapitel in Erinnerung gerufen. Die Abbildung zeigt die simulierte, horizontale SPM-Verteilung in der Deutschen Bucht am Ende des viermonatigen Simulationszeitraumes (Januar bis April 1991). Die jeweiligen Anteile der aus Weser und Elbe stammenden Schwebstoffe sind in Abb. 5.8 als Prozent der Gesamtkonzentration dargestellt. Im östlichen Bereich des Schlickgebietes liegen die Weser-Elbe-Anteile bei zusammen über 60 %, im westlichen bei über 10 %, wobei der Weser-Schwebstoff aufgrund der Strömungsverhältnisse leicht überwiegt.

Andere Simulationen haben jedoch gezeigt, daß der aus den Ästuaren kommende Schwebstoff schon vorher deponiert, wenn nicht gerade stürmisches Wetter herrscht. So zeigt Abb. 5.9 die Ergebnisse für eine Simulation über den Zeitraum April 1991, in der nur Schwebstoffeintrag durch die Flüsse Elbe, Weser und Ems (konstant 30 mg/l) zugelassen war. In jener Simulation wurde Erosion durch einen entsprechend hohen Wert für die kritische Boden-Schubspannung verhindert, denn es war nicht Sedimentumlagerung, sondern SPM-Ablagerung von Interesse. Es ist zu erkennen, daß der Schwebstoff im Wasser (Abb. 5.9a) sehr viel weiter in die Deutsche Bucht vordringt als seine Spur auf bzw. im Sediment (Abb. 5.9b). Offensichtlich besteht der SPM-Anteil, der aus den Ästuaren bis zum Schlickgebiet gelangt (Abb. 5.8), im wesentlichen aus der sehr langsam sinkenden Fraktion, die aufgrund der Turbulenz kaum noch oder nicht mehr deponiert. Nur im östlichen Teil des Schlickgebietes deponieren geringe Mengen des fluvialen Seston.

Eine weitere Simulation sollte den qualitativen Einfluß von Sedimentumlagerungen auf das Depositionsgeschehen im Helgoländer Schlickgebiet untersuchen. Es wurde der Zeitraum 12.4. bis 29.4.91 simuliert, in dem ein starkes und ein schwaches Erosionsereignis stattfand (vergl. Kap. 4). Die Rechnung lief ohne SPM-Anfangsverteilung und ohne SPM-Eintrag, so daß Schwebstoff nur durch Erosion von Sedimentfeinmaterial in das Wasser gelangen konnte. Die in Abb. 5.10

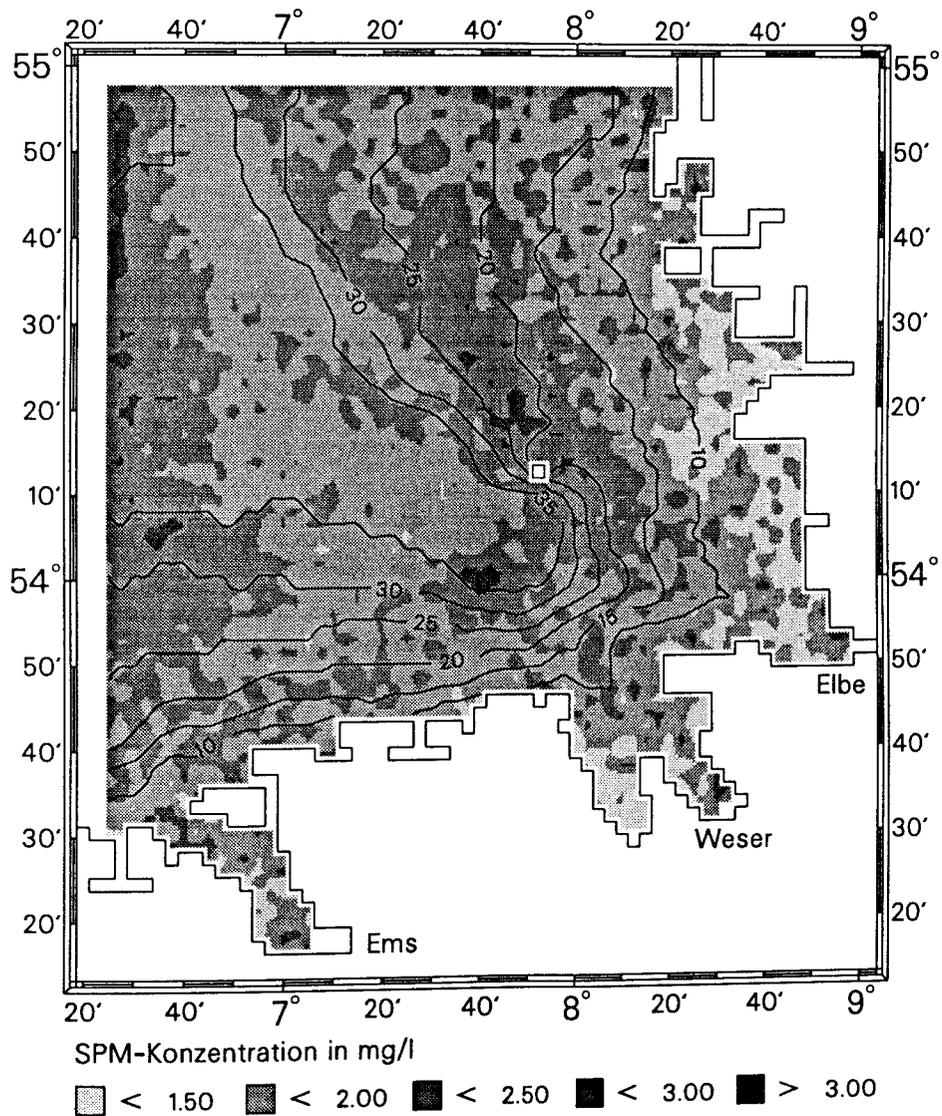


Abbildung 5.7: SPM-Verteilung nach einer Simulationszeit von 31 Tagen mit konstantem Westwind von 10 m/s und Gezeitenberücksichtigung. Bodenprozesse waren ausgeschaltet, Sinkgeschwindigkeiten wie in Kap. 3.

dargestellten Depositions- und Erosionsgebiete lassen erkennen, daß sich vor allem im Bereich des Schlickgebietes die Ablagerung erodierter Masse konzentriert. Auch die Nordseite des Elbe-Urstromtals und ein küstennaher Sedimentbereich südlich des Schlickgebietes wurden mit erodierter Masse versorgt. Aufgrund der Strömungsverhältnisse kann davon ausgegangen werden, daß das im Schlickgebiet sedimentierte Material aus dem Sedimentbereich der Weser-/Elbe-Außenästuare, vom südlichen Ende des Elbe-Urstromtals und z.T. aus dem Bereich östlich von Helgoland kommt. Das an der Nordseite der Elbe-Rinne deponierte Material stammt vermutlich aus den Sedimenten der Südseite der Elbe-Rinne sowie aus den flacheren Gebieten nördlich Helgolands.

Zwei weitere Abbildungen sollen die unterschiedlichen Massen der Deponate aus erodiertem Material bzw. aus vorher im Wasser vorhandenen Schwebstoff verdeutlichen. Es handelt sich um die Ergebnisse der im letzten Abschnitt über das Strömungsregime bereits erwähnten Simulation mit konstantem Westwind. Abb. 5.11a zeigt die Verteilung des Anteils der Sedimentfeinfraction $< 20 \mu\text{m}$, der nur aus erodiertem Material besteht, während in Abb. 5.11b die Verteilung jenes Anteils der Sedimentfeinfraction zu sehen ist, die nur aus äußeren Quellen (aus dem Wasser) stammt. Das Helgoländer Schlickgebiet, dessen Ausläufer südlich Helgolands beginnen, ist offenbar zu einem größeren Teil aus Sedimentumlagerung versorgt worden als mit Seston, das sich schon vorher in der Wassersäule befand. Allerdings muß einschränkend erwähnt werden, daß die Simulation mit dem Anfangsfeld der Sedimentfeinfraction begann. Dadurch kann der Sedimentumlagerungsprozeß überschätzt werden.

5.2.3 Sedimentationsrate

Zur Untersuchung der Sedimentationsrate wurden die Daten der für das Kap. 4 durchgeführten Simulationen weiter analysiert. Grundlage bildeten die bis zum Ende des viermonatigen Simulationszeitraumes netto deponierten Massen in der Deutschen Bucht (Abb. 4.13a und 4.14a). Unter der Annahme, daß das Deponat zunächst als reiner Schlick vorliegt, wurden die Raten in mm/Jahr mit der entsprechenden Trockendichte von 0.56 t/m^3 (PULS, pers. Mitt.) berechnet. Diese Raten sind in Abb. 5.12 dargestellt, zum einen aus den netto deponierten Massen im Vergleich zum Anfangsfeld der Verteilung Sedimentfeinfraction (1.1.91), zum anderen aus den Netto-Deponaten im Vergleich zum Zustand Ende Januar, nachdem eine gewisse Einstellung des Anfangsfeldes auf das Modell und das aktuelle Strömungsgeschehen stattgefunden hat.

Das Helgoländer Schlickgebiet zeigt sich, von den Flußmündungen einmal abgesehen, als der Bereich der Deutschen Bucht, in der die höchste Sedimentationsrate berechnet wird. Im Vergleich zum Eingangsfeld der Verteilung der Sedimentfeinfraction $< 20 \mu\text{m}$ liegt der Maximalwert bei knapp 27 mm/Jahr südlich von Helgoland, im Vergleich zur Verteilung Ende Januar liegt er bei knapp 10 mm/Jahr

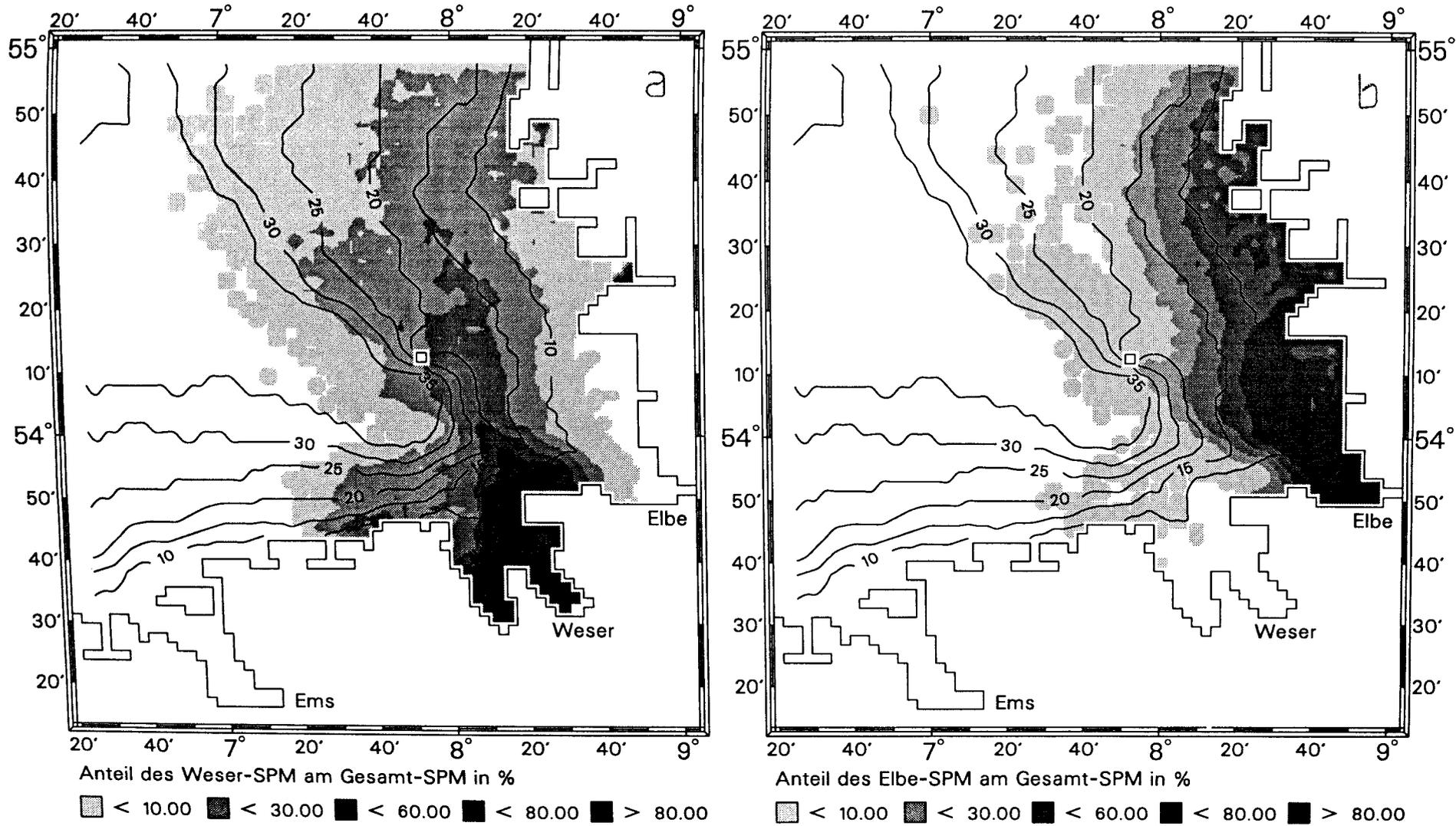


Abbildung 5.8: Prozentuale Anteile von Weser- (a) und Elbe-Schwebstoff (b) am Gesamt-SPM der Abb. 4.9b.

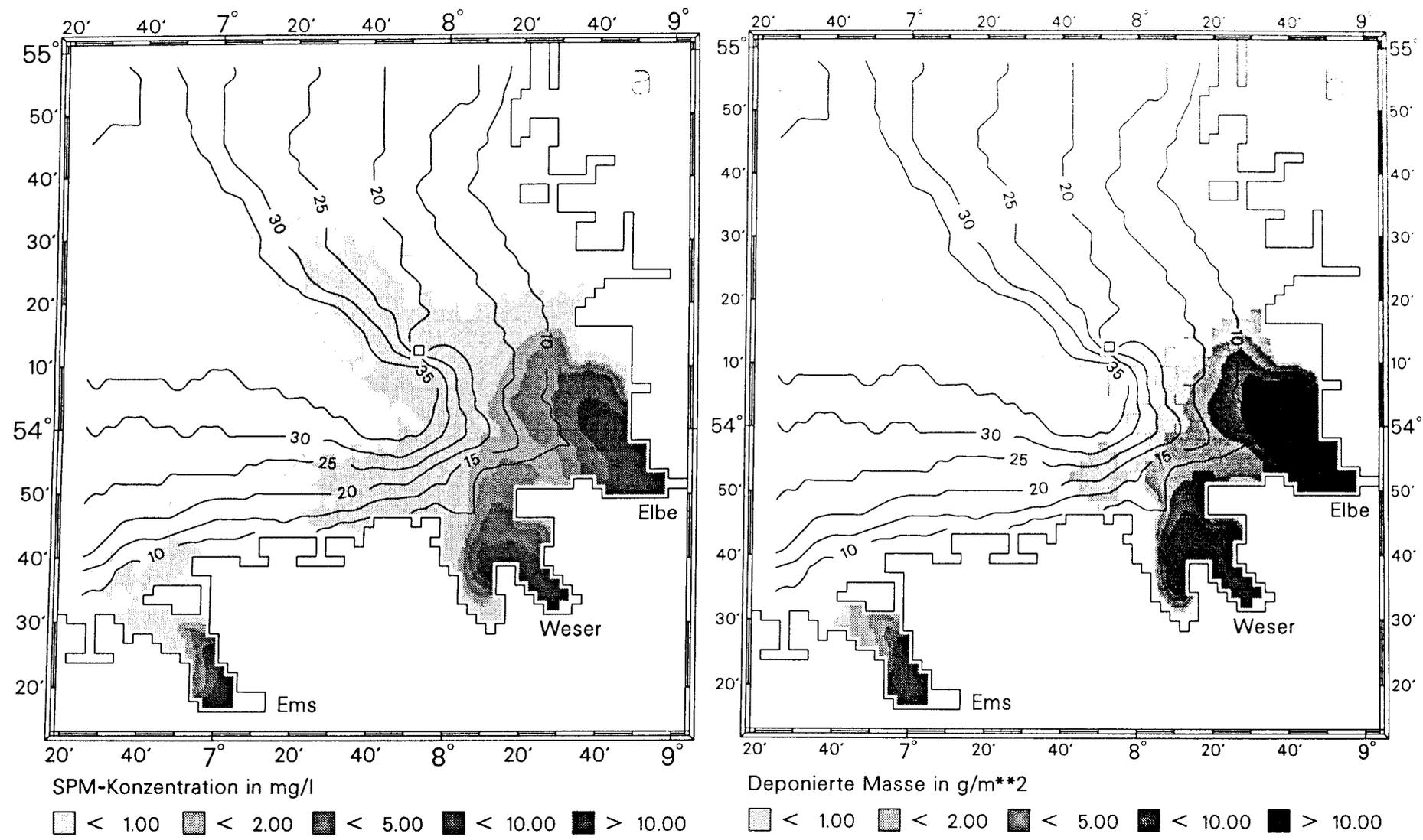


Abbildung 5.9: Ergebnisse nach einer Simulation mit konstantem Flußeintrag (30 mg/l), a: Schwebstoffverteilung, b: Verteilung der deponierten Massen. Erosion wurde nicht zugelassen, Sinkgeschwindigkeiten wie in Kap. 3.

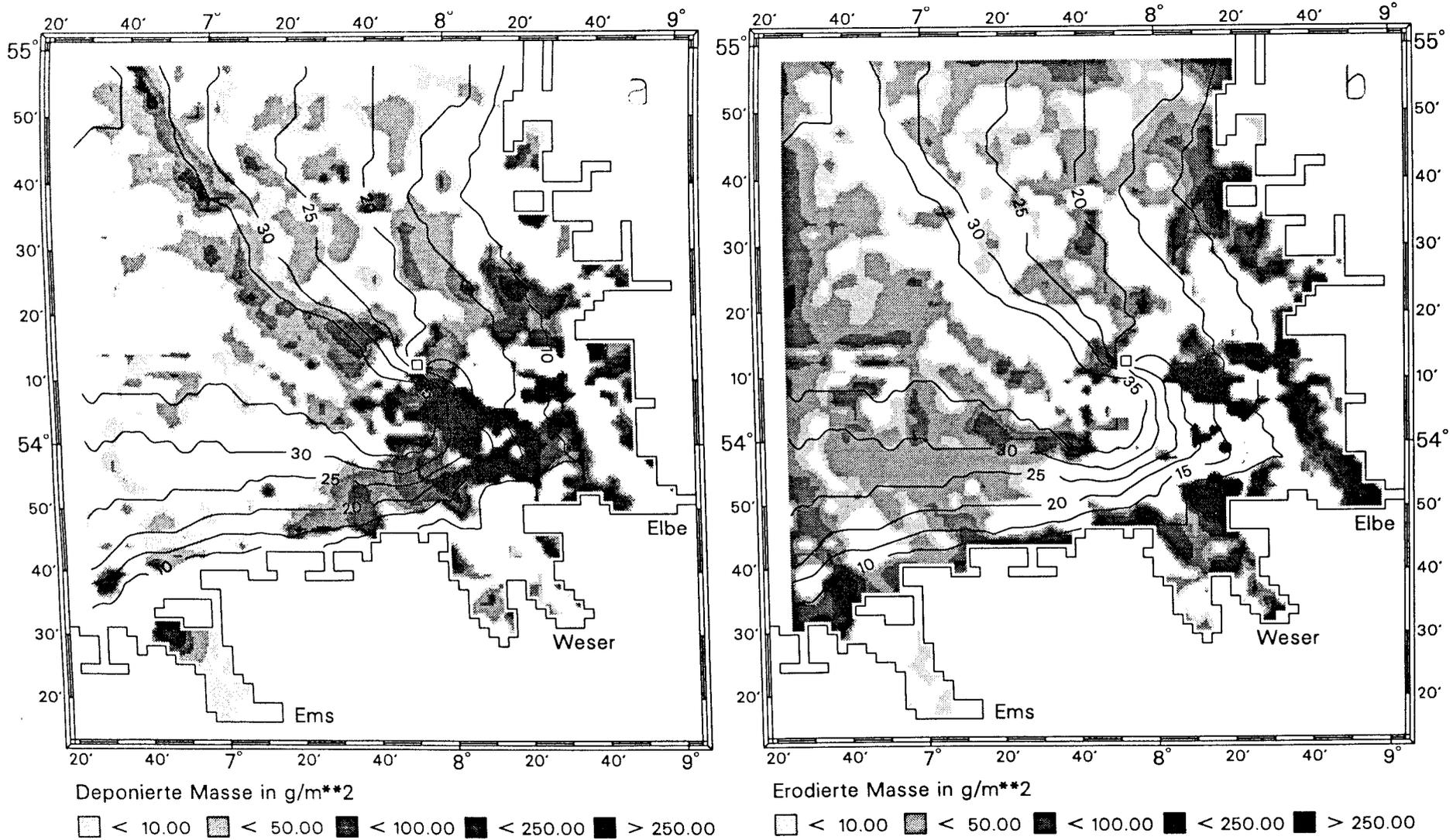


Abbildung 5.10: Depositions- (a) und Erosionsgebiete (b) nach einer Simulation ohne Schwebstoff-Anfangsverteilung und Eintrag, Zeitraum: 12.4. - 29.4.91.

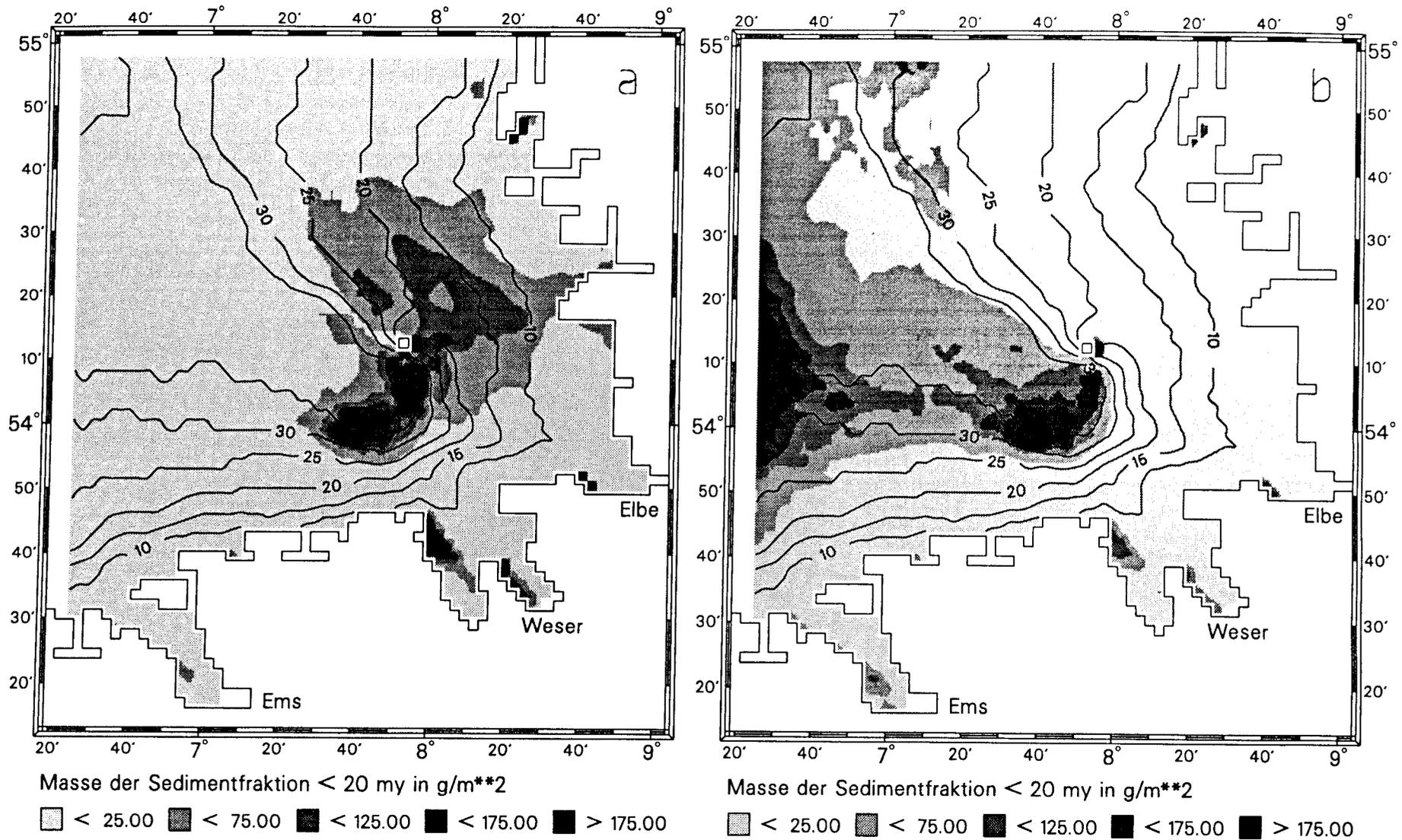


Abbildung 5.11: Verteilung der Sedimentfeinfraktion < 20 μm nach einer Simulation mit konstantem Westwind (s. auch Abb. 5.7), **a**: nur aus erodiertem und wieder sedimentiertem Material bestehend, **b**: nur aus Material bestehend, das direkt aus der Wassersäule sedimentiert ist.

südöstlich von Helgoland. Dies ist die gleiche Größenordnung, die auch in der Literatur bevorzugt genannt wird (siehe oben).

5.2.4 Zusammenfassende Bemerkungen

Zusammenfassend scheint eine Schwebstoffakkumulation im Bereich des Helgoländer Schlickgebietes ein Zusammenspiel folgender Phänomene als Ursache zu haben:

- Im flacheren Bereich südöstlich von Helgoland herrscht vorwiegend eine Strömung mit einer Tendenz in Richtung Schlickgebiet. Damit wird relativ schwebstoffreiches Wasser aus der Küstenregion und aus den Ästuaren tendenziell über das Schlickgebiet hinwegtransportiert. Südlich und südwestlich von Helgoland herrscht im unteren Teil der Wassersäule, der bei einer Tiefe von ca. 20 m beginnt, ebenfalls vorwiegend eine Strömung mit Tendenz zum Schlickgebiet, dieses Mal aber von der seewärtigen Seite. Auch dieses Wasser ist relativ reich an Seston, weil es das Bodenwasser ist.
- Im Bereich über dem Schlickgebiet entstehen wegen des Zusammentreffens unterschiedlicher Wassermassen in der Reststromverteilung häufig horizontale Wirbel, die den Abtransport des suspendierten Materials verhindern.
- Bei fast jeder Windrichtung existieren südlich von Helgoland vertikale Wirbel, deren aufsteigende Seite meist über dem Schlickgebiet liegt. Aufsteigendes Wasser hat immer Schwebstoff-Anreicherung zur Folge, weil die sinkenden Partikel aufgrund der geringen Horizontalgeschwindigkeiten aus solchen Auftriebsgebieten nicht mehr abtransportiert werden.
- Auch wenn der Anteil der aus den Ästuaren kommenden Schwebstoffe im Bereich des Helgoländer Schlickgebietes bei über 50 % liegen kann, wird davon ausgegangen, daß der Beitrag dieser Schwebstoffart zum Sedimentationsgeschehen geringer ist. Simulationen haben gezeigt, daß sich der von den Ästuaren kommende Schwebstoff schon vorher ablagert und nur die leichte Fraktion mit der Strömung bis zum Schlickgebiet vordringt.
- Die Deposition von erodiertem Feinsediment findet ebenfalls im Bereich des Helgoländer Schlickgebietes in hohem Maße statt. Das Material stammt vermutlich aus den Sedimentbereichen des südlichen Endes der Elbe-Rinne, z.T. auch aus den Sedimenten der Weser-/Elbe-Außenästuar, die als Zwischenlager für das Gemisch aus fluvialen und marinen Schwebstoff fungieren können.
- Die im Kap. 4 besprochene Simulation des Zeitraumes Januar bis April 1991 ergibt im Bereich des Helgoländer Schlickgebietes eine Sedimentationsrate, die der in der Literatur genannten Größenordnung entspricht: sie wird mit 5 bis 10 mm/Jahr berechnet.

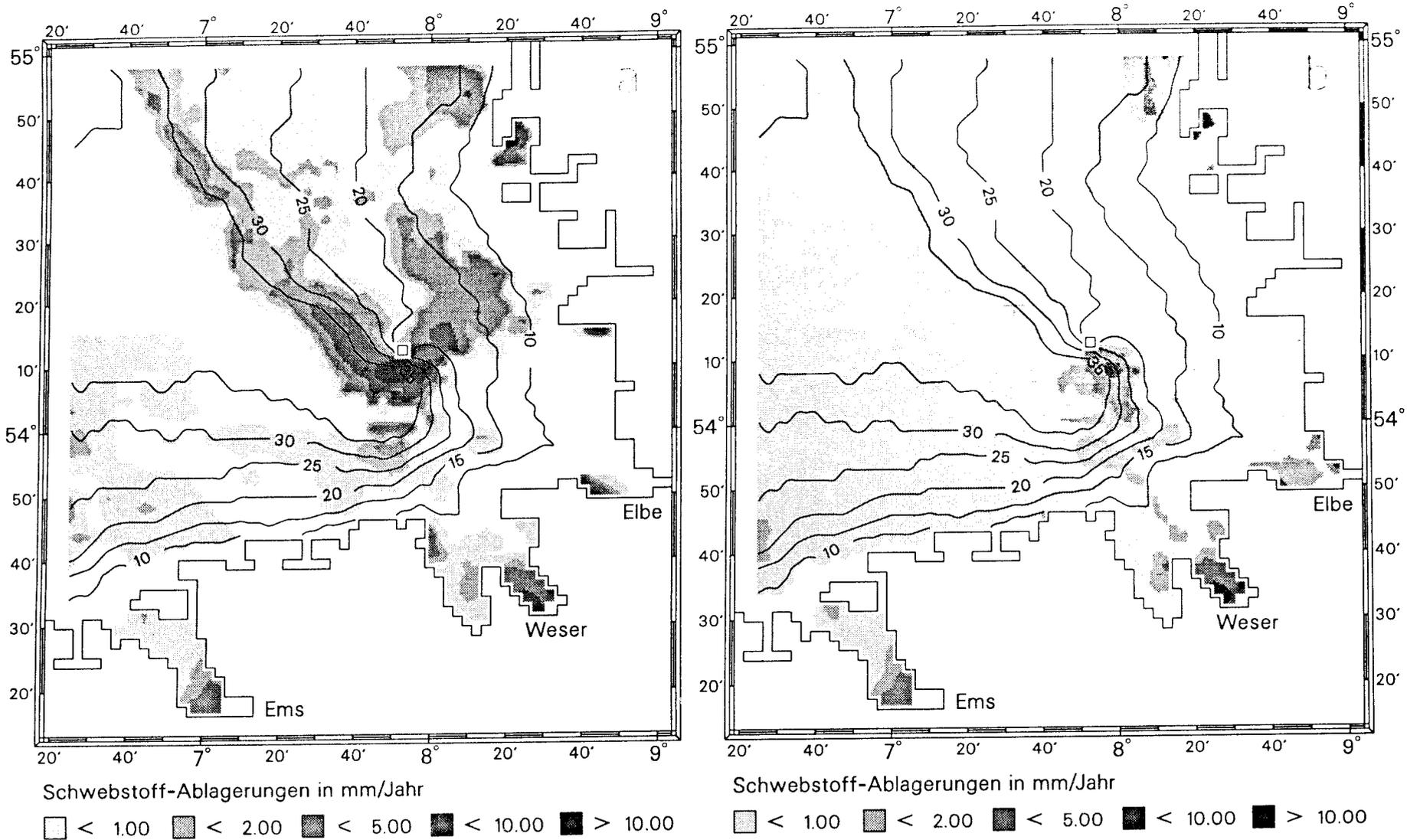


Abbildung 5.12: Sedimentationsraten in mm/Jahr in der Deutschen Bucht, berechnet aus den netto deponierten Massen nach Simulation des Zeitraumes Januar bis April 1991, a: Berechnung aus der Differenz zwischen Anfangs- und Endfeld der Simulation, b: Berechnung aus der Differenz des Feldes Ende Januar und dem Endfeld der Simulation.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurde ein numerisches, dreidimensionales Schwebstoff-Transportmodell vorgestellt und auf das Gebiet der Deutschen Bucht angewandt. Eine Anwendung diente dem Vergleich von Modellergebnissen mit Meßdaten. Dazu wurde der Zeitraum Januar bis April 1991 simuliert, in dem im Rahmen einer großen Meßkampagne (PRISMA-Experiment 1.3 im April 1991) einige Trübungsmesser in der Deutschen Bucht verankert waren. Der Vergleich brachte befriedigende Ergebnisse. Das simulierte Konzentrationsniveau lag an der ca. 40 m tiefen Station um gut 1 mg/l, an der ca. 16 m tiefen Station um gut 4 mg/l unter dem gemessenen. Dieser Unterschied läßt sich auf die nicht berücksichtigte Planktodynamik zurückführen, die zusätzlich etwa 3 mg/l ausmachen kann. Der durch das starke Erosionsereignis am 16.4.91 verursachte Anstieg der SPM-Konzentration erfolgte in den Modellergebnissen ungefähr zur gleichen Zeit wie in den Meßdaten. Allerdings werden die gemessenen Maximalwerte im Modell nicht erreicht. Auf die möglichen Fehlerquellen für diese Diskrepanzen wurde im Text eingegangen. Der nach dem Erosionsereignis einsetzende Abfall der SPM-Konzentration war in Meß- und Modelldaten sehr ähnlich.

Anhand der simulierten, zeitlichen Entwicklung der *mud blanket* und des Feinfraktionsgehaltes im Sediment konnte die Auswirkung des Erosionsereignisses auf den Boden dargestellt werden. Horizontalverteilungen der Sedimentfeinfraktion wiesen vor allem das Helgoländer Schlickgebiet und den nördlichen Teil des Elbe-Urstromtals als Bereiche aus, in denen Netto-Deposition stattfindet.

Eine Bilanz für die viermonatige Simulation des Schwebstofftransports stellte die Schwebstoffmassen einander gegenüber, die in die Deutsche Bucht hinein- und aus ihr heraus transportiert sowie deponiert und erodiert wurden. Eine Hochrechnung der Input- und Outputmassen für Februar bis April 1991 auf ein Jahr führt zu ähnlichen Zahlen, wie sie in der Literatur genannt werden: jeweils ca. 17 Mt, wobei der Eintrag um ca. 5 % höher ist als der Austrag und durch Deposition ausgeglichen wird.

Die Untersuchung des Strömungsgeschehens in der Deutschen Bucht und ergän-

zende Simulationen, in denen ausgewählte Prozesse unterdrückt wurden, konnten die Existenz des Helgoländer Schlickgebietes begründen. Aufgrund der Strömungen, die in diesem Bereich der Deutschen Bucht überwiegend herrschen, wird in oberen Wasserschichten aus östlichen, in unteren Wasserschichten aus westlichen Richtungen relativ schwebstoffreiches Wasser zum Schlickgebiet transportiert. Über dem Schlickgebiet entsteht im Reststrombild oft ein horizontaler Wirbel, der einen Transport aus dem Gebiet heraus verlangsamt oder gar verhindert, so daß der Schwebstoff Zeit hat, zum Boden zu sinken. Ebenso treten oft vertikale Wirbel auf, deren aufsteigende Seite zum Schlickgebiet zeigt. Auch aus dieser Aufstiegszone, die immer mit sehr geringen Horizontalgeschwindigkeiten verbunden ist, wird der sinkende Schwebstoff kaum mehr abtransportiert. Diese drei Phänomene führen im Bereich des Helgoländer Schlickgebietes zu Schwebstoffanreicherungen im Wasser und zu relativ hohen Sedimentationsraten.

Simulationen zufolge stammt das im Helgoländer Schlickgebiet deponierte Material eher aus anderen Sedimenten als direkt aus dem Wasser der Weser- und Elbe-Ästuarie oder den Wattbereichen. Der Anteil der aus Weser und Elbe kommenden Schwebstoffe, die übrigens vorwiegend marinen Ursprungs sind, kann zwar über dem Schlickgebiet bei über 50 % liegen, doch handelt es sich dabei nur noch um die sehr leichte Fraktion, die kaum zur Sedimentationsrate beiträgt. Das schwerere, schneller sinkende Seston lagert sich in den zwischendurch immer auftretenden, ruhigen Wetterphasen schon vor Erreichen des Schlickgebietes ab. Dies geschieht u.a. auf den Sedimenten der Weser-/Elbe-Außenästuarie und des südlichen Endes des Elbe-Urstromtals, die als Zwischenlager für den küstennahen Schwebstoff dienen und bei Erosionsereignissen das Material für das Helgoländer Schlickgebiet liefern.

Die Sedimentationsrate, die sich im Helgoländer Schlickgebiet aus den im Simulationszeitraum Januar bis April 1991 deponierten Massen ergibt, liegt in der gleichen Größenordnung, auf die auch aus Untersuchungen von Sedimentkernen geschlossen wird: sie wird mit 5 bis 10 mm/Jahr berechnet.

Insgesamt sind die Simulationsergebnisse des in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Schwebstoff-Transportmodells sehr ermutigend. Es hat sich gezeigt, daß die Anwendung des Modells zur Klärung bestimmter Phänomene beitragen kann. So wäre beispielsweise die Untersuchung der *line of no return* interessant, die allerdings eine genauere räumliche Auflösung des Geschwindigkeitsfeldes voraussetzt. Die Simulation der Ausbreitungsvorgänge organischer und anorganischer, gelöster und partikulär gebundener Schadstoffe sowie die Erstellung von Bilanzen sollte gerade im Hinblick auf die Ökosystemforschung nicht vernachlässigt werden. Weitere Anwendungen des Modells, auch auf andere Meeresgebiete, sind daher wünschenswert. Selbstverständlich bedarf es trotzdem weiterer Verbesserungen in der numerisch-mathematischen Beschreibung der beteiligten Prozesse und der Modellierung noch nicht berücksichtigter Aspekte der Schwebstoffdynamik wie z.B. Flockenbildung und -zerfall oder Planktonentwicklung. Interdisziplinär durchgeführte Meßkampagnen müssen dafür die Grundlagen liefern.

Liste der verwendeten Symbole

A_h, A_v	turbulente Austauschkoefizienten für Masse, hor. und vert.
C, \bar{C}, C_{bot}	SPM-Konzentration, vertikal gemittelt, bodennah
$c_{20\mu m}$	Konzentration der Feinfraktion ($< 20 \mu m$) im Sediment
$\Delta t, \Delta x$	Zeitschritt, Ortsschritt
$\varepsilon_{x,y,z}$	turbulente Diffusionskoefizienten in x -, y -, z -Richtung
f_w	Wellen-Reibungskoeffizient
g	Schwerebeschleunigung
h	Wassertiefe
H_s, ω, k	signifikante Wellenhöhe, Kreisfrequenz, Wellenzahl
h_{ero}	Erosionstiefe
k_s	durch die Geometrie von Sand verursachte Boden-Rauhigkeit
κ	KÀRMÀN-Konstante
$M_{...}, q_{...}$	Masse, Massenfluß
ν	molekularer Austauschkoefizient für Masse
ρ	Dichte
τ_b	Boden-Schubspannung
\underline{x}	Ortsvektor
x, y, z	Ortskoordinaten pos. in Ost-, Nordrichtung, z pos. nach oben
\underline{v}, u, v, w	Geschwindigkeitsvektor und -komponenten in x, y, z -Richtung
u', v', w'	turbulente Geschwindigkeitskomponenten
\underline{V}'	max. turbulenter Geschwindigkeitsvektor
u_b	Wassergeschwindigkeit am Boden
v^*	Boden-Schubspannungsgeschwindigkeit
v_w^*, v_s^*	v^* durch Wellen, v^* durch Strömung
$v_{cr,d}^*, v_{cr,e}^*$	kritische v^* -Werte für Sedimentation bzw. Erosion
w_s, w_{bio}	Sinkgeschwindigkeit, der Filtrationsrate entspr. Geschwindigkeit

Literaturverzeichnis

- ARGE ELBE (1992) [Arbeitsgemeinschaft für die Reinhaltung der Elbe der Länder Hamburg-Niedersachsen-Schleswig-Holstein]: Salzgehalts- und Trübstoffverhältnisse in dem oberen Brackwassergebiet der Elbe. Hamburg.
- ARIATHURAI, R. & A.J. MEHTA (1983): Fine Sediments in Waterway and Harbor Shoaling Problems. Proc. Intern. Conf. Coastal and Port Engineering in Developing Countries, Colombo, Sri Lanka, 1094–1108.
- BEACH, R.A. & R.W. STERNBERG (1992): Suspended sediment transport in the surf zone: Response to incident wave and longshore current interaction. *Marine Geology*, **108**, 275–294.
- VON BEUSEKOM, J.E.E. (1988): Distribution of dissolved aluminium in the North Sea: Influence of suspended matter. *Mitt. aus dem Geol.-Paläont. Inst. der Univ. Hamburg*, **65**, 117–136.
- BOON, J.P. & J.C. DUINKER (1986): Monitoring of cyclic organochlorines in the marine environment. In: Environmental Monitoring and Assessment, D. Reidel Publ. Comp., 189–208.
- CHRISTIANSEN, J.P. (1973): Numerical Simulation of Hydrodynamics by the Method of Point Vortices. *J. Comp. Physics.*, **13**, 363–379.
- CUSHING, C.E., G.W. MINSHALL & J.D. NEWBOLD (1993): Transport dynamics of fine particulate organic matter in two Idaho streams. *Limnol. Oceanogr.*, **38**, 6, 1101–1115.
- VAN DAM, G.C. & M.J.J.M. GEURTZ (1994): Model Particles as Representatives of Particles in Nature. *Neth. J. Aquatic Ecology*, **28**, 3–4, 317–328.
- DAVEY, J.T. (1994): The architecture of the borrow of *Nereis diversicolor* and its quantification in relation to sediment-water exchange. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, **179**, 115–129.
- DEUTSCHES GEWÄSSERKUNDLICHES JAHRBUCH (1984): Weser- und Emsgebiet. Niedersächsisches Landesamt für Wasserwirtschaft, Hildesheim.

- DICKE, M (1986): Vertikale Austauschkoefizienten und Porenwasserfluß an der Sediment/Wasser-Grenzfläche. *Berichte IfM Kiel*, Nr. 155.
- DIMOU, K.N. & E.E. ADAMS (1993): A Random-Walk, Particle Tracking Model for Well-mixed Estuaries and Coastal Waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **37**, 99–110.
- DIPPNER, J.W. (1994): Dynamic versus geometric flushing rates. *Cont. Shelf Res.*, **14**, 2/3, 313–319.
- DOMINIK, J., U. FÖRSTNER, A. MANGINI & H.-E. REINECK (1978): ^{210}Pb and ^{137}Cs Chronology of Heavy Metal Pollution in a Sediment Core from the German Bight (North Sea). *Senckenbergiana marit.*, **10**, 4/6, 213–227.
- DRAKE, D.E. & D.A. CACCHIONE (1989): Estimation of the suspended sediment reference concentration (C_a) and resuspension coefficient (γ_0) from near-bottom observations on the California shelf. *Cont. Shelf Res.*, **9**, 1, 51–64.
- DUWE, K.C. (1989): Modellierung der Brackwasserdynamik eines Tideästuars am Beispiel der Unterelbe. Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg. GKSS 89/E/48
- DYER, K.R. (1986): Coastal and Estuarine Sediment Dynamics. Jon Wiley & Sons.
- EINSTEIN, A. (1905): Über die von der molekularkinetischen Theorie der Wärme geforderten Bewegung von in ruhenden Flüssigkeiten suspendierten Teilchen. *Annalen der Physik*, **IV**, 549–560.
- EISMA D. (1987): Processes of Nearshore Accumulation of Suspended Matter. *Mitt. aus dem Geol.-Paläont. Inst. der Univ. Hamburg*, **64**, 4, 57–69.
- EISMA D. (1990): Transport and Deposition of Suspended Matter in the North Sea and the Relation to Coastal Siltation, Pollution and Bottom Fauna Distribution. *Reviews in Aquatic Sciences*, **3**, 2 & 3, 181–216.
- EISMA D., S. CHEN & A. LI (1994): Tidal variations in suspended matter floc size in the Elbe river and Dollard estuaries. *Neth. J. of Aquatic Ecology*, **28**, 3–4, 267–274.
- EISMA D. & G. IRION (1988): Suspended Matter and Sediment Transport. In: SALOMONS, W., B.L. BAYNE, E.K. DUURSMA & U. FÖRSTNER (Hrg.): Pollution of the North Sea – An assessment. Springer-Verlag, Berlin.
- EISMA D. & J. KALF (1987): Distribution, organic content and particle size of suspended matter in the North Sea. *Neth. Jour. of Sea Res.*, **21**, 4, 265–285.

- FIGGE (1981): Karte der Sedimentverteilung in der Deutschen Bucht, 1:250 000. Deutsches Hydrographisches Institut (Ed.), Hamburg.
- GHONIEM, A.F. & F.S. SHERMAN (1985): Grid-free Simulation of Diffusion Using Random Walk Methods. *J. Comp. Physics.*, **61**, 1–37.
- GRANT, W.D. & O.S. MADSEN (1979): Combined wave and current interaction with a rough bottom. *J. Geoph. Res.*, **84**, 1797–1808.
- HAYTER, E.J. & A.J. METHA (1986): Modelling cohesive sediment transport in estuarial waters. *Appl. Math. Modelling*, **10**, 294–303.
- IRION, G. (1993): Schwermetalle in Nordseesedimenten. *Senckenbergiana marit.*, **23**, 4/6, 99–107.
- IRION, G. & O. SCHWEDHELM (1983): Heavy metals in surface sediments of the German Bight and adjoining areas. Proc. Intern. Conf. „Heavy Metals in the Environment“, Heidelberg, publ. by CEP Consultants Ltd., Edinburgh, U.K.
- IRION, G., F. WUNDERLICH & E. SCHWEDHELM (1987): Transport of clay minerals and anthropogenic compounds into the German Bight and the provenance of fine-grained sediments SE of Helgoland. *J. Geol. Soc.*, **144**, 153–160.
- ITO, K. & T. SUGIMOTO (1988): Transport of suspended sediment and formation of turbidity maximum in a highly stratified estuary. *Bull. Jap. Soc. Fish. Oceanogr.*, **52**, 2, 111–119.
- JAGO, C.F., A.J. BALE, M.O. GREEN, M.J. HOWARTH, S.E. JONES, I.N. MCCAVE, G.E. MILLWARD, A.W. MORRIS, A.A. ROWDEN & J.J. WILLIAMS (1993): Resuspension processes and seston dynamics, southern North Sea. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **343**, 475–491.
- KATOPODI, I. & J.S. RIBBERINK (1992): Quasi-3D modelling of suspended sediment transport by currents and waves. *Coastal Engineering*, **18**, 1-2, 83–110.
- KEMPE, S., G. LIEBEZEIT, V. DETLEFSEN & U. HARMS (eds.) (1988): Biochemistry and Distribution of Suspended Matter in the North Sea and Implications to Fisheries Biology. *Mitt. aus dem Geol.-Paläont. Inst. der Univ. Hamburg*, **65**.
- KERSTEN, M. & V. KLATT (1988): Trace metal inventory and geochemistry of the North Sea. *Mitt. aus dem Geol.-Paläont. Inst. der Univ. Hamburg*, **65**, 289–311.

- KÖNIG, P., A. FROHSE & H. KLEIN (1994): Measurements of Suspended Matter Dynamics in the German Bight. In: SÜNDERMANN, J. (ed.): Circulation and Contaminant Fluxes in the North Sea. Springer-Verlag Berlin, 250–270.
- DEKOK, J.M. (1992): A three-dimensional finite model for computation of near- and far-field transport of suspended matter near a river mouth. *Cont. Shelf Res.*, **12**, 5/6, 625–642.
- KOUTITAS, C. & B. O'CONNOR (1980): Numerical modelling of suspended sediments. *Advances in Water Resources*, **3**, 51–57.
- KOROTENKO, K.A. & S.N. LELYAVIN (1990): Calculating the Transport of an Additive in the Sea by the Random Particle Method. *Oceanology*, **30**, 5, 539–543.
- KRONE, R.B. (1962): Flume Studies of the Transport of Sediment in Estuarial Shoaling Processes. Final Report. Hydrolic Engineering Laboratory, University of California, Berkley.
- KUMAGAI, M. (1988): Predictive model for resuspension and deposition of bottom sediment in a lake. *Jap. J. Limnol.*, **49**, 3, 185–200.
- LEE, H. & R.C. SWARTZ (1980): Biological processes affecting the distribution of pollutants in marine sediments. Part II: Biodeposition and Bioturbation. In: R.A. BAKER (Ed.), *Contaminants and Sediments*, **2**, Ann Arbor Science, Michigan, 555–605.
- VAN LEUSSEN, W. (1994): Estuarine Macroflocs and their Role in Fine-grained Sediment Transport. National Institute for Coastal and Marine Management (RIKZ), Den Haag.
- LOHSE, J. (1988): Distribution of organochlorine pollutants in North Sea sediments. *Mitt. aus dem Geol.-Paläont. Inst. der Univ. Hamburg*, **65**, 345–365.
- MADSEN, O.S. (1976): Wave Climate of the Continental Margin: Elements of its Mathematical Description. In: STANLEY, J.D. & D.J.P. SWIFT (eds.): *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. 65–90.
- MAIER-REIMER, E. (1980): On the Formation of Salt Water Wedges in Estuaries. *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, **1**, 91–101.
- MAIER-REIMER, E. & J. SÜNDERMANN (1982): On Tracer Methods in Computational Hydrodynamics. *Engineering Application of Computational Hydraulics*, **1**, Pitman Advanced Publ. Program, Boston.

- MARKOFISKY M., G. LANG & R. SCHUBERT (1984): Suspended Sediment Transport in Rivers and Estuaries. Vortrag im Rahmen des Symposiums „Physics of Shallow Estuaries“ Univ. Miami, Aug. 1984.
- MAYER, B. (1991): Schwebstoffe in der Nordsee: Untersuchungen transportrelevanter Prozesse in der Wassersäule und im Sediment mit einem numerischen Vertikalmodell. Diplomarbeit. Inst. f. Meereskunde der Univ. Hamburg.
- MCCAVE, I.N. (1970): Deposition of Fine-Grained Suspended Sediment from Tidal Currents. *J. Geoph. Res.*, **75**, No. 21, 4151–4159.
- MCCAVE, I.N. (1971): Wave Effectiveness at the Sea Bed and its Relationship to Bed-forms and Deposition of Mud. *J. Sed. Petr.*, **41**, No. 1, 89–96.
- O'CONNOR, B.A. & J. NICHOLSON (1988): A Three-dimensional Model of Suspended Particulate Sediment Transport. *Coastal Engineering*, **12**, 157–174.
- OFFICER, C.B. & D.R. LYNCH (1989): Bioturbation, Sedimentation and Sediment-Water Exchanges. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **28**, 1–12.
- PARTHENIADES, E. (1965): Erosion and Deposition of Cohesive Soils. *J. Hydr. Dev.*, *ASCE*, **91**, HY1, Paper 4204, 105–139.
- PAVIA, E.G. & B.C. CUSHMAN-ROISIN (1988): Modeling of Oceanic Fronts Using a Particle Method. *J. Geoph. Res.*, **93**, No. C4, 3554–3562.
- PEGLER, K. & S. KEMPE (1988): The carbonate system of the North Sea: Determination of alkalinity and TCO_2 and calculation of PCO_2 and SI_{cal} (Spring 1986). *Mitt. aus dem Geol.-Paläont. Inst. der Univ. Hamburg*, **65**, 35–87.
- POHLMANN, T. & W. PULS (1994): Currents and Transport in Water. In: J. SÜNDERMANN (Ed.), *Circulation and Contaminant Fluxes in the North Sea*. Springer-Verlag Science, Michigan, 555–605.
- POSTMA, H. (1984): Introduction to the Symposium on Organic Matter in the Wadden Sea. *Netherlands Inst. for Sea Res. – Publ. Series*, 10/1984, 15–22.
- PRISMA (1994): Abschlußbericht des BMFT-Projektes 03F0558A1, „Prozesse im Schadstoffkreislauf Meer-Atmosphäre: Ökosystem Deutsche Bucht“.
- PRISMA (1991): 2. Zwischenbericht des BMFT-Projektes MFU 0620/6, „Prozesse im Schadstoffkreislauf Meer-Atmosphäre: Ökosystem Deutsche Bucht“.
- PULS, W. (1987): Simulation of suspended sediment dispersion in the North Sea. *ICES-Report CM 1987/c:37*.

- PULS, W. & B. MAYER (1995): Budget of suspended particulate matter in the German Bight. Wird eingereicht bei *Marine Ecology Progress Series*.
- PULS, W. & J. SÜNDERMANN (1990): Simulation of Suspended Sediment Dispersion in the North Sea. *Coastal and Estuarine Studies*, **38**, 356–372.
- VAN RIJN, L.C. (1984): Sediment Transport, Part II: Suspended Load Transport. *J. Hydraulic Engineering*, **110**, 11, 1613–1641.
- RACHOR, E. (1980): The inner German Bight – an ecological sensitive area as indicated by the bottom fauna. *Helgoländer Meeresunters.*, **33**, 522–530.
- RACHOR, E. & S. BARTEL (1981): Occurrence and Ecological Significance of the Spoon-Worm *Echiurus echiurus* in the German Bight. *Veröff. Inst. Meeresforsch. Bremerh.*, **19**, 71–88.
- RAUDKIVI, A.J. & D.L. HUTCHISON (1974): Erosion of Kaolite Clay by Flowing Water. Proceedings, Royal Soc., London, U.K., Series A, **337**, 537–544.
- REINECK, H.-E., W.F. GUTMANN & G. HERTWECK (1967): Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. *Senckenbergiana lethaea*, **48**, 3/4, 219–275.
- RHOADS, D.C. & L.F. BOYER (1982): The Effects of Marine Benthos on Physical Properties of Sediments. In: MCCALL, P.L. & M.J.S. TEVESZ (eds.), *Animal-Sediment Relations*, Plenum Press, New York, 3–53.
- ROSENTHAL, W. (1986): Wind waves and swell. In: SÜNDERMANN, HOLZ (eds), *Mathematical Modelling of Estuarine Physics*, 14–26, Springer Berlin.
- ROUSE, H. (1938): Modern Conceptions of the Mechanics of Turbulence. *Trans. Am. Soc. Civil Engrs.*, **102**.
- SCARLATOS, P.D. (1981): A numerical model for cohesive sediment transport. *J. Hydraulic Res.*, **19**, 1, 61–68.
- SCHWENK, T. (1962): *Das sensible Chaos*. Verlag Freies Geistesleben, Stuttgart.
- SCHRUM, C. (1994): Numerische Simulation thermodynamischer Prozesse in der Deutschen Bucht. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg*, Reihe B, **15**, 1–175.
- SHORE PROTECTION MANUAL (1984), U.S. Army Coastal Engineering Research Center.

- SPAULDING, M.L. & D. PAVISH (1984): A three-dimensional numerical model of particulate transport for coastal waters. *Cont. Shelf Res.*, **3**, 1, 55–67.
- STEPHAN, H.J. (1978): Verfahren zur Voraussage der kennzeichnenden Größen des Seeganges. *Mitt. des Leichtweiss-Inst. für Wasserbau der Techn. Univ. Braunschweig*, 63/1978, 222–244.
- VAN STRAATEN, L.M.J.U. & PH.H. KUENEN (1957): Accumulation of Fine Grained Sediments in the Dutch Wadden Sea. *Geologie en Munsbouw (Nw. Ser.)*, 19, 329–354.
- TEISSON, C. (1991): Cohesive suspended sediment transport: feasibility and limitations of numerical modeling. *J. Hydraulic Res.*, **29**, 6, 755–769.
- THORN, M.F.C. (1981): Physical Processes of Siltation in Tidal Channels. Proc. Conference on Hydrolic Modelling Applied to Maritime Engineering Problems. Inst. Civ. Eng., London, England, 47–55.
- TOU, S.K.W. & C.Y. LIU (1992): Lagrangian transport of suspended pollutants in Johor Strait by a finite element Eulerian model. *J. Environ. Sci. Health, Part A: Environ. Sci. Eng.*, **A27**, 6, 1371–1388.
- TUVAS (1993): Abschlußbericht des BMFT-Projektes 03F0559A, „Transport, Umsatz und Variabilität von Schad- und Nährstoffen in der Deutschen Bucht (1990 – 1992)“.
- WEI, S., L. ZHENG & Z. YANG (1990): A numerical simulation of the turbidity maxima in estuaries. *Transl. Oceanol. Limnol.*, 4, 14–22.
- YALIN, M.S. (1972): Mechanical Properties of the Flow. In: *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press, Frankfurt, 20–52.
- ZHANG, C. & H. SHEN (1988): Mixing of salt- and fresh-water in the Changjiang Estuary and its effects on suspended matter. *J. East China Norm. Univ. Nat. Sci. Ed.*, 4, 83–88.
- ZÖLLMER, V. & G. IRION (1993): Clay mineral and heavy metal distributions in the northeastern North Sea. *Marine Geology*, **111**, 223–230.

Danksagung

Ich danke Herrn Dr. Walter Puls für die hervorragende Betreuung und die stets vorhandene Diskussionsbereitschaft. Für die engagierte Unterstützung möchte ich auch Herrn Prof. J. Sündermann danken. Frau Dr. Corinna Schrum danke ich für die Erstellung der Geschwindigkeitsdaten mit dem Strömungsmodell der Deutschen Bucht, ohne die die Simulationen kaum möglich gewesen wären. Herrn Dr. Albrecht möchte ich für die Daten des Feinfraktionsgehaltes im Sediment der Deutschen Bucht danken.

Meinen KollegInnen Heike Langenberg, Kajo Mirbach, Susanne Rolinski und Jan Ross danke ich ebenfalls für die Diskussionsbereitschaft und für die Durchsicht des Manuskripts zur vorliegenden Arbeit.

Hiermit versichere ich, diese Arbeit selbständig verfaßt und außer den angegebenen Hilfsmitteln keine weiteren in Anspruch genommen zu haben.

Alle Rechnungen und Graphiken wurden auf den Rechenanlagen des GKSS Forschungszentrums Geesthacht durchgeführt bzw. erstellt.

Hamburg, im April 1995

gez. Bernhard Mayer

Für die Zukunftssicherung des Wirtschaftsstandortes Deutschland ist Forschung und Entwicklung von grundlegender Bedeutung. Neben anderen Forschungsorganisationen leisten sechzehn nationale Einrichtungen der Hermann von Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren (HGF) hierfür einen wichtigen Beitrag. Zu ihnen zählt mit ca. 800 Mitarbeitern und einem Budget von 120 Mio. DM das GKSS-Forschungszentrum. Aufgabe dieser Zentren, die vom Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (90 %) und den Ländern (10 %) getragen werden, ist es, für unsere Volkswirtschaft strategische Zukunftsfelder zu eröffnen und zu gestalten. In wissenschaftlicher Autonomie werden von ihnen langfristige Forschungsziele des Staates verfolgt.

Durch Forschung und Entwicklung Grundlagen für Technologien von morgen zu schaffen, ist Ziel der GKSS. Dabei bilden Forschung, Entwicklung und Anwendung eine Einheit. Die Vernetzung mit Wissenschaft, Industrie und öffentlichen Anwendern sowie eine internationale Zusammenarbeit in den Forschungsschwerpunkten und den Projektfeldern, verbunden mit einer industriellen Umsetzung und Nutzung der Ergebnisse, markieren das GKSS-Forschungsprogramm auf den Gebieten:

- **Materialforschung,**
- **Trenn- und Umwelttechnik,**
- **Umweltforschung.**

Research and development is of fundamental significance to the future of Germany's advanced, industrialized economy and is in the responsibility of 16 German National Research Centres, organized in the Hermann von Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren (including GKSS with its 800 employees and an annual budget of 120 million DM) and numerous other research organisations. The National Research Centres, which are funded jointly by the Federal Ministry for Education, Science, Research and Technology (90 %) and the Federal States (10 %), have the task of opening up and shaping new strategic technological fields of benefit to the economy.

The GKSS research and development mission is to establish the basis for tomorrow's key technologies. This involves the fusion of research, development and industrial utilization. The GKSS research program is therefore characterized by close ties between science and industry, in particular in the northern German region, and international cooperation within the framework of the main research activities and project areas, thus ensuring industrial applications and utilization.

The main research activities are:

- **material research,**
- **separation- and environmental technology,**
- **environmental research.**

