

Meereswissenschaftliche Berichte
MARINE SCIENCE REPORTS

No. 33

Transport- und Vermischungsprozesse
in der Pommerschen Bucht

von

Volker Mohrholz

Institut für Ostseeforschung
Warnemünde
1998

Die vorliegende Arbeit ist eine inhaltlich ungekürzte Fassung einer Dissertation, die im Institut für Ostseeforschung Warnemünde angefertigt und im Juli 1998 von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock angenommen wurde.

Das dieser Arbeit zugrundeliegende Vorhaben wurde aus Mitteln des Bundesministeriums für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie unter dem Förderkennzeichen 03F0105B im Forschungsverbund Mecklenburg-Vorpommersche Küste gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt beim Autor.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	3
Summary	4
1 Einleitung	5
2 Das Untersuchungsgebiet	7
2.1 Die Ostsee	7
2.2 Das Oderästuar	9
3 Physikalische Grundlagen	13
3.1 Hydrodynamische Grundgleichungen	13
3.2 Geostrophische Balance	14
3.3 Ekmantransport	15
3.4 Küstenstrahlstrom	16
3.5 Kelvinwellen	17
3.6 Topographische Rossbywellen	19
3.7 Mischungsprozesse in der Deckschicht	21
4 Transportprozesse	23
4.1 Windverhältnisse in der Pommerschen Bucht	23
4.2 Dynamische Abschattung	28
4.3 Experimentelle Arbeiten	35
4.4 Windgetriebene Strömung	37
4.4.1 Korrelation von Wind und Strömung	37
4.4.2 Westwindsituation	38
4.4.3 Strömungsverhältnisse bei Ostwind	47
4.4.4 Einstrom salzreichen Tiefenwassers	50
4.4.5 Beenden der Blockadesituation bei einsetzendem Südwind	52
4.5 Dichtegetriebene Strömung	52
4.5.1 Stabilisierung des Transportbandes bei Westwind	54
4.5.2 Rotation von Flußwasserblasen	55
4.6 Vermischungsprozesse	56

	Seite
5	Verteilungsmuster von Inhaltsstoffen 60
5.1	Süßwassereintrag in die Pommersche Bucht 60
5.1.1	Barotroper Antrieb des Wasseraustausches 62
5.1.2	Barotropes Boxmodell 67
5.1.3	Massen- und Salztransport 70
5.2	Variationen im Eintrag der Inhaltsstoffe 77
5.3	Verteilung anorganischer Nährsalze 82
5.4	Verteilungsmuster und Transporte von Chlorophyll-a 88
6.	Zusammenfassung 95
	Danksagung 99
	Literaturverzeichnis 100

Zusammenfassung

Die grundlegenden dynamischen Prozesse in der Pommerschen Bucht können als lineare Reaktion auf die lokale Windanregung und den Flußwassereintrag beschrieben werden.

West- und Ostwindlagen sind die dominierenden Windsituationen in der Pommerschen Bucht. Die intensivsten zeitlichen Fluktuationen des Windfeldes liegen auf der Zeitskala durchziehender Tiefdruckgebiete (2-4 Tage). Das Windfeld ist räumlich weitgehend homogen. Die statistische Zeitreihenanalyse zeigt innerhalb der Bucht eine enge Korrelation der Strömungen mit dem Windfeld. Für die West- und Ostwindlage existieren in der Pommerschen Bucht charakteristische Strömungsmuster.

Unter westlichen Windbedingungen entwickelt sich entlang der polnischen Küste ein Küstenstrahlstrom, in dem aus der Swine ausgeströmtes Haffwasser nach Osten bis in die Bucht von Gdansk transportiert werden kann. Der küstensenkrechte Dichtegradient treibt eine geostrophisch balancierte barokline Strömungskomponente, die den Küstenstrahlstrom stabilisiert und verstärkt. Die differenzielle Advektion führt an der polnischen Küste zur Bildung instabiler Schichtungen. Durch vertikale Vermischung von Haff- und Buchtwasser steigt der Salzgehalt im Küstenstrahlstrom langsam an.

Bei östlichen Windlagen bildet sich ein zur Westwindsituation inverses Stromregime heraus. Aus der Swine ausgeströmtes Haffwasser wird entlang der Küste Usedom in nordwestlicher Richtung transportiert. Dabei bilden sich blasenartigen Mischwasserkörper. An der Greifwalder Oie wird der direkte Transport in die Arkonasee durch die Bodentopographie und den baroklinen Druckgradienten zur Arkonasee zunächst blockiert. Die geostrophische Anpassung der Dichtegradienten führt zur Entwicklung antizyklonaler Strömungsmuster um die Mischwasserkörper. Anhaltende Südwinde können die Blockade aufheben. Das Mischwasser driftet durch den Ekmantransport zur Oderbank, wo es mit einem topographisch geführten Stromband in die Arkonasee transportiert wird.

Der Wasseraustausch zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht wird in erster Näherung durch den barotropen Druckgradienten zwischen Haff und Ostsee gesteuert. Für die Berechnung des Wasseraustausches wurde ein Boxmodell entwickelt, das die Transporte zwischen Haff und Ostsee in guter Übereinstimmung zu den Meßdaten in der Swine wiedergibt. Unter normalen Abflußmengen der Oder, bis etwa $2000 \frac{m^3}{s}$, ist der Wasseraustausch durch ein pulsartiges Regime gekennzeichnet, bei dem sich, durch die Wasserstandsschwankungen in der Pommerschen Bucht geregelt, Ein- und Ausstromlagen abwechseln. Die Transporte während der Ein- und Ausstromereignisse liegen um ein vielfaches über dem aktuellen Oderabfluß.

Die Einträge aus der Oder stellen für die Pommersche Bucht die wichtigste Quelle von Nähr- und Schadstoffen dar. Im Oderhaff erfolgt keine nennenswerte Ablagerung der eingetragenen Substanzen. Fluoreszenzmessungen zeigen eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität der biochemischen Prozesse. Die Akkumulationsgebiete der Oderfrachten sind das Arkonabecken, die Bucht von Gdansk sowie das Bornholmbecken.

Summary

The main dynamical processes of the Pomeranian Bight can be understood as the linear reaction to the local wind forcing and the advection of fresh water by Ekman current.

West and east wind directions are the dominating wind situations in the Pomeranian Bight. The most intensive temporal wind fluctuations occur on the scale of travelling cyclons (2-4 days). In a first order the wind field can be considered as spatial homogenous. The statistical analyses of long time series has shown that the surface currents are closely correlated with the local wind. Characteristic current patterns exist for the east and the west wind situation.

With west wind conditions the onshore Ekman transport causes a coastal jet along the Polish coast. The current velocity in the jet increases in eastward direction. The freshwater is transported eastwards in a narrow stripe along the Polish coast. The density distribution in this transport band forces an eastward directed baroclinic longshore current component which stabilises and intensifies the coastal jet. The differential advection initiates unstable stratification off the Polish coast. Vertical mixing processes between both water bodies increase the salinity in the fresh water band.

During east wind phases the general current patterns are inverse to those observed in west wind situations. A westward directed coastal jet establishes at the Polish coast, with decreasing current velocities towards the Swine mouth. Stable plumes are established in the western part of the Bight off the Usedom coast. The baroclinic pressure gradient directed to the Swina mouth and the bottom topography block the northward spreading of the plumes at the Greifswalder Oie. The geostrophic adjustment of the density gradients form an anticyclonic current structure around the plume. Long lasting southerly winds can break the blocking. The Ekman transport in the surface layer shifts the plume to the Oderbank where it is transported into the Arkona sea by a topographically trapped jet.

The water exchange between the Stettin Lagoon and the Pomeranian Bight is mainly controlled by the barotropic pressure gradient between the Lagoon and the Baltic. A box model was developed for the estimation of water exchange. The calculated transports between the Lagoon and the Baltic are consistent with measurements in the Swine channel. With normal discharge rates of the Oder river, lower than $2000 \frac{m^3}{s}$, the water exchange is characterised by a pulslike regime. Controlled by the sea level fluctuations in the Bight in- and outflow situations alternate. During these events the transport between the Lagoon and the Baltic exceeds the Oder discharge considerably.

The Oder river is the main source for nutrients and pollutants in the Pomeranian Bight. The sedimentation of river loads in the Stettin Lagoon is negligible. Fluorescence measurements pointed to a high variability of biochemical processes in the Bight. The accumulation areas of the Oder river loads are the Arkonabasin, the Bight of Gdansk and the Bornholmbasin.

1 Einleitung

Die Ostsee ist von hochindustrialisierten Anrainerstaaten umgeben und daher starken anthropogenen Belastungen ausgesetzt. Intensive Landwirtschaft und die relativ hohe Bevölkerungsdichte im Einzugsgebiet führen zu hohen Nährstoffeinträgen in die Ostsee und beeinflussen somit die marinen Lebensgemeinschaften. Wegen ihrer hydrographischen und ökologischen Besonderheiten exportiert die Ostsee nur einen geringen Teil der eingetragenen Stoffe in die Nordsee (WULFF et al., 1990), so daß sie besonders empfindlich auf Verschmutzung, Klimaänderungen und Überdüngung reagiert. Die Eutrophierung der Ostsee ist wegen der damit verbundenen Belastung des Tiefenwassers eines der gravierendsten Probleme (LOZÁN et al., 1996). Negative Veränderungen sind bei mittleren Verweilzeiten des Wassers von etwa 25-35 Jahren nur langsam rückgängig zu machen. Der Verbleib und die Akkumulation der eingetragenen Nähr- und Schadstoffe und ihrer Abbauprodukte sind daher von großem Interesse. Die wachsende Bedeutung der Ostsee als europäischer Verkehrsweg und Wirtschaftsraum und mittelfristig als Binnenmeer der Europäischen Union wird zwangsläufig zu einer intensiveren Nutzung führen. Um Vorsorge für eine dauerhafte Erhaltung der Ostsee als ein intaktes, zur Selbstregulation fähiges Ökosystem treffen zu können, ist die Kenntnis der Transportwege und möglicher Akkumulationsgebiete von Flußeinträgen dringend notwendig.

Während die dynamischen Prozesse im offenen Meer schon relativ lange untersucht werden, rückt die Übergangszone zwischen Land und Meer erst in jüngster Zeit zunehmend in den Mittelpunkt der ozeanographischen Forschung. Die Erweiterung des Verständnisses über die Advektions- und Vermischungsprozesse in einem zeitenlosen Übergangsgebiet Land-See und die Aufklärung von Transportwegen anthropogener Einträge aus der Küstenzone in die zentralen Ostseebecken ist das Ziel der Arbeit. Die Pommersche Bucht bietet günstige Voraussetzungen für diese Untersuchung. Die große Abflußmenge der Oder und der Grad ihrer Belastung mit Nähr- und Schadstoffen verursachen ein starkes Flußwassersignal in wichtigen Parametern, so daß zum Beispiel der Salzgehalt und der Gelbstoffgehalt als natürliche Marker für die Bestimmung von Transport und Vermischung der Flußeinträge dienen können. Auch die Pufferung des Flußwassereintrags durch das Oderhaff, in dem bereits erste Transformationsprozesse ablaufen, ist im Hinblick auf die Filterwirkung der Küsten- und Boddengewässer an der südlichen Ostseeküste von Bedeutung. Bereits seit längerem ist das Odermündungsgebiet Gegenstand einer intensiven deutsch-polnischen Zusammenarbeit (SÜNDERMANN et al., 1994), die jedoch in der Vergangenheit durch die Grenzlage zwischen Polen und der DDR behindert wurde. Das BMBF¹-Projekt TRUMP² trug in den letzten Jahren wesentlich zur Fortsetzung und Erweiterung dieser Kooperation bei.

Die vorliegende Arbeit ist in sechs Kapitel gegliedert. Nach der Einführung gibt Kapitel 2 eine Übersicht über die Hydrographie und Morphologie des Untersuchungsgebietes. Bisherige Erkenntnisse werden hier zusammenfassend dargestellt. Die theoretischen Grundlagen

¹Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie

²Transport und Umsatzprozesse in der Pommerschen Bucht

der wichtigsten physikalischen Prozesse werden in Kapitel 3 näher erläutert. Im Vordergrund stehen dabei der Antrieb durch den Wind und der Einfluß der Topographie auf die Strömungsmuster. Kapitel 4 untersucht die Advektions- und Transportprozesse in der Bucht und an ihren Grenzen zur offenen Ostsee. Ausgehend von einer statistischen Analyse des Windfeldes werden charakteristische Strömungsmuster diskutiert. Der Einfluß des Haffwassereintrags auf die Dynamik in der Bucht wird untersucht. Die physikalischen Gesetzmäßigkeiten des Wasseraustausches zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht werden in Kapitel 5 anhand von Messungen und mit Hilfe eines Boxmodells analysiert. Wasseraustauschraten und Nährsalzeinträge in die Bucht werden auf der Basis der modellierten Transporte berechnet. Saisonale Variationen im Eintrag und in den Verteilungsmustern der Nährsalze werden untersucht. Abschließend wird die Verteilung und der Transport von Phytoplankton in der Bucht im Sinne eines Ausblicks diskutiert. Kapitel 6 faßt die wesentlichen Ergebnisse in kurzer Form zusammen.

2 Das Untersuchungsgebiet

Die Strömungsprozesse in der Pommerschen Bucht werden durch die Kombination von lokalem Wind und fernwirkenden Prozessen wie Änderungen des Wasserstandes oder der Schichtungs- und Strömungsverhältnisse in den angrenzenden Ostseebecken angetrieben und durch die morphologischen und hydrographischen Eigenschaften des Gebietes bestimmt. Außerdem werden durch den Süßwassereintrag lokale Störungen im Dichtefeld hervorgerufen, die relativ eigenständige, auf die Bucht begrenzte Strömungsmuster hervorrufen. Zur Einführung in das Untersuchungsgebiet werden in diesem Kapitel die Morphologie und Hydrographie der Ostsee und des Oderästuars beschrieben sowie wichtige Ergebnisse aus der Literatur zusammenfassend dargestellt.

2.1 Die Ostsee

Die Ostsee ist ein Nebenmeer des Atlantischen Ozeans, mit dem sie über die Nordsee und die Beltsee in Verbindung steht. Als Grenze zur Nordsee wird im allgemeinen die Linie Skagen - Marstrand zwischen Kattegat und Skagerrak gewählt (MATTHÄUS, 1992). Die Ostsee ist ein intrakontinentales Mittelmeer im humiden Klimabereich (DIETRICH, 1975). Sie ist ein stark gegliedertes Meer, dessen Bodentopographie durch eine Kette von tieferen Becken geprägt ist, die meist durch flache Schwellen voneinander getrennt sind (Abbildung 2.1). Im Nordosten teilt sie sich in den Finnischen und Bottnischen Meerbusen. Die Ostsee erstreckt sich bei einem Volumen von 21 700 km³ über eine Fläche von 415 000 km². Die größte Tiefe findet man mit 459 m im Landsorttief in der westlichen Gotlandsee. Die mittlere Tiefe beträgt 52 m. Als flaches und weitgehend abgeschlossenes Schelfmeer stellt sie zugleich eines der größten Brackwassergebiete der Welt mit einem mittleren Salzgehalt von 9-10 PSU¹ dar (VOIPIO, 1981).

Die Ostsee besitzt eine positive Wasserbilanz. Der mittlere jährliche Festlandabfluß aus dem 1,62 Mill. km² großen Einzugsgebiet beträgt 483 km³ (HELCOM, 1986). Verdunstung (207 km³) und Niederschlag (266 km³) über der eigentlichen Ostsee kompensieren sich weitgehend. Aus dem Süßwasserüberschuß von 542 km³ läßt sich mit Hilfe des Knudsen-Theorems der Einstrom salzreichen Nordseewassers bestimmen. Legt man typische Salzgehalte aus dem Kattegat zugrunde, dann ergibt sich ein Einstrom von 830 km³ und ein Gesamtausstrom von 1370 km³ (RHEINHEIMER, 1995). Bis über die Darßer Schwelle gelangt jedoch nur ein Teil des ins Kattegat eingeströmten Wassers. Nach VOIPIO (1981) beträgt der Einstrom in den zentralen Teil der Ostsee nur 542 km³.

Der Wasseraustausch mit der Nordsee wird durch die flachen und engen Übergangsbereiche stark eingeschränkt. Im Mittel erfolgt eine typisch ästuarine Zirkulation mit Süßwasserabfluß an der Oberfläche und Zustrom von salzreicherem Wasser am Boden. Durch die geringe Tiefe in der Beltsee kann bereits im Übergangsbereich zur Nordsee eine starke vertikale Vermischung stattfinden, die den Salzgehalt des am Boden einströmenden Wassers verringert. Der ästuarine Charakter der Ostsee bedingt eine ganzjährig vorhandene Halo-

¹Practical Salinity Unit

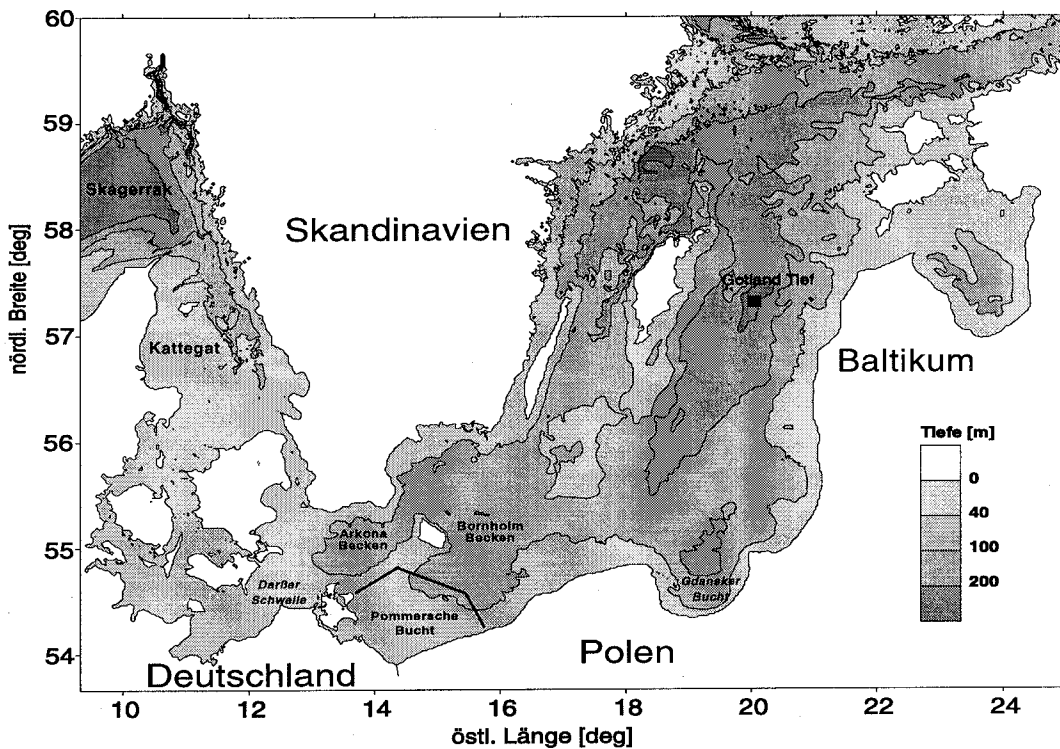


Abb. 2.1: Übersichtskarte der westlichen und zentralen Ostsee

kline in 60-70 m Tiefe. Der Salzgehalt im Oberflächenwasser nimmt von West nach Ost ab. Während in der Arkonasee noch 8-11 PSU gemessen werden, fällt er in den zentralen Teilen des Finnischen und Bottnischen Meerbusen bis unter 2 PSU. Der Salzgehalt des Bodenwassers in den zentralen Ostseebecken liegt bei 11-13 PSU. Wegen des Fehlens von permanenten Stromsystemen und nur sehr schwach ausgeprägten Gezeiten ist der vertikale Austausch durch die Halokline gering, so daß ein Austausch des Tiefenwassers nur durch lateralen Zustrom möglich ist. Durch biologische Abbauprozesse tritt unterhalb der Halokline Sauerstoffverarmung auf. In den tiefen Becken herrschen zeitweise anoxische Verhältnisse, die mit der Bildung von Schwefelwasserstoff verbunden sind. Zur Erneuerung des Tiefenwassers der zentralen Ostseebecken führen nur sporadische Salzwassereinträge, bei denen große Mengen salzreichen Wassers barotrop bis über die Darßer Schwellen vordringen können (MATTHÄUS, 1993). Die Häufigkeit dieser Ereignisse ist von den meteorologischen Verhältnissen abhängig und hat aufgrund der klimatischen Veränderungen in den letzten Jahrzehnten abgenommen (vergl. LASS und MATTHÄUS, 1996). Die sich aus Ausstrom und Volumen der Ostsee ergebende mittlere Verweilzeit des Wassers in den Becken beträgt etwa 30 Jahre. Die Eutrophierung der Ostsee und nur sporadisch auftretende Salzwassereinträge bergen die Gefahr länger andauernder Stagnationsperioden mit anoxischen Verhältnissen in den zentralen Ostseebecken (RHEINHEIMER, 1995).

Im Sommer bildet sich durch die Erwärmung der Deckschicht auf 15-21 °C in 20-30 m Tiefe eine thermische Sprungschicht aus. Im Bereich des Arkona- und Bornholmbeckens ist diese Thermokline von Mitte April bis Ende Oktober ausgeprägt (VOIPIO, 1981). Die

zwischen Thermo- und Halokline liegende Wassermasse wird als winterliches Zwischenwasser bezeichnet, da sie die Eigenschaften der winterlichen Deckschicht konserviert. Nach der Abkühlung des Oberflächenwassers im Herbst wird die Schichtung instabil und ermöglicht Vertikalkonvektion bis zur Halokline.

Die Ostsee liegt in der gemäßigten Klimazone im Einflußbereich des Westwindgürtels. Zonal ausgerichtete Winde sind vorherrschend. Durchziehende Hoch- und Tiefdruckgebiete bestimmen den Wetterablauf und führen zu relativ unbeständigen Windverhältnissen mit Sturmperioden im Herbst und Winter. Ein guter Überblick über die Windverhältnisse in der Ostsee wird in BSH (1996) gegeben.

Der räumlich gemittelte Wasserstand der Ostsee wird durch den Wasseraustausch mit der Nordsee und durch die Flußwasserzufuhr geregelt. Die beobachteten Abweichungen vom mittleren Wasserstand betragen bei einer Trägheitszeit für die Wasserstandsangepassung von etwa 10-12 Tagen bis zu $\pm 0,5$ m (HELA, 1944; LASS, 1988). Lokale Meeresspiegelvariationen können wesentlich darüber liegen. Starke kurzzeitige Wasserstandsänderungen werden vor allem durch Windstaueffekte und Seiches hervorgerufen (WÜBBER und KRAUSS, 1979). Gezeiten spielen nur eine untergeordnete Rolle. Der maximale Gezeitenhub von 4-5 cm in der Pommerschen Bucht liegt weit unter den beobachteten Fluktuationen (PFEIFFER and WALKOWIAK, 1988).

Strömungen werden in der Ostsee hauptsächlich durch den Wind und durch Wasserstandsunterschieden angetrieben. Das bedingt eine hohe zeitliche Variabilität der Stromfelder mit typischen Zeitskalen von 2 bis 4 Tagen. Charakteristisch für die offenen Bereiche der südlichen Ostsee ist eine Rechtsablenkung der Oberflächenströmung gegenüber dem Wind von $7-15^\circ$ (Messungen des Feuerschiffes Adlergrund in BSH, 1996). Gezeitenströmungen sind in der Ostsee sehr klein. THIEL (1938) gibt sie in der Beltsee mit $2-8 \frac{cm}{s}$ an. In den übrigen Teilen der Ostsee werden sie noch weit darunter liegen. Permanente Stromsysteme sind, abgesehen von der im Mittel vorhandenen ästuarinen Zirkulation, in der Ostsee nicht zu finden.

2.2 Das Oderästuar

Das Mündungsgebiet der Oder liegt im Bereich der Boddenausgleichsküste der westlichen Ostsee. Morphologisch läßt es sich in drei Teile gliedern. Den unteren Teil der Oder, das Oderhaff - eine Lagune, die zwischen Flußmündung und der offenen See liegt - und die Pommersche Bucht als das eigentliche Ästuar mit offener Grenze zur Ostsee (Abbildung 2.2). Diese Form von Flußmündungsgebiet ist typisch für den südlichen Teil der Ostsee. Auch die Ästuarie der Pregel (Frisches Haff) und der Memel (Kurisches Haff) weisen eine analoge Struktur auf (RHEINHEIMER, 1995).

Die Oder teilt sich im Mündungsgebiet in Ost- und Westoder und bildet mit zahlreichen Nebenarmen ein Delta. Als Grenzfluß zwischen Deutschland und Polen besitzt sie ein Einzugsgebiet von $118\,388 \text{ km}^2$. Davon entfallen rund 90 % auf polnisches Gebiet. Die mittlere jährliche Abflußmenge beträgt $17-18 \text{ km}^3$ (MAJEWSKI, 1974). Das entspricht einem

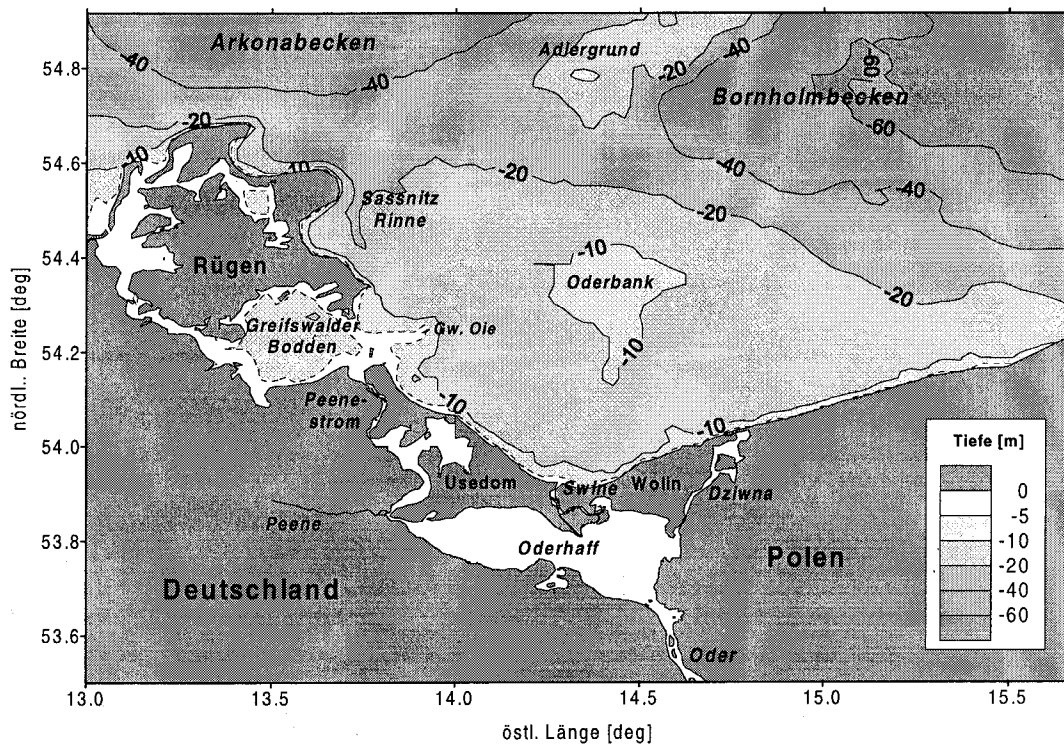


Abb. 2.2: Übersichtskarte des Oderästuars

Anteil von 95 % der Flußwasserzufuhr in die Pommersche Bucht und rund 4 % an der Gesamtflußwasserzufuhr zur Ostsee. Neben der Oder entwässern auch die Peene und einige kleinere Flüsse in das Oderhaff. Die Abflußmenge zeigt eine starke saisonale Varianz mit maximalen Werten in den Monaten März bis Mai und einem Minimum von Juli bis Oktober.

Durch die intensive Landwirtschaft im Einzugsgebiet ist das Flußwasser stark mit Nährstoffen und humiden Substanzen belastet. Industriestandorte und Großstädte, sowie die Nutzung als Schifffahrtsweg führen außerdem zu erheblichen Konzentrationen an Schwermetallen und anderen Schadstoffen.

Die Oder mündet ins Oderhaff, das bei einer Fläche von 687 km² ein Volumen von 2,58 km³ besitzt. Aus der Abflußmenge der Oder und dem Volumen des Oderhaffs resultiert eine durchschnittliche Verweilzeit des Flußwassers im Haff von etwa 2 Monaten. Die mittlere Tiefe des Oderhaffs beträgt 3,8 m (MAJEWSKI, 1980). Durch den Zustrom von salzreichem Wasser aus der Ostsee stellt sich der Salzgehalt des Haffwassers bei 0,6-1,5 PSU ein. Der stärkere Oderabfluß im Frühsommer und seltenere Salzwassereinbrüche bedingen eine Aussüßung des Haffwassers im Sommer. Das Haff besitzt eine gewisse Pufferwirkung für eingetragene Stoffe, es findet jedoch keine nennenswerte Sedimentation statt (DAHLKE et al., 1995). Zeitweise abgelagerte Stoffe werden durch starke Windereignisse, die wegen der geringen Tiefe schnell bis zum Boden wirken können, resuspendiert.

Der Wasseraustausch mit der Ostsee erfolgt durch drei Kanäle, die Swine, das Peenestromsystem und die Dziwna. Dabei wechseln sich Ein- und Ausstromlagen ab (Correns, 1973).

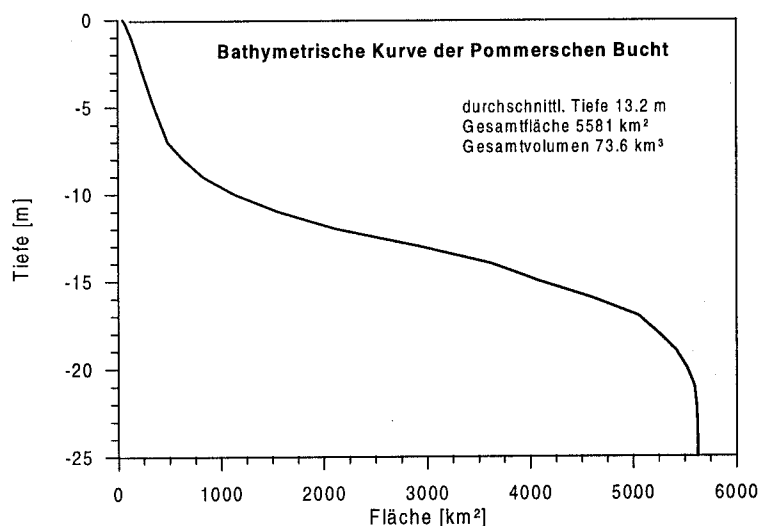


Abb. 2.3: Bathymetrie der Pommerschen Bucht

Der überwiegende Teil des Austausches entfällt auf die Swine, die mit einer Länge von 16 km und einer Tiefe 10-14 m die kürzeste und zugleich tiefste Verbindung zur Ostsee darstellt. Peenestrom und Dziwna sind mit einer Länge von über 30 km bei 5 m und 3 m Tiefe von geringerer Bedeutung für den Wasseraustausch. Die Swine und die Dziwna münden direkt in die Pommersche Bucht, während der Peenestrom am südöstlichen Rand des Greifswalder Boddens endet. Im Vergleich mit dem Kurischen Haff und dem Frischen Haff weist das Oderhaff den intensivsten Austausch mit der Ostsee auf.

Die Pommersche Bucht bildet das eigentliche Oderästuar. Sie wird im westlichen Teil durch die Küsten der Inseln Rügen und Usedom begrenzt, im Südosten durch die Insel Wolin und die polnische Küste. Als natürliche Grenze zu den Ostseebecken hat sich die 20m-Tiefenlinie als physikalisch sinnvoll herausgestellt. Ergebnisse von Feldmessungen und Modellrechnungen zeigen ein starkes Stromband entlang dieser Isobathe, das die Bucht dynamisch von den Prozessen in der offenen Ostsee abschattet. In Satellitenmessungen der Wasseroberflächentemperatur ist häufig eine thermische Front entlang der 20m-Isobathe zu beobachten, die auf die unterschiedliche Erwärmung bzw. Abkühlung des Wasserkörpers in der Bucht und den angrenzenden Ostseebecken zurückzuführen ist. In der vorliegenden Arbeit wird sie deshalb als topographische Grenze der Pommerschen Bucht gewählt. Nach dieser Konvention beträgt die Fläche der Pommerschen Bucht 5580 km². Bei einer mittleren Tiefe von 13,2 m besitzt sie ein Volumen von 73,6 km³. Theoretisch würde es etwa 4-5 Jahre dauern, um die Bucht vollständig mit Flußwasser zu füllen. Aus den mittleren Verweilzeiten des Haffwassers in der Bucht von 8-10 Tagen ergibt sich, daß der Anteil des Süßwassers an der Gesamtwassermenge der Bucht im Mittel 0,5-1,0 % beträgt.

Die Bucht ist etwa 100 km breit, 60-70 km lang und hat einen relativ ebenen Boden. Abgesehen von einer schnellen Zunahme der Wassertiefe von 0 auf 10 m in der Küstenzone finden sich nur noch schwache Gradienten in der Bodentopographie. Etwa 80 % der Fläche entfallen auf den Tiefenbereich von 10-15 m. An der 20m-Isobathe beginnt ein steiler Abfall

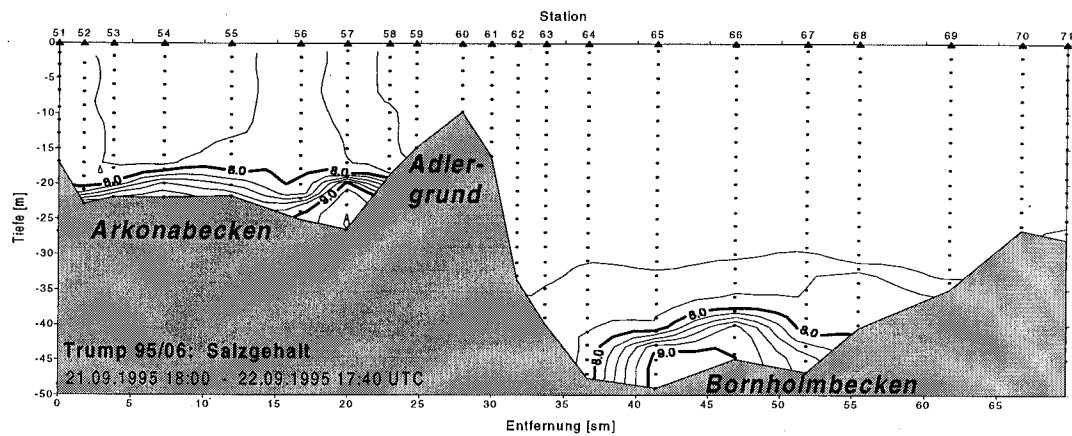


Abb. 2.4: Typische Salzgehaltsverteilung an der Grenze zwischen Pommerscher Bucht und den angrenzenden Ostseebecken

der Bodentopographie zum Arkona- bzw. Bornholmbecken. Im Zentrum der Bucht liegt die Oderbank mit Wassertiefen von 5-10 m. Sie teilt die Bucht in einen westlichen und östlichen Teil. Vor der Küste Rügens befindet sich die Sassnitzrinne, durch die unter bestimmten Windbedingungen salzreiches Bodenwasser aus der Arkonasee in die Bucht vordringen kann. Zwischen den Inseln Rügen und Usedom grenzt der Greifswalder Bodden an die Bucht. Durch eine submarine Schwelle mit 2-3 m Satteltiefe wird er von der Bucht getrennt.

An der nordwestlichen Grenze der Pommerschen Bucht liegt das Arkonabecken, das nach dem Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee das erste der eigentlichen Ostseebecken darstellt. Die stark variablen Austauschprozesse zwischen Nord- und Ostsee führen in Abhängigkeit von der jeweiligen Situation zu stark schwankenden Salzgehalten im Tiefenwasser des Arkonabeckens mit typischen Werten von 13-15,5 PSU (KRAUSS and BRÜGGE, 1991). Der Oberflächensalzgehalt liegt in der Arkonasee zwischen 8,0 und 8,5 PSU. Da die Halokline im Mittel bei 20-30 m Tiefe zu finden ist, besteht besonders bei Ostwind die Möglichkeit des Einstroms von salzreichem Tiefenwasser in die Pommersche Bucht. Im Nordosten grenzt die Bucht an das Bornholmbecken. Es ist über das Bornholmsgat direkt mit dem Arkonabecken verbunden. Der Oberflächensalzgehalt liegt mit 7,5-8,0 PSU etwa 0,5 PSU unter dem des Arkonabeckens. Im Bornholmbecken findet man die Halokline bei 35-50 m Tiefe, so daß ein Zustrom von salzreichem Tiefenwasser aus dem Bornholmbecken nicht zu erwarten ist.

Die Becken stellen mögliche Akkumulationsgebiete der Flußfrachten dar. Ein geringer Teil der eingetragenen Stoffe gelangt mit dem generellen Ausstrom von Oberflächenwasser aus der Ostsee in die Nordsee. Das schneller absinkende partikuläre Material wird möglicherweise bereits im Arkona- und Bornholmbecken sedimentiert oder mit einströmendem salzhaltigeren Wasser bis in die tieferen Becken der Ostsee transportiert. Insbesondere Material, das sich aufgrund seiner Dichte an der Halokline anreichert, dürfte erst im zentralen Teil der Ostsee abgelagert werden.

3 Physikalische Grundlagen

Dynamische Prozesse in flachen Meeresgebieten und im Einflußbereich der Küste unterscheiden sich stark von den Vorgängen im offenen Ozean. Durch die geringe Wassertiefe können an der Oberfläche angreifende Prozesse, wie Wind oder Strahlung, schnell auf die gesamte Wassersäule wirken. Die Stromfelder werden durch die Küste und die Bodentopographie stark modifiziert. Festlandabflüsse führen zu Salzgehaltsunterschieden, die große Gradienten im Dichtefeld hervorrufen. Die wichtigsten treibenden Kräfte für die Strömungen im Küstenozean sind der Wind, Dichtegradienten und die Gezeiten (CSANADY, 1982). Letztere sind jedoch in der Ostsee von nur geringer Bedeutung und können im allgemeinen vernachlässigt werden.

In diesem Kapitel werden die theoretischen Grundlagen der dynamischen Prozesse, die in der Pommerschen Bucht beobachtet werden, in kurzer Form näher erläutert.

3.1 Hydrodynamische Grundgleichungen

Ausgangspunkt der theoretischen Beschreibung sind die linearisierten Boussinesq-Gleichungen für den geschichteten Ozean im rotierenden Bezugssystem, die durch einige Vereinfachungen mit Hilfe der Störungstheorie aus den hydrodynamischen Grundgleichungen abgeleitet werden (z. Bsp. FENNEL und LASS, 1989).

$$u_t - fv + p_x = X \quad (3.1)$$

$$v_t + fu + p_y = Y \quad (3.2)$$

$$w = -\frac{1}{N^2} p_{tz} \quad (3.3)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0 \quad (3.4)$$

mit:

x, y, z und t	- kartesische Koordinaten und Zeit
u, w, v	- Komponenten des Geschwindigkeitsvektors
$f = 2\Omega \sin \varphi$	- Coriolisparameter
N	- Brunt-Väisälä-Frequenz
ρ	- Dichte

Bei Betrachtung kleiner Störungen des Ruhezustandes kann die Navier-Stokes-Gleichung linearisiert werden (3.1 ... 3.3). Aus der Annahme der Inkompressibilität des Meerwassers folgt die Kontinuitätsgleichung (3.4). Tiefgestellte Indizes bedeuten in den Gleichungen partielle Ableitungen nach den jeweiligen Parametern. Im Druck p ist ein Faktor ρ_0^{-1} enthalten, so daß sich eine vereinfachte Schreibweise ergibt.

Der Antrieb des Ozeans durch den Wind erfolgt über die Oberfläche. In der winddurchmischten Deckschicht führt die hohe Turbulenz zu einem wesentlich größeren vertikalen Austauschkoefizient als in den tieferen Schichten. Sie gleitet fast reibungsfrei auf der darunterliegenden Schicht. Vereinfacht kann für den vertikalen Austauschkoefizient ein stufenartiges Profil angenommen werden. Der Impulstransfer von der Atmosphäre in den Ozean kann durch das Konzept einer Volumenkraft X , Y in der winddurchmischten Deckschicht H_{mix} dargestellt werden, wobei X und Y mit der Windschubspannung τ an der Oberfläche verknüpft sind.

$$X = \frac{\tau^{(x)}}{\rho_0 \cdot H_{mix}} \cdot \theta(z + H_{mix}) \quad (3.5)$$

$$Y = \frac{\tau^{(y)}}{\rho_0 \cdot H_{mix}} \cdot \theta(z + H_{mix}) \quad (3.6)$$

Dabei wird angenommen, daß die Reynoldschen Schubspannungen von der Meeresoberfläche bis zur Tiefe der winddurchmischten Schicht linear abnehmen. Die Divergenz der Reynoldschen Schubspannungen ist dann in der Deckschicht konstant. Schwierig ist die Bestimmung des Zusammenhanges von Deckschichttiefe und Windschubspannung, da beide durch turbulente Prozesse bestimmt werden. Aus Messungen sind empirische Näherungen abgeleitet worden. So gibt CSANADY (1982) für die Tiefe der turbulenten Deckschicht eine empirische Gleichung an:

$$H_{mix} = 0,1 \frac{1}{f} \sqrt{\frac{\tau}{\rho_w}} \quad (3.7)$$

Wegen der Unsicherheit bei der Bestimmung des vertikalen Austauschkoefizienten und der Vielzahl möglicher Dichteschichtungen wird der Proportionalitätsfaktor in Gleichung (3.7) von anderen Autoren abweichend angegeben, zum Beispiel von GIDHAGEN (1982) mit 0,25. Der Dragkoeffizient zur Bestimmung der Windschubspannung wird im allgemeinen mit 0,001 bis 0,002 angegeben (AMOROCHO and DEVRIES, 1980). Im konkreten Fall kann Gleichung 3.7 nur als Abschätzung gelten und muß durch Messungen verifiziert werden.

3.2 Geostrophische Balance

Bei Verschwinden der äußeren Kräfte und der Annahme eines quasistationären Stromfeldes, das durch vorangegangene Anregungsprozesse angetrieben wurde, erhält man aus den Gleichungen 3.1-3.4 die geostrophische Balance. Dabei stehen die horizontalen Druckgradienten mit der Corioliskraft im Gleichgewicht.

$$-fv + p_x = 0 \quad (3.8)$$

$$+fu + p_y = 0 \quad (3.9)$$

Jede barotrope geostrophische Strömung ist an einen Wasserstandsgradienten senkrecht zur Stromrichtung gekoppelt (z.B. Strömung im Kanal). Da die Gleichungen 3.8 und 3.9 nur das Ergebnis des dynamischen Anpassungsprozesses beschreiben, kann man aus der Existenz eines geostrophischen Gleichgewichtes nicht auf die Ursache der Strömung schließen.

Dichteunterschiede, die durch Temperatur- und Salzgradienten verursacht werden können, erzeugen ebenfalls horizontale Druckgradienten. Strömungen, bei denen ein Gleichgewicht zwischen internem Druckgradient und Corioliskraft besteht, werden als barokline geostrophische Strömung bezeichnet. Im allgemeinen sind barotropes und baroklines geostrophisches Stromfeld im Flachwasser überlagert. Der geostrophische Transport erfolgt entlang der Isobaren.

Stationäre Zustände werden erst nach einer Anpassungszeit von etwa einer Trägheitsperiode unter Abstrahlung von Trägheitswellen erreicht. Durch die hohe Variabilität, insbesondere in den Flachwassergebieten der Ostsee, sind die beobachtbaren Strömungen von ständig neu induzierten Anpassungsprozessen geprägt. Strömungsverhältnisse, die dem stationären Zustand nahe kommen, sind nur sehr selten zu beobachten. Die geostrophische Balance spielt jedoch eine große Rolle beim Auftreten relativ isolierter Haffwasserblasen in der Pommerischen Bucht und bei der Stabilisierung des Westwindtransportbandes an der polnischen Küste.

3.3 Ekmantransport

Von EKMAN (1905) wurde bereits 1905 ein Konzept der windgetriebenen Strömungen entworfen, das als Ekmantheorie in die Literatur eingegangen ist. Es beschreibt die Wirkung eines räumlich konstanten Windes in einem homogenen unendlich ausgedehnten Ozean unter dem Einfluß der Erdrotation. Grundlegendes Prinzip ist dabei das Gleichgewicht zwischen Corioliskraft und innerer Reibung im Ozean. Als Reibungskoeffizient wird jedoch im Gegensatz zu früheren Arbeiten nicht der molekulare sondern ein turbulenter Reibungskoeffizient ν verwendet. Als Lösung erhält man für das Stromfeld die Ekmanspirale und einen vom Austauschoeffizienten unabhängigen Transport senkrecht zur Windrichtung. Die Ekmanspirale konnte in der Natur nicht direkt gemessen werden, nur bei der Mittelwertbildung über lange Zeitreihen wurden von verschiedenen Autoren spiralartige Strömungsmuster nachgewiesen (siehe CHERESKIN, 1995; KRAUSS, 1993). Der Ekmantransport selbst wurde jedoch in zahlreichen Messungen gefunden und ist quantitativ mit dem theoretischem Wert vergleichbar (CHERESKIN, 1995; PRICE et al., 1987).

Einen anderer Zugang zur Theorie der windgetriebenen Strömung ergibt sich aus den linearisierten Boussinesq-Gleichungen (3.1-3.4). Betrachtet man einen unendlich ausgedehnten Ozean im quasistationären Zustand ohne horizontale Druckgradienten, dann erhält man eine Balance zwischen der Corioliskraft und den treibenden Volumenkräften.

$$-fv = X \quad (3.10)$$

$$+fu = Y \quad (3.11)$$

Der windgetriebene Transport in der Deckschicht ergibt sich zu:

$$V_E = -\frac{X \cdot H_{mix}}{f} \quad (3.12)$$

$$U_E = \frac{Y \cdot H_{mix}}{f} \quad (3.13)$$

und ist mit dem Ekmantransport identisch. Auch hier erfolgt der Transport senkrecht zum Wind. Bei kleinen Wassertiefen ($H_{mix} > H$) wird der windgetriebene Transport zunehmend durch die Bodenreibung beeinflusst. Der Winkel zwischen Windrichtung und Strömung nimmt ab. Benutzt man die Abschätzung der turbulenten Deckschichttiefe von CSANADY (3.7), dann erreicht die winddurchmischte Schicht in der Pommerschen Bucht bei einem Dragkoeffizient von 0,0015 (AMOROCHO and DEVRIES, 1980) bereits bei einer Windgeschwindigkeit von $10 \frac{m}{s}$ den Boden (nach GIDHAGEN schon bei $4 \frac{m}{s}$). Es ist daher zu erwarten, daß in der Pommerschen Bucht der Winkel zwischen Strömung und Wind meist kleiner als 90° sein wird.

3.4 Küstenstrahlstrom

Im berandeten Ozean muß die küstensenkrechte Komponente des Ekmantransportes an der Küste verschwinden. Die dadurch verursachte Divergenz des Ekmantransportes wird durch eine vertikale Komponente der Strömung an der Küste kompensiert. An der Küste baut sich ein Wasserstandsgradient auf, der in geostrophischer Balance mit einem Küstenstrahlstrom steht (CHARNEY, 1955). FENNEL und LASS (1989) haben die Reaktion des Küstenozeans auf ein zum Zeitpunkt $t=0$ eingeschaltetes und räumlich homogenes Windfeld analytisch untersucht. Bei Vernachlässigung der Bodenreibung fanden sie eine linear mit der Zeit anwachsende Strömungsgeschwindigkeit im Küstenstrahlstrom, der sich in geostrophischer Balance mit dem küstensenkrechten Druckgradienten befindet. Der Küstenstrahlstrom bleibt auf einen Bereich von einem Rossbyradius an der Küste beschränkt. Gleichzeitig entwickelt sich an der Küste eine vertikale Komponente der Strömung, die je nach Richtung des Ekmantransportes Auf- oder Abtrieb bewirkt. Das Strömungsregime wird bei unendlich ausgedehnter Küste durch die Yoshida-Balance beschrieben.

$$u_t - fv = X \quad (3.14)$$

$$+fu + p_y = 0 \quad (3.15)$$

$$v_y + w_z = 0 \quad (3.16)$$

In der Ostsee konnten LASS und TALPSEPP (1993) dieses Strömungsregime vor der Küste Rügens in Beobachtungen nachweisen.

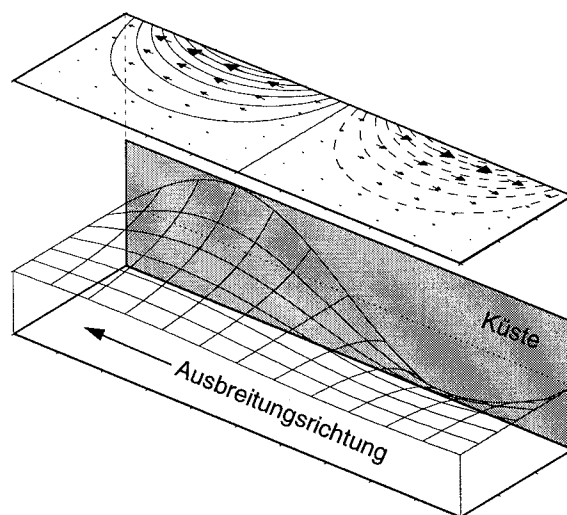


Abb. 3.1: Amplitude und Stromfeld einer Kelvinwelle

3.5 Kelvinwellen

Fälle einer unendlich ausgedehnten Küste oder eines homogenen Windfeldes sind natürlich Idealisierungen. In der Regel ist das Windfeld inhomogen und die Küstenlinie unregelmäßig geformt. An Diskontinuitäten im Wind- oder Dichtefeld, im Küstenverlauf sowie durch die Anströmung von Stufen in der Bodentopographie kann die Anregung von Wellen erfolgen, die das Stromfeld im Meer entscheidend beeinflussen.

Im Küstenozean haben Kelvinwellen eine besondere Bedeutung. Sie stellen eine spezielle Lösung der Wellengleichung im rotierenden Ozean dar und treten bei ebenem Boden und senkrechten Küsten auf. Kelvinwellen sind küstengebundene Wellen, deren Amplitude küstennormal innerhalb eines Rossbyradius auf $\frac{1}{e}$ abklingt. Das dazugehörige Stromfeld hat nur eine küstenparallele Komponente (Abb. 3.1). Auf der Nordhalbkugel breiten sich Kelvinwellen immer so aus, daß die Küste rechts zur Ausbreitungsrichtung liegt. Auf der Südhemisphäre kehren sich die Verhältnisse durch den Vorzeichenwechsel im Coriolisparameter um.

Bei Einschalten eines Windfeldes mit küstennormaler Windkante werden an der Windkante Kelvinwellen angeregt, die sich entlang der Küste ausbreiten. FENNEL und LASS (1989) haben diesen Prozeß und die Wirkung der Kelvinwellen auf den sich gleichzeitig durch den Ekmantransport entwickelnden Küstenstrahlstrom untersucht. Betrachtet man einen Punkt, der in einiger Entfernung von der Windkante liegt, so findet man vom Einschalten des Windfeldes bis zum Eintreffen der Kelvinwellenfront ein Reaktionsmuster, das dem des Küstenozeans bei homogenem Windfeld entspricht (siehe Abschnitt 3.4). Nach dem Durchgang der Kelvinwellenfront wechselt das Strömungsregime. Die Geschwindigkeit des Küstenstrahlstroms wird arretiert und die Vertikalkomponente der Strömung verschwindet (Abb. 3.2). Die Divergenz des Ekmantransportes erhält den Küstenstrahlstrom, der sich in geostrophischer Balance befindet. Die Windanregung steht im Gleichgewicht mit

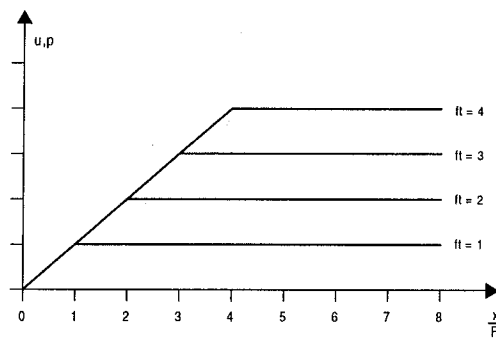


Abb. 3.2: Arretierung des Küstenstrahlstroms nach dem Durchgang der Kelvinwellenfront (nach FENNEL UND LASS, 1989)

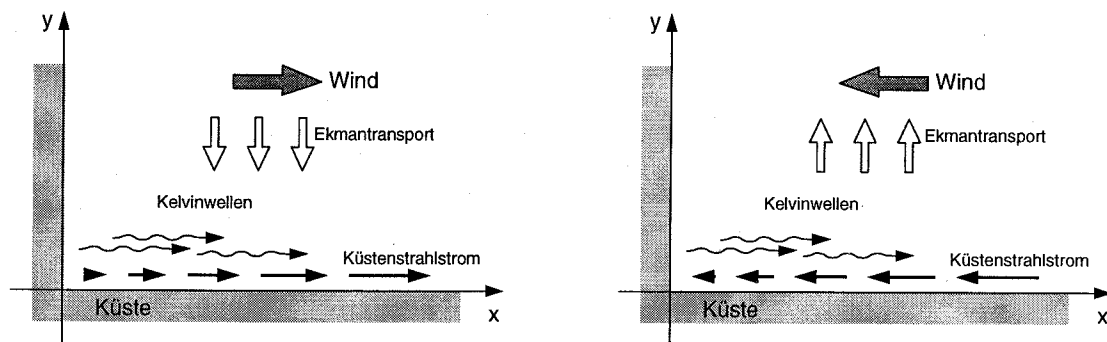


Abb. 3.3: Reaktion auf das plötzliche Einschalten eines küstenparallelen Windfeldes (vergl. FENNEL UND SEIFERT, 1995)

dem küstenparallelen Druckgradienten. Dieses Strömungsregime wird Sverdrup-Balance genannt.

$$-fv + p_x = X \quad (3.17)$$

$$+fu + p_y = 0 \quad (3.18)$$

$$u_x + v_y = 0 \quad (3.19)$$

In der Natur wird die Vertikalkomponente nicht vollständig kompensiert, da die Kelvinwellen durch Störungen in der Bodentopographie gestreut werden. Es ist zu erwarten, daß die Intensität des verbleibenden Auf- bzw. Abtriebs mit der Entfernung von der Windkante zunimmt. Andererseits kann durch eine mit der Zeit abnehmende Windanregung eine Überkompensation der durch den Ekmantransport getriebenen Vertikalkomponente auftreten, so daß nach dem Durchgang der Kelvinwellenfront trotz Auftrieb begünstigender Windrichtung Abtrieb zu beobachten ist (vergl. FENNEL UND SEIFERT, 1995).

Für eine rechtwinklige Bucht ist die Reaktion auf ein Windereignis in Abbildung 3.3 dargestellt. Die Windkante wird in diesem Fall durch eine der Küsten gebildet.

Auch impulsartiges Einströmen von Flußwasser an der Küste kann zur Generierung von Kelvinwellen führen, wie es FENNEL und MUTZKE (1997) in analytischen und numerischen Modellstudien gezeigt haben. Wenn im Ozean bereits eine anfängliche Schichtung vorhanden ist, wird die Ausbreitung des Flußwassers durch die Kelvinwellen stark beeinflusst. Dabei kommt es zur Überlagerung von zwei unterschiedlichen Prozessen. Vor der Flußmündung entsteht durch den Impuls- und Frischwassereintrag unter der Wirkung der Corioliskraft eine antizyklonal rotierende Flußwasserblase. Gleichzeitig regt die Änderung in der Dichteschichtung die Abstrahlung von Kelvinwellen an, die sich rechts der Flußmündung entlang der Küste ausbreiten. Hinter der Kelvinwellenfront etabliert sich ein Strom, der das Flußwasser entlang der Küste abtransportiert. Im anfänglich ungeschichteten Meer dominiert die Flußwasserblase das Stromfeld, da keine baroklinen Kelvinwellen angeregt werden können. Die Ausbreitung des Flußwassers entlang der Küste erfolgt dann wesentlich langsamer.

3.6 Topographische Rossbywellen

Bei variabler Bodentopographie gehen die Kelvinwellen in topographische Rossbywellen über, deren Struktur und Dispersionseigenschaften neben der Schichtung auch von topographischen Parametern beeinflusst werden. Unter der Annahme eines barotropen Stromfeldes kann gezeigt werden, daß die potentielle Vorticity bei Vernachlässigung der Reibung und fehlenden äußeren Kräften eine Erhaltungsgröße darstellt. Änderungen in der Bodentopographie führen auch zu Änderungen in der relativen Vorticity ζ .

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\zeta + f}{H + \eta} \right) = 0 \quad \zeta = v_x - u_y \quad (3.20)$$

Wird ein Flüssigkeitselement in einer geostrophisch angepaßten Strömung gegen den Gradienten der Bodentopographie verschoben, so ruft die Änderung der relativen Vorticity eine rücktreibende Kraft hervor. Es entsteht eine Oszillation um den Gleichgewichtszustand. Das Ergebnis ist eine Ausbreitung der Störung entlang der geneigten Bodentopographie. Die topographischen Rossbywellen werden nicht durch die Küste sondern durch Gradienten in der Bodentopographie geführt. Im Gegensatz zu Kelvinwellen besitzt ihr Stromfeld auch eine Querkomponente.

Die Grenze der Pommerschen Bucht zu den Ostseebecken ist durch eine schnelle Zunahme der Wassertiefe von 15 auf über 35 m gekennzeichnet. Diese stufenartige Form des Meeresbodens kann wie ein Wellenleiter für topographische Rossbywellen wirken. Von LONGUET-HIGGINS (1968a) wurde die Ausbreitung langer Wellen entlang einer Stufe in der Bodentopographie theoretisch nachgewiesen. Er schlägt für diese Wellen den Namen „Doppelkelvinwelle“ vor. Treffen periodische Störungen mit Frequenzen niedriger als die Trägheitsfrequenz auf Stufen in der Bodentopographie, dann können sie durch die Stufe eingefangen werden und propagieren entlang der Tiefendiskontinuität. Die Ausbreitungsrichtung der

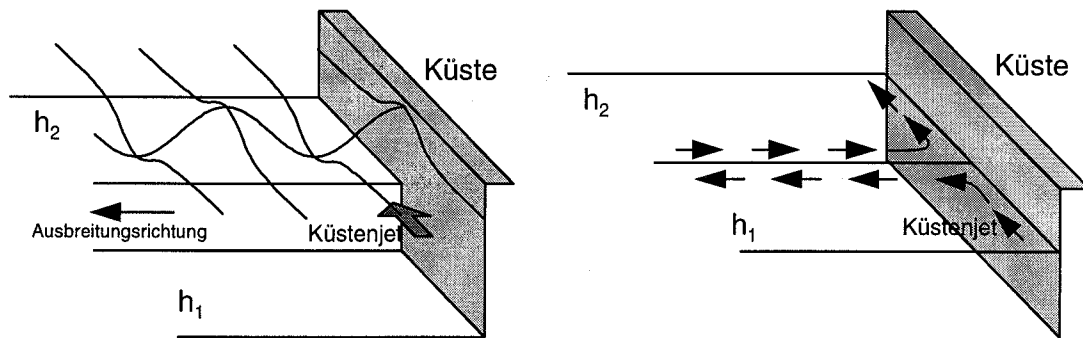


Abb. 3.4: Anregung einer Doppelkelvinwelle und Modifikation des Stromfeldes durch die Anströmung einer Stufe in der Bodentopographie

Wellen ist die der Kelvinwellen auf der tieferen Seite der Diskontinuität.

LONGUET-HIGGINS (1968b) führte seine Untersuchungen an kontinuierlichen Tiefenstufen weiter. Bei einer sehr schmalen Übergangszone zwischen den Bereichen konstanter Tiefe erhält man eine kelvinwellenähnliche Lösung für den kleinsten Mode. Die höheren Moden tendieren zu einem stationären Strom. Die Ausbreitungsrichtung ist die der Doppelkelvinwelle an einer Stufe. In breiten Übergangszonen ist die Ausbreitung der topographischen Rossbywellen von der Wellenzahl abhängig. Während Gruppen- und Phasengeschwindigkeit für kleine Wellenzahlen die gleiche Richtung haben, laufen sie bei großen Wellenzahlen entgegengesetzt.

Die Generierung der topographisch geführten Wellen kann durch die Anströmung einer Stufe in der Bodentopographie erfolgen, zum Beispiel durch einen Küstenstrahlstrom (JOHNSON and DAVEY, 1990). Aber auch die Einwirkung eines zeitlich variablen Windes führt nach MYSAK (1969) zur Anregung von Doppelkelvinwellen an einer Tiefenstufe. Die Perioden der Doppelkelvinwellen hängen von den topographischen Verhältnissen ab.

GILL ET. AL. (1986) untersuchen das Rossbysche Anpassungsproblem an einer Tiefendiskontinuität senkrecht zur Wasserstandsstufe. Die Anpassung ruft am Sprung in der Bodentopographie Doppelkelvinwellen hervor, die entlang der Tiefenstufe propagieren. Die Geschwindigkeit der Kelvinwellen ist die Differenz der Geschwindigkeiten der Schwerewellen auf beiden Seiten der Tiefendiskontinuität. Wenn die Welle von der Küste weg propagiert, dann erfolgt der Transport über die Schwelle nur an der Front der Doppelkelvinwelle. Die Tiefenstufe wirkt wie eine Barriere für den Transport. Bei einer auf die Küste gerichteten Doppelkelvinwelle finden wir an der Küste einen starken Jet über die Schwelle. Durch experimentelle Untersuchungen konnten die Ergebnisse des numerischen Modells bestätigt werden. Auch Beobachtungen von LASS und TALPSEPP (1993) lassen auf die Existenz topographisch geführter Wellen an der Nordküste Rügens schließen.

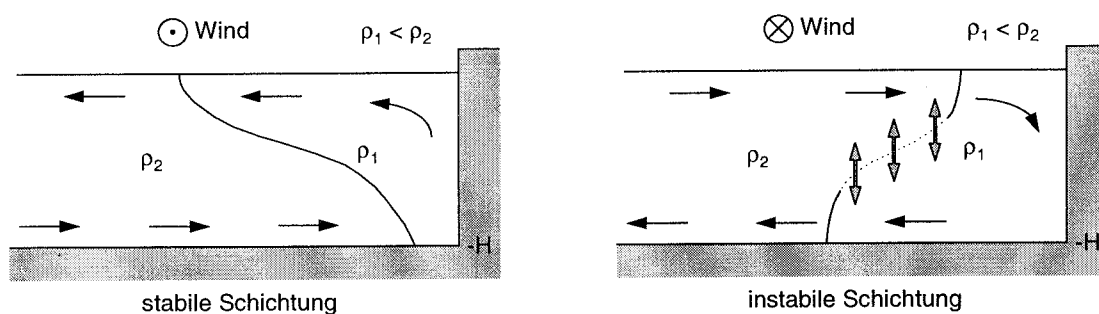


Abb. 3.5: Bildung hydrostatisch stabiler und instabiler Schichtungen an der Küste infolge des Ekmantransportes

3.7 Mischungsprozesse in der Deckschicht

Die Mischungsprozesse im Küstenmeer sind besonders im Hinblick auf die Verteilung des eingetragenen Flußwassers und der darin enthaltenen Inhaltsstoffe von Bedeutung. VISSER (1996) untersuchte am Beispiel der Rheinfahne die horizontale Diffusion des eingetragenen Flußwassers. Dabei unterscheidet er wind- und dichtegetriebene Prozesse, sowie Stromscherungen durch Gezeiten. Die bei Abwesenheit von Wind und Gezeiten durch den Dichtegradienten getriebene Stromscherung verursacht eine horizontale Aufweitung der Frischwasserfahne, die proportional zu $t^{\frac{1}{2}}$ ist, wobei t das Alter der Plume darstellt. Hat die Plume zum Beispiel nach einem Tag die Breite s erreicht so wären zur Verdopplung der horizontalen Ausdehnung rund zwei Monate erforderlich. Wegen der wesentlich höheren zeitlichen Variabilität der windgetriebenen Stromfelder in der Pommerschen Bucht dürften die dichtegetriebenen horizontalen Austauschprozesse hier von untergeordneter Bedeutung sein.

Die windgetriebene Vermischung ist der dominierende Prozeß des vertikalen und horizontalen Austausches in flachen Seegebieten. Wind und Seegang erzeugen Turbulenzen, die eine ständige Durchmischung der Deckschicht bewirken und vertikale Gradienten abbauen. Die eingebrachte turbulente kinetische Energie breitet sich in die Tiefe aus, wobei sie dissipiert und Arbeit gegen die Schichtung verrichtet. Dadurch wird sie in Wärme und potentielle Energie umgesetzt. Dieser ständige Energieverlust begrenzt die Tiefe der turbulenten Deckschicht. Ihre vertikale Ausdehnung wird vor allem vom Energiefluß durch die Oberfläche und durch die Stabilität der Schichtung am Boden der turbulenten Deckschicht bestimmt. Die Angabe einer Beziehung zwischen Windgeschwindigkeit und Mischungstiefe ist auf Grund der Unsicherheit bei der Bestimmung des Dragkoeffizienten und der Vielzahl der möglichen Schichtungsvarianten schwierig und kann nur als Abschätzung gelten (zum Beispiel Gleichung 3.7 von CSANADY). Bei starken Windereignissen kann die turbulente Deckschicht in flachen Seegebieten wie der Pommerschen Bucht die gesamte Wassersäule erfassen.

Die horizontale Vermischung wird vor allen durch vertikale Stromscherungen realisiert (VAN AKEN, 1986), die in der Pommerschen Bucht im allgemeinen durch die Begrenzung des Ekmantransportes auf die turbulente Deckschicht verursacht werden. An der Küste wird die

Scherung durch den Bodenkompensationsstrom zusätzlich verstärkt. Dieser Prozeß ist auch als differenzielle Advektion bekannt. Hat sich an der Küste durch den Eintrag von Flußwasser oder durch stärkere Erwärmung ein Wasserkörper mit geringerer Dichte gebildet, kann durch die differenzielle Advektion eine vertikale Schichtung erzeugt werden. Je nach Richtung der küstenparallelen Windkomponente ist die Schichtung stabil oder instabil (Abb. 3.5). Bei einem auf die Küste gerichteten Ekmantransport wird eine instabile Schichtung erzeugt, die durch sofort einsetzende vertikale Konvektion abgebaut wird. Der Dichtegradient von der Küste zur offenen See wird schwächer. Das Wasser mit der geringeren Dichte bleibt jedoch an der Küste fixiert. Ein seewärts gerichteter Ekmantransport führt zu Auftrieb an der Küste. Die dort liegende leichte Wassermasse löst sich als Plume oder Band von der Küste ab und wird von der Küste weg transportiert.

Instabile Schichtungen, die durch einsetzende Konvektion zu starker vertikaler Vermischung führen, werden besonders im Winterhalbjahr auch durch die hohe Wärmeabstrahlung an der Oberfläche verursacht.

4 Transportprozesse

Im folgenden Kapitel werden Strömungsmuster und Transportprozesse in der Pommerschen Bucht und an ihren Grenzen untersucht. Als Grundlage dienen vor allem Meßdaten, die während des TRUMP-Projektes gewonnen wurden. Ergänzend werden Satellitenbilder der Wasseroberflächentemperatur (SST) und Simulationen mit numerischen Modellen diskutiert.

Die Pommersche Bucht ist verglichen mit dem internen Rossbyradius (vergl. FENNEL et al., 1991) sehr breit. Dadurch sind der Abfluß salzärmeren Wassers und der Zustrom von salzreichem Wasser meist horizontal separiert. Bedingt durch die weite Öffnung der Bucht zur offenen Ostsee erfolgt ständig ein windgetriebener Wasseraustausch der Bucht mit den angrenzenden Ostseebecken. In diese Grundströmung wird der Süßwasserabfluß eingetragen und je nach Ausstromsituation aus dem Haff als Flußwasserfahne oder -blase transportiert.

Der Wind stellt in der Ostsee den bedeutendsten Antrieb für die dynamischen Prozesse dar (FENNEL, 1994). Dichtegetriebene Strömungen und Gezeiten sind meist schwächer ausgeprägt. Mit einer statistischen Analyse werden zunächst die charakteristischen Eigenschaften des Windfeldes untersucht.

4.1 Windverhältnisse in der Pommerschen Bucht

Eine zusammenfassende Beschreibung über die Windverhältnisse in der Ostsee wird in BSH (1996) gegeben. Für das Gebiet der Pommerschen Bucht wurden Messungen der Stationen Arkona und Kolberg analysiert. Die mittlere Windgeschwindigkeit weist einen starken Jahresgang mit einem Maximum ($9,2 \frac{m}{s}$) im Januar und einem Minimum ($6,2 \frac{m}{s}$) im Juni auf. Aus den Monatswerten der vorherrschenden Windrichtung lassen sich drei Perioden mit unterschiedlichen Hauptwindrichtungen ableiten. Vorwiegend Ostwind herrscht von Februar bis Mai. Von Juni bis September sind westliche Richtungen dominant, während von Oktober bis Januar West- und Südwestwind vorherrschen.

Die Varianz des Windfeldes in der Pommerschen Bucht wurde mit Hilfe statistischer Methoden untersucht, um zu klären, ob die Annahme eines räumlich konstanten Windfeldes für das gesamte Untersuchungsgebiet anwendbar ist. Dafür standen die Schiffsmessungen in den Zeiträumen der TRUMP-Expeditionen sowie Winddaten von zwei festen Stationen zur Verfügung. Für die meteorologische Station Arkona liegt eine kontinuierliche Zeitreihe der 3-Stunden-Mittelwerte des Windes im Zeitraum von 1980 bis 1990 vom Meteorologischen Dienst der DDR, sowie Stundenmittelwerte ab 1993 vom Deutschen Wetterdienst Offenbach vor. Desweiteren können die Winddaten des IOW¹-Meßmastes Darßer Schelle, die ab Juni 1994 als Stundenmittelwerte gewonnen wurden, für die Beurteilung des Windfeldes herangezogen werden. Für die TRUMP-Expedition 95/04 sind die Windverhältnisse an den drei Stationen als Vektordiagramm gezeigt (Abbildung 4.1). Die qualitative Übereinstimmung der Messungen über eine Entfernung von mehr als 100 km ist bemerkenswert.

¹Institut für Ostseeforschung Warnemünde

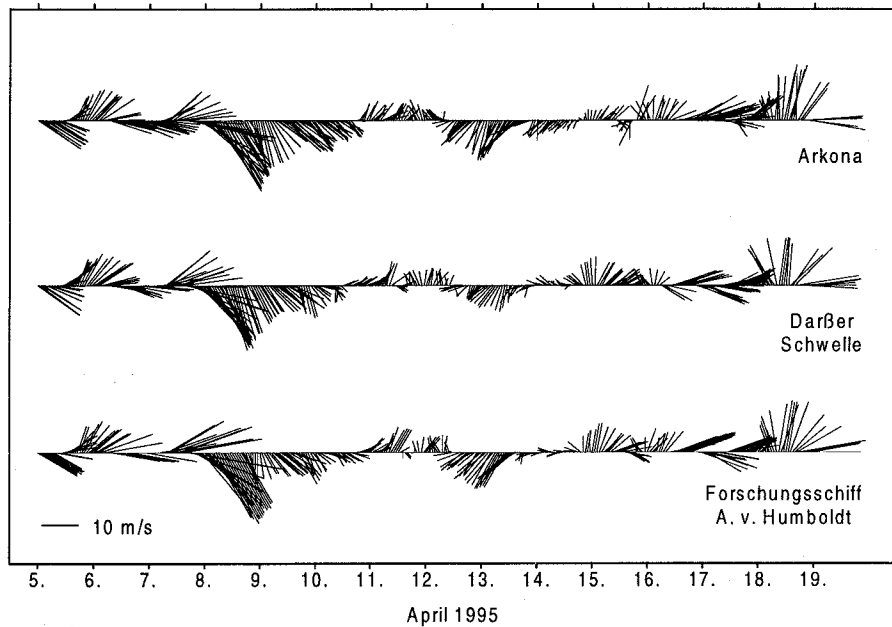


Abb. 4.1: Windverhältnisse an den Stationen Arkona, Darßer Schwelle und in der Pommerschen Bucht während der Trump Expedition 95/04

Anhand einer Korrelationsanalyse der Windkomponenten wurden die qualitativen und quantitativen Unterschiede beurteilt (Tabelle 4.1). Für den Vergleich der Stationen Darßer Schwelle und Arkona wurde der Jahreszeitraum vom 01. November 1994 bis 31. Oktober 1995 untersucht. Die Korrelation zu den Schiffsmessungen wurde für die TRUMP-Expedition 95/04 vom 04. bis 25. April 1995 bestimmt. Wegen Fehlern der Schiffsmessungen bei Windgeschwindigkeiten unter $0,5 \frac{m}{s}$ wurden die Daten in diesem Bereich nicht berücksichtigt.

Komponente	a	b	Verhältnis a:b	r^2	n
Ost	Arkona	Darß	$1,059 \pm 0,056$	0,886	8760
	Arkona	Darß	$1,133 \pm 0,039$	0,925	483
	Arkona	A.v. Humboldt	$1,084 \pm 0,062$	0,885	483
	Darß	A.v. Humboldt	$0,957 \pm 0,057$	0,881	483
Nord	Arkona	Darß	$0,894 \pm 0,079$	0,831	8760
	Arkona	Darß	$0,972 \pm 0,098$	0,809	483
	Arkona	A.v. Humboldt	$0,872 \pm 0,113$	0,766	483
	Darß	A.v. Humboldt	$0,913 \pm 0,189$	0,644	483

Tabelle 4.1: Korrelation der Windmessungen der Stationen Darßer Schwelle, Arkona und der Schiffsmessungen der A. v. Humboldt

Durchweg gut korreliert sind die Ostkomponenten der Stationen. Die erklärte Varianz beträgt rund 90 %. Der Betrag der Ostkomponente des Windes der Station Arkona ist etwa 5-10 % stärker als an der Darßer Schwelle und in der Bucht. Die Überbewertung liegt in der

topographischen Lage der Station oberhalb der Steilküste begründet, deren Umströmung die Ostkomponente verstärkt. Weniger gut ist die Korrelation der Nordkomponenten. Die Station Darßer Schwelle repräsentiert die Verhältnisse über der offenen Ostsee, während die Station Arkona und die Schiffsmessungen in der Bucht stärker durch die Küste beeinflusst werden. Der Landeinfluß in der Bucht ist stärker als an der etwas nördlicher liegenden Station Arkona. Das führt zu einer besonders schlechten Korrelation der Nordkomponente des Windes an der Darßer Schwelle mit den Schiffsmessungen. Die Nordkomponente der Windgeschwindigkeit ist an der Station Arkona und in den Schiffsmessungen etwas geringer als an der Darßer Schwelle. Durch den großen statistischen Fehler ist diese Abweichung jedoch nur schwach signifikant. Eine Zeitverschiebung des Eintritts der Windereignisse zwischen der Station Arkona und der Darßer Schwelle konnte nicht festgestellt werden. Bei Schiffsmessungen trat eine Verschiebung um eine Stunde auf. Eine Vektoranalyse ergab eine Richtungsabweichung von $-0,5^\circ$ zwischen Darßer Schwelle und Arkona, sowie $-4,5^\circ$ zwischen Arkona und den Schiffsmessungen.

Verallgemeinernd kann man sagen, daß der lokale Einfluß der Küste auf die Nordkomponente des Windes beschränkt bleibt. Zonal ausgerichtete Winde werden durch die Topographie kaum beeinflusst. Die Windgeschwindigkeiten in der Pommerschen Bucht sind etwas geringer als auf der Darßer Schwelle. Dies trifft insbesondere auf die Nordkomponente zu. Für die Pommersche Bucht kann die Station Arkona als repräsentativ angesehen werden, wobei die Überbewertung der Ostkomponente zu berücksichtigen ist. Das Windfeld im Bereich der Bucht ist im wesentlichen räumlich und zeitlich homogen.

Zur weiteren Untersuchung der charakteristischen Windverhältnisse wird die 11-jährige Zeitreihe von 1980-1990 der meteorologischen Station Arkona verwendet. Abbildung 4.2 zeigt die Häufigkeitsverteilung der 3-Stunden-Mittelwerte des Windes in Abhängigkeit von Windrichtung und Geschwindigkeit.

Winde aus West bis Südwest mit einem Anteil von 43 % und aus östlichen Richtungen mit 22 % sind die dominierenden Windlagen. Nördliche und südöstliche Richtungen sind dagegen selten. Die mittleren Windgeschwindigkeiten liegen zwischen $5 \frac{m}{s}$ und $9 \frac{m}{s}$, wobei westliche Winde in der Regel mit höheren Windgeschwindigkeiten verbunden sind. Die mittlere Windgeschwindigkeit zeigt einen ausgeprägten Jahresgang (Abbildung 4.3), der in der Windschubspannung noch deutlicher wird. Im Januar ist die Windschubspannung etwa doppelt so hoch wie im Juni und Juli. Das deutet bereits darauf hin, daß die Strömungsgeschwindigkeiten und Transportraten in der Bucht im Winter deutlich höher als im Sommer sein dürften.

Mit Hilfe der Spektralanalyse wurden die Zeitskalen der Windfluktuationen bestimmt. Durch die Zerlegung der Zeitreihe in Jahresperioden und anschließende Mittelung der Spektren wurde der statistische Fehler minimiert. Im Varianzspektrum (Abbildung 4.4) sind eine Reihe von Maxima erkennbar. Dabei entsprechen positive Frequenzen zyklonaler und negative Frequenzen antizyklonaler Drehrichtung. Deutlich ist ein Maximum bei 12 Stunden erkennbar, das mit der halbtägigen Gezeit in der Atmosphäre erklärt werden kann. Auf die

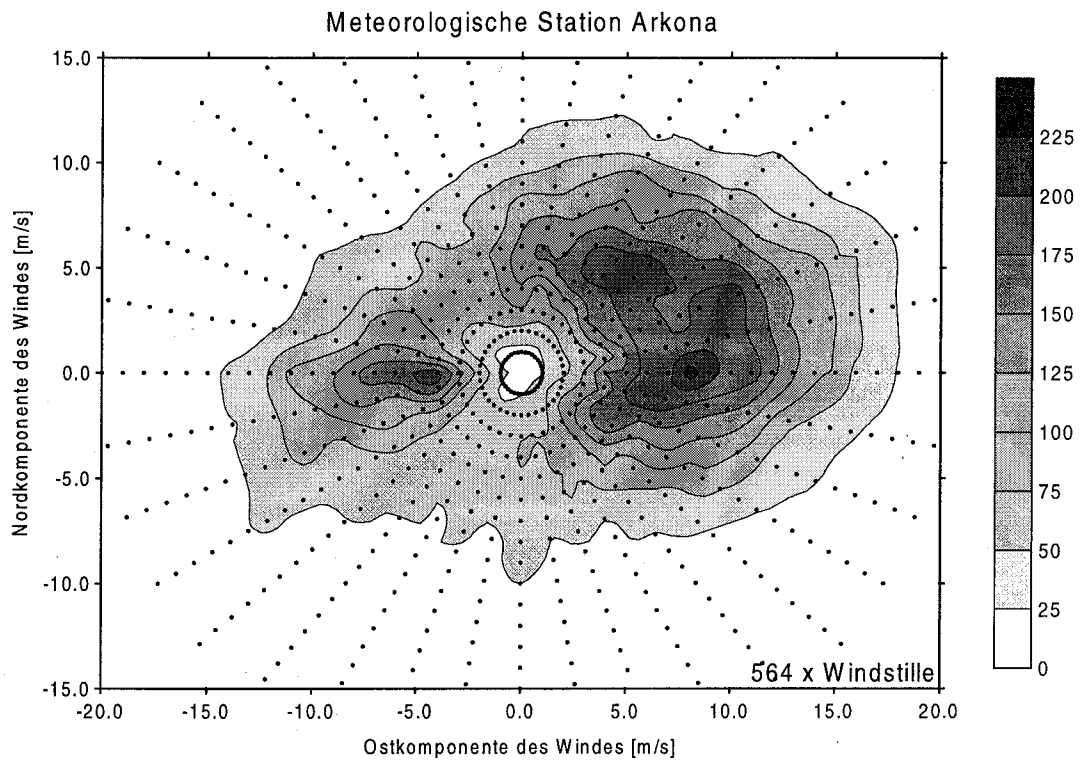


Abb. 4.2: Häufigkeitsverteilung der 3-Stunden-Mittelwerte des Windes an der Station Arkona (1980 - 1990)

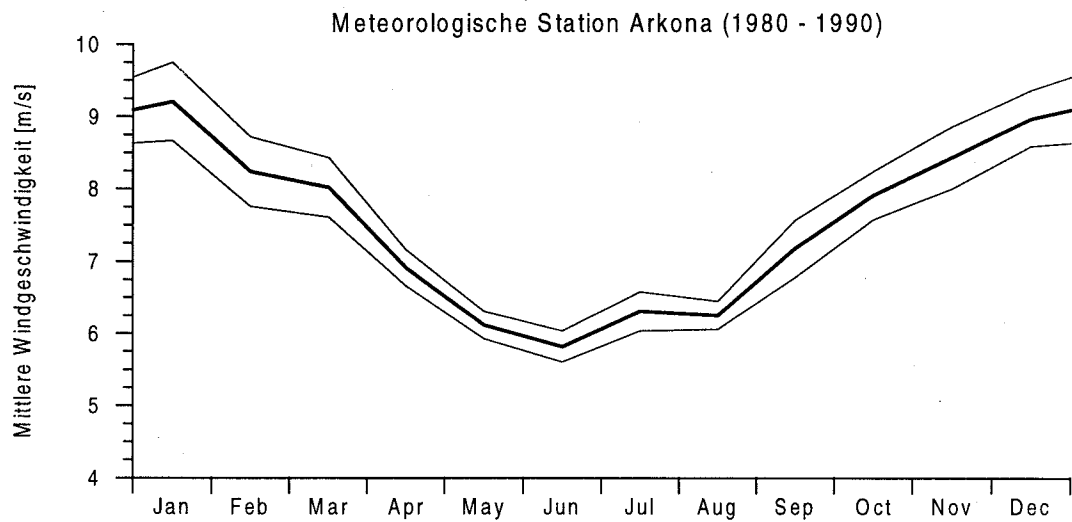


Abb. 4.3: Monatsmittelwerte der Windgeschwindigkeit und Standardabweichung der Mittelwerte innerhalb der 11-Jahresperiode 1980 - 1990

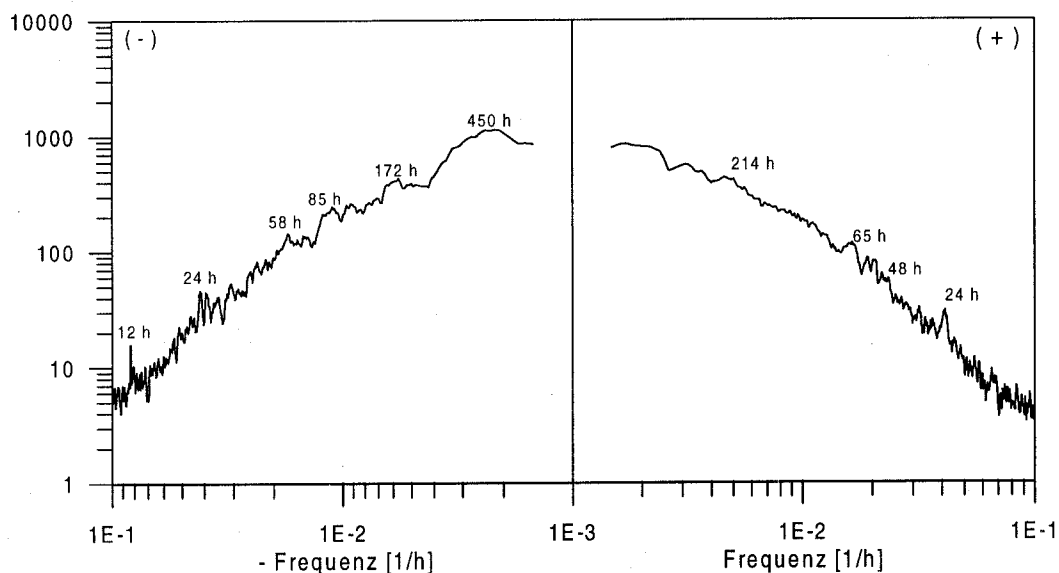


Abb. 4.4: Varianzspektrum der 3-Stunden-Mittelwerte des Windes (1980 - 1990)

Land-Seewind-Zirkulation kann das Maximum bei 24 Stunden zurückgeführt werden. Weitere Maxima bei 50-60 Stunden und bei 85 Stunden liegen auf der Zeitskala durchziehender Tiefdruckgebiete (2-4 Tage). Die Maxima mit Perioden im Bereich von 164-480 Stunden korrelieren mit grundlegenden Umstellungen in der Wetterlage (8-20 Tage).

Für die Entwicklung der windgetriebenen Strömungsmuster in der oberen Wassersäule ist vor allem die Stärke und Dauer der Windereignisse entscheidend. Um eine geeignete Darstellung für die Beurteilung der Windeinwirkung zu haben, wurde eine „relative Verschiebung je Windereignis“ Δs für ein Wasserteilchen definiert.

$$\Delta s = 0,03 \int_{t_1}^{t_2} |W_i(t)| dt \quad (4.1)$$

Für Beginn t_1 und Ende t_2 des Windereignisses ist der Aufenthalt des Windvektors in einem 90° -Sektor bestimmend. Der Vorfaktor 0,03 beruht in Anlehnung an Stokesdrift und Ekmantransport auf der Näherung, daß die Strömungsgeschwindigkeit in der Deckschicht etwa 3 % der Windgeschwindigkeit beträgt.

Die Häufigkeitsverteilung der Windereignisse in Abhängigkeit von der Windrichtung und der relativen Verschiebung ist in Abbildung 4.5 dargestellt. Windereignisse mit geringer Verschiebung sind sehr häufig und bei allen Windrichtungen anzutreffen. Im Gegensatz dazu treten Windsituationen, bei denen die relative Verschiebung die Längenskala der Bucht erreicht, nur bei West- und Ostwindlagen auf.

Eine starke saisonale Variabilität ist in der Häufigkeitsverteilung der Windschubspannung zu erkennen. Die Zeitreihe wurde dazu in drei Perioden unterteilt, die an die vorherrschende Windrichtung aus BSH (1996) angelehnt sind.

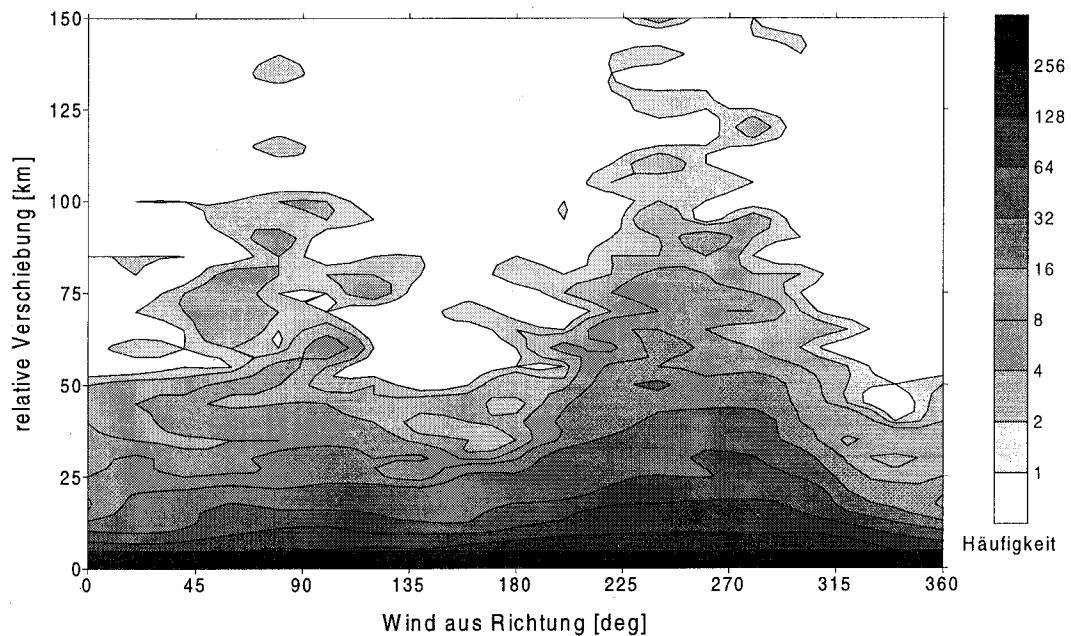


Abb. 4.5: Häufigkeit der Windereignisse in Abhängigkeit von Windrichtung und relativer Verschiebung (Arkona 1980 - 1990)

Während von Februar bis Mai westliche (34 %) und östliche (33 %) Richtungen gleich stark vertreten sind, findet man von Juni bis September hauptsächlich westliche Richtungen (52 %). Östliche Richtungen sind dagegen selten (19 %). In der Zeit von Oktober bis Januar sind südwestliche Richtungen (54 %) mit großen Windschubspannungen dominierend.

West- und Ostwindlagen haben sich nach Häufigkeit und Intensität als typische Windsituationen herausgestellt. Im allgemeinen ist bei diesen Windlagen die Einwirkzeit des Windes länger als die Einstellzeit stabiler Strömungsmuster in der Pommerschen Bucht.

4.2 Dynamische Abschattung

Die topographische Grenze der Pommerschen Bucht, die durch die schnelle Zunahme der Wassertiefe von 15 auf 35 Meter charakterisiert wird, ist qualitativ mit dem Rand der Kontinentalplatten im Ozean vergleichbar. Nach einer Definition von HUTHNANCE (1981) ist ein Seegebiet dann schelfartig, wenn der Abstand des Schelfrandes von der Küste wesentlich größer ist als der interne Rossbyradius auf dem Schelf. FENNEL (1991) gibt den internen Rossbyradius in der Arkonasee mit etwa 4 km an, er ist damit etwa 10-mal kleiner als die Abmessungen der Bucht.

In Strömungsmessungen von verankerten Stationen und in numerischen Modellen ist ein Abschattungseffekt der inneren Bereiche der Bucht von den Advektionsprozessen der angrenzenden Becken erkennbar. Die in der Beltsee generierten Strömungsmuster werden am nördlichen Rand der Bucht vorbeigeführt. Starke Strahlströmungen an der Nordküste Rügens, die bei westlichen Winden auftreten, lösen sich vor Stubbenkammer von der Küste

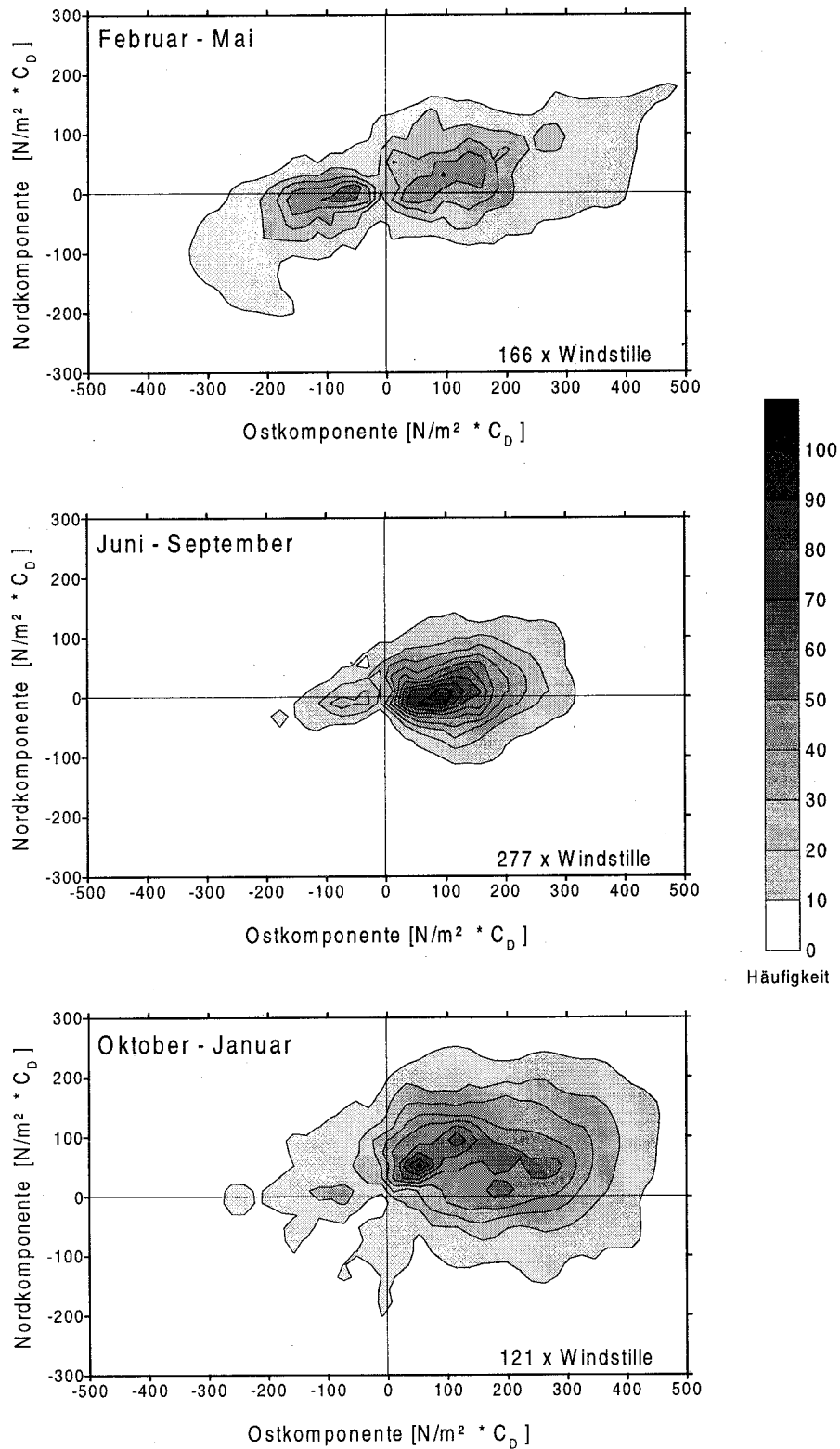


Abb. 4.6: Saisonale Häufigkeitsverteilung der 3-Stunden-Mittelwerte der Windschubspannung an der meteorologischen Station Arkona

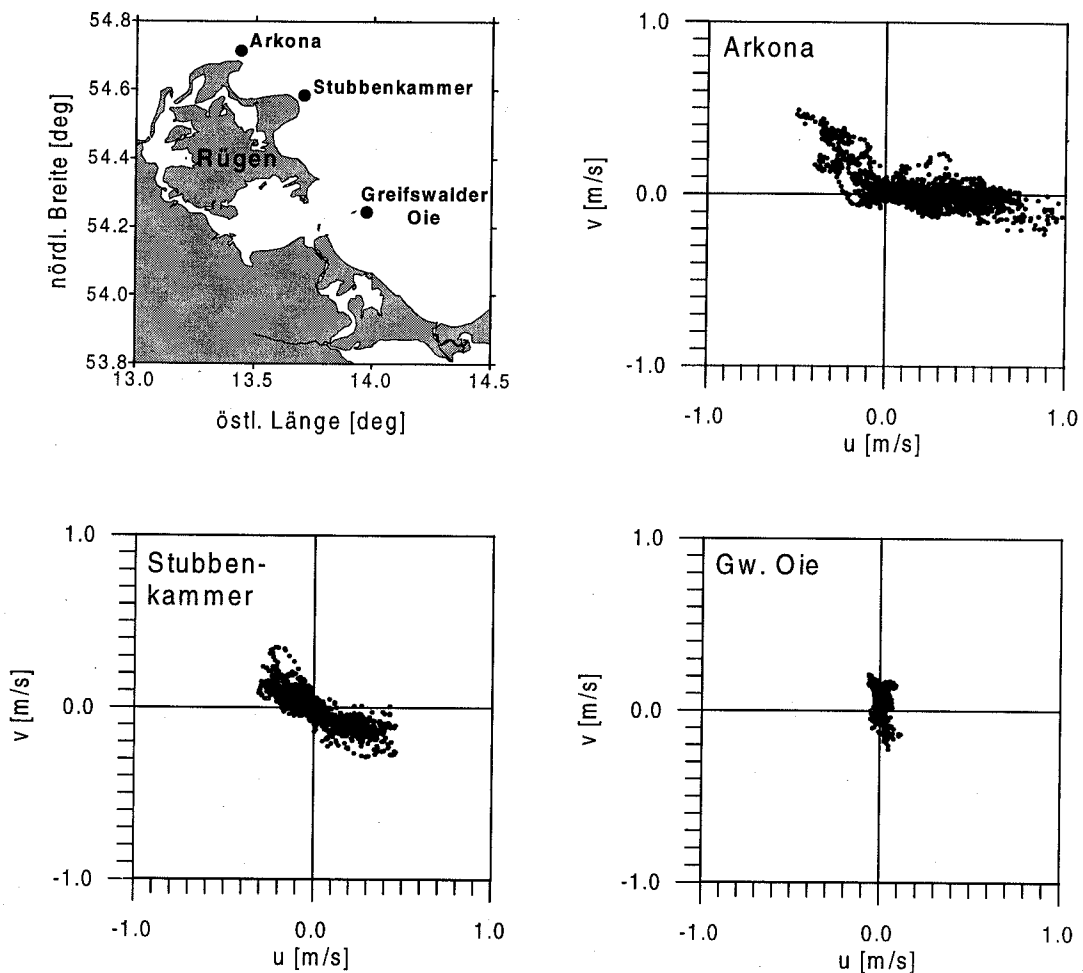


Abb. 4.7: Lage der verankerten Stationen und Streudiagramme der Strömungsmessungen im westlichen Teil der Pommerschen Bucht (Tiefe 5m).

und laufen entlang der 20m-Tiefenlinie weiter in östlicher Richtung bis sie bei Kolberg auf die polnische Küste treffen. Unter Ostwind ist ein inverses Muster zu beobachten.

Beobachtungen

Zur Untersuchung der küstennahen Strömung im westlichen Teil der Bucht wurden im Sommer 1994 drei Verankerungen mit Aanderaa-Strömungsmessern betrieben. Die Streudiagramme der Strömungsvektoren sind in Abbildung 4.7 dargestellt. An allen Stationen ist die Strömung überwiegend entlang der Isobathen ausgerichtet. Die Verankerungen Arkona und Stubbenkammer liegen im bzw. am Rand des topographisch geführten Strombandes. Innerhalb der Bucht nimmt die Strömungsgeschwindigkeit stark ab. An der Greifswalder Oie liegt das Maximum der Strömungsgeschwindigkeit bei $25 \frac{cm}{s}$, dagegen werden an der Station Arkona bis zu $100 \frac{cm}{s}$ und $60 \frac{cm}{s}$ vor Stubbenkammer beobachtet.

Das Stromband an der Nordgrenze der Bucht wurde häufig auch in ADCP²-Strömungsmessungen gefunden. Abbildung 4.8 zeigt mehrere Schnitte senkrecht zum Gradienten der Bodentopographie. Im Schnitt A ist der starke Strahlstrom vor der Küste Rügens zu erkennen, der seine maximale Geschwindigkeit an der 30m-Isobathe erreicht. Am Boden existiert ein Gegenstrom in östlicher Richtung. Der Strahlstrom löst sich bei Stubbenkammer von der Küste ab und ist im Schnitt B zwischen Adlergrund und der Oderbank als Stromband am stärksten Gradienten der Bodentopographie bei 20-30 m Wassertiefe zu finden. Schnitt C zeigt die Fortsetzung des Strombandes in der Nähe der polnischen Küste bei 30 m Tiefe.

Die Erhaltung der potentiellen Vorticity scheint die wesentliche Rolle bei der dynamische Abschirmung der Bucht zu spielen. Wasserpakete werden im barotropen reibungsfreien Fall ohne Windanregung entlang der Isolinien der potentiellen Vorticity transportiert. Bei starken Änderungen der Wassertiefe wird die potentielle Vorticity jedoch hauptsächlich durch die Bodentopographie bestimmt, so daß deren Isolinien weitgehend mit den Isobathen zusammenfallen. Strömungen, die von der tieferen Seite auf die topographische Stufe treffen, erhalten bei Verringerung der Wassertiefe eine zusätzliche antizyklonale Komponente der relativen Vorticity und werden abgelenkt. Ist die Stufe hoch genug, dann ändert sich die Bewegungsrichtung der anströmenden Wassermassen bis sie sich parallel zu den Isobathen entlang der Stufe weiter fortbewegen.

Auch die Generierung und Ausbreitung topographischer Rossbywellen ist eng mit der Erhaltung der potentiellen Vorticity verbunden. Nach LONGUET-HIGGINS (1968a) können Stufen in der Bodentopographie als Wellenleiter für topographische Wellen wirken. Einlaufende Wellen aus dem tieferen Bereich werden eingefangen und propagieren entlang der Stufe. Bei ihren Untersuchungen zur Entwicklung des Küstenstrahlstroms vor Arkona fanden LASS und TALPSEPP (1993) Hinweise auf die Existenz von topographischen Rossbywellen in der südlichen Arkonasee. Ihre analytische Berechnung mit der realen Bodentopographie ergab ein Maximum der küstenparallelen Strömungskomponente dieser Wellen an der 20m-Isobathe. Das entspricht dem Strömungsmaximum des beobachteten Strahlstroms. Die vor Rügen in der Arkonasee generierten topographischen Wellen lösen sich bei Stubbenkammer von der Küste und breiten sich an der Nordgrenze der Bucht nach Osten aus.

Numerisches Modell

Messungen mit dem geschleppten ADCP und verankerten Strömungsmessern sind entweder zeitlich begrenzt oder Punktmessungen. Ein umfassenderes Bild über die Variabilität der Strömung im Untersuchungsgebiet ergab die statistische Analyse des barotropen Stromfeldes aus einem Jahreslauf des numerischen Ostseemodells WOM³. Das Modell beruht auf dem GFDL⁴-Modell (BRYAN, 1969; KILLWORTH et al., 1989) mit freier Oberfläche. In der westlichen Ostsee hat das Modell eine horizontale Auflösung von einer Seemeile. Die verti-

²Acoustic Doppler Current Profiler

³Warnemünder Ostsee Modell

⁴General Fluid Dynamics Laboratory

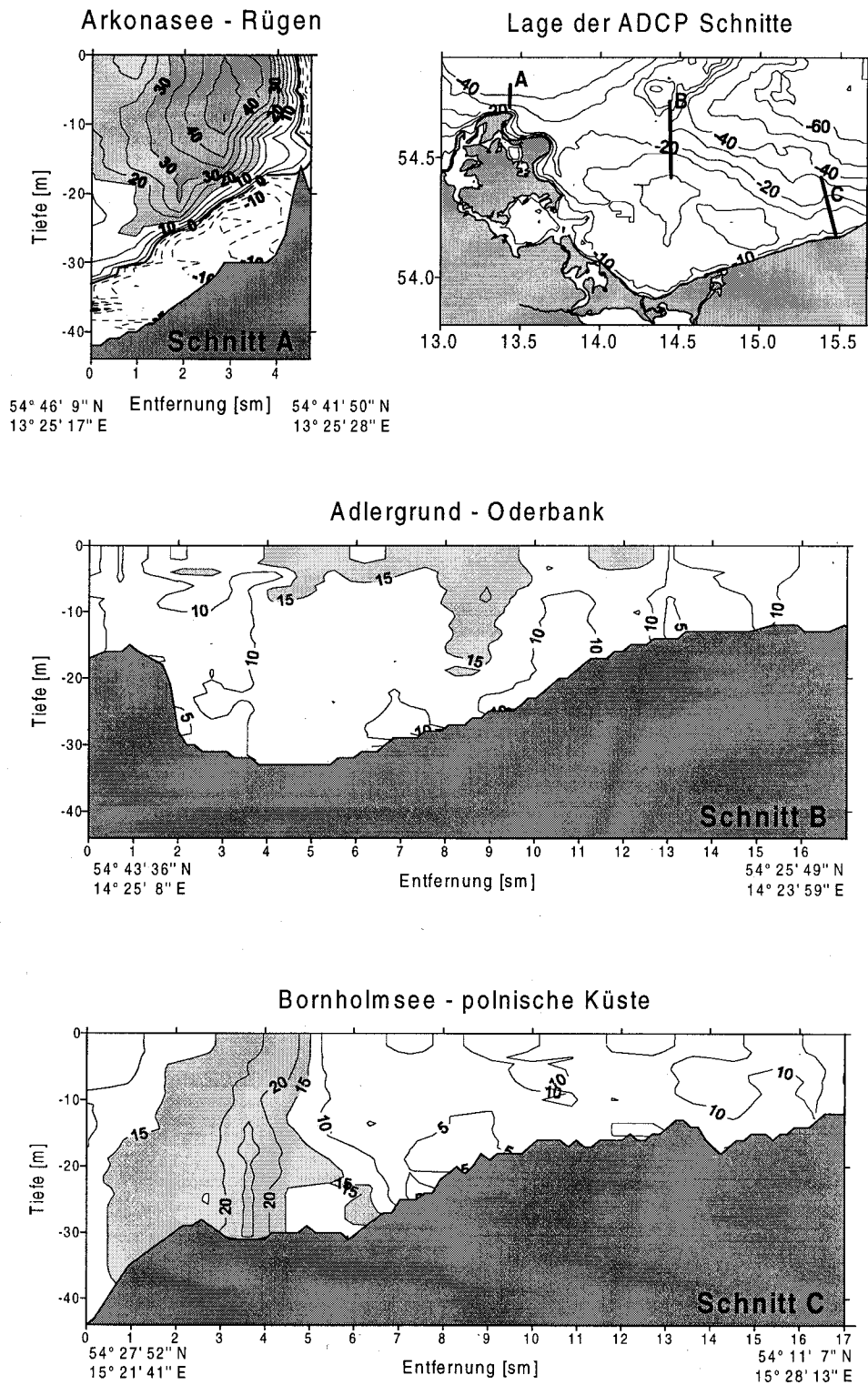


Abb. 4.8: Schnittsenkrechte Komponenten der ADCP-Strömungsmessungen entlang der topographischen Grenze der Bucht unter östlichen Windbedingungen (positiv = westliche Richtungen, negativ = östliche Richtungen)

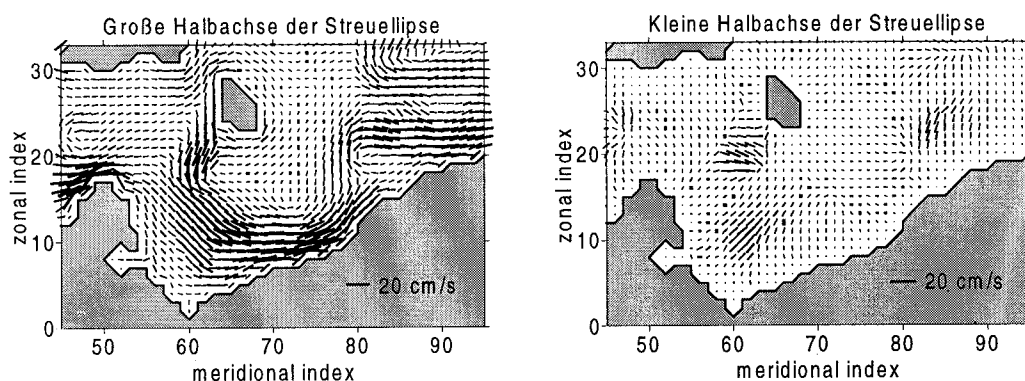


Abb. 4.9: Richtung und Größe der Halbachsen der Streuellipsen für die barotrope Strömung (WOM Jahreslauf 1995)

kale Auflösung in der Deckschicht beträgt 2 m. Die Initialisierung des Modells erfolgte mit dem klimatologischen Datensatz von KLEINE, korrigiert nach den Tafeln von LENZ (1971) und BOCK (1971). Als Antrieb wurden Wind in 10 m Höhe, Luftdruck, Lufttemperatur und Strahlungsdaten aus dem HIRLAM-22-Modell des Dänischen Meteorologischen Instituts mit 22 km horizontaler Auflösung verwendet. Für den Jahreslauf vom 15. September 1994 bis 15. September 1995 wurden die Streuellipsen (PREISENDORFER, 1988) der barotropen Strömung an jedem Gitterpunkt des Modells bestimmt. Größe und Richtung der Halbachsen sind in Abbildung 4.9 dargestellt.

Starke Varianzen korrelieren mit den dynamisch aktiven Zonen. In den Gebieten der beobachteten Küstenjets vor Arkona und der polnischen Küste, sowie entlang der nördlichen Grenze der Bucht sind auch im Modell große Varianzen zu finden. Dort ist die Strömung stark an der Bodentopographie ausgerichtet. Die Beträge der großen Halbachsen sind wesentlich höher als die der kleinen Halbachsen. Im Gegensatz dazu finden wir auf der Oderbank und bei Adlergrund (Ronnebank) eine starke Variabilität ohne ausgeprägte Richtungsabhängigkeit. Die inneren Bereiche der Bucht vor Usedom und der Swinemündung sind durch eine deutlich geringere Variabilität der Strömung gekennzeichnet.

Die Reaktion der Ostsee auf einen barotropen Antrieb im Übergangsbereich zur Nordsee wurde von SEIFERT (in Vorbereitung) untersucht. Dafür verwendete er das oben beschriebene Modell. Das Experiment wurde ohne Windanregung durchgeführt, um die Auswirkung fernwirkender Anregungen auf die Bucht besser beurteilen zu können.

Die Initialisierung des Modells erfolgte mit einer Wasserstandsstufe von +50 cm in der Beltsee gegenüber dem Kattegat und mit einer klimatologischen Dichteschichtung. Nach 4 Stunden erreicht die barotrope Welle die Nordgrenze der Bucht und läuft entlang der Küste Usedom in die Bucht ein. Dabei ist der Gradient des Wasserstandes zunächst parallel zur Küste (Abbildung 4.10). 10 Stunden später ist das Stromregime in der Arkonasee bereits weitgehend geostrophisch angepaßt. An der Nordküste Rügens etabliert sich ein Küstenstrahlstrom. Die Absenkung des Wasserstandes in der Bucht erfolgt in Küstennähe schneller als auf der Oderbank. Die Strömungsgeschwindigkeiten nehmen zu. Besonders

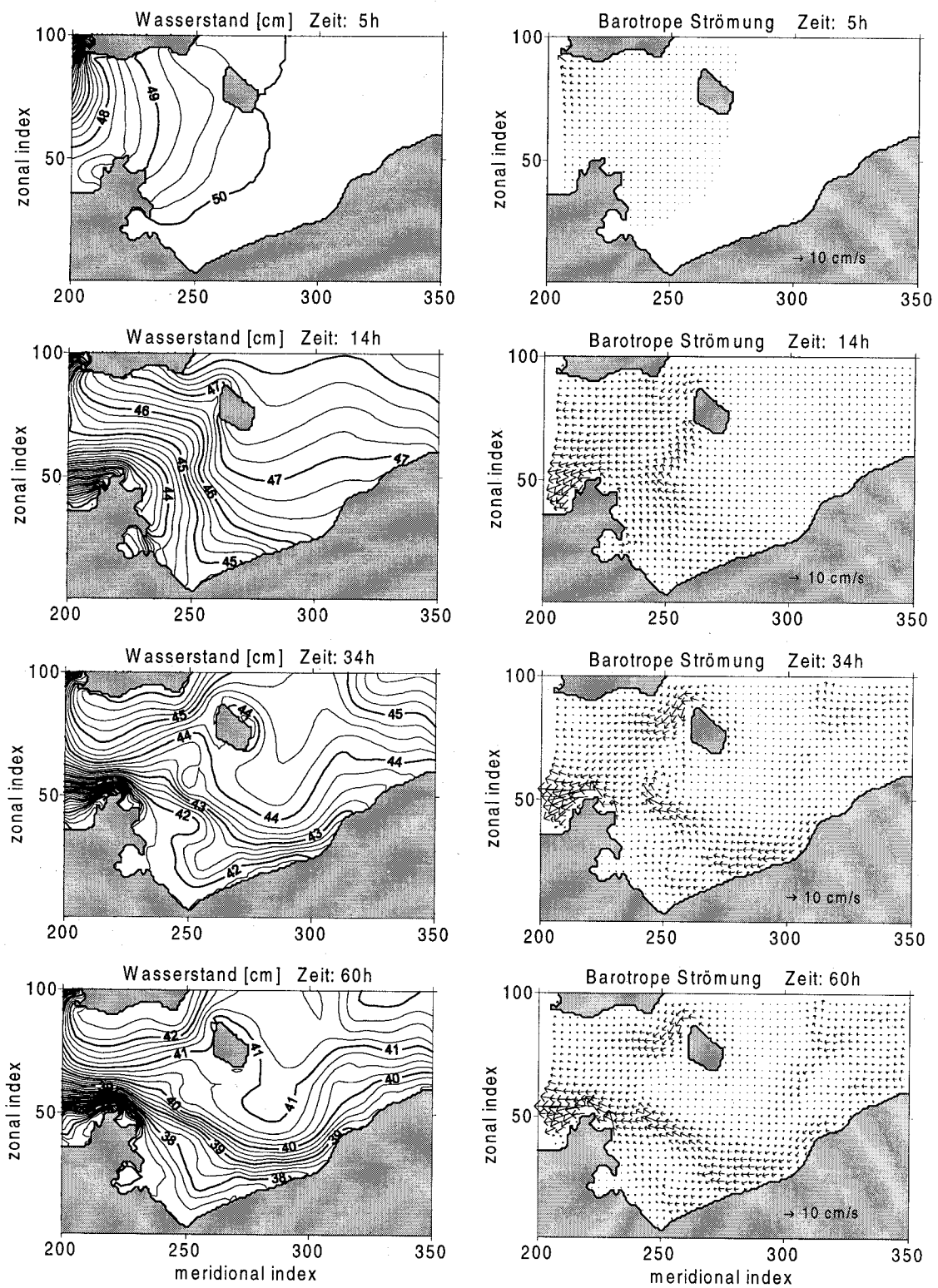


Abb. 4.10: Wasserstand und barotrope Strömung im numerischen Modell als Reaktion auf die Anregung mit einer Wasserstandsstufe in der Beltsee

auf der Ronnebank und der nördlichen Oderbank sind hohe Strömungsgeschwindigkeiten zu finden. 34 Stunden nach der Initialisierung beginnt die Entwicklung eines starken Strombandes an der nördlichen Grenze der Bucht. Gleichzeitig nimmt die Strömungsgeschwindigkeit in der Bucht und auf der Ronnebank wieder ab. Östlich von Stubbenkammer ist eine Ausbuchtung der Wasserstandsisolinen an der topographischen Stufe zu erkennen, die auf die Existenz von topographisch geführten Wellen hindeutet. Nach 60 Stunden sind die Anpassungsprozesse im gesamten Seegebiet abgeklungen. Es hat sich ein Stromband herausgebildet, das sich bei Kolberg von der polnischen Küste löst und entlang der Nordgrenze der Bucht verläuft. Bei Arkona trifft es wieder auf die Küste und setzt sich nach Westen als topographisch geführtes Stromband fort. Das Stromband befindet sich mit der Wasserstandsstufe, die sich am Rand der Bucht gebildet hat, im geostrophischen Gleichgewicht. Innerhalb der Bucht sind nur geringe Strömungsgeschwindigkeiten zu finden.

Die Anpassungsvorgänge infolge der barotropen Anregung im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee sowie die Wellenleiterwirkung der Nordgrenze der Bucht für topographisch geführte Wellen sind die bestimmenden Prozesse bei der topographischen Abschattung der Bucht. Die Breite des Strombandes an der Nordgrenze der Bucht in der Größenordnung des internen Rossbyradius und die Anpassungszeit des Stromfeldes von mehr als 50 Stunden weisen darauf hin, daß auch barokline Prozesse beteiligt sind. Anhand der vorliegenden Ergebnisse kann jedoch noch keine vollständige Erklärung der Schattenwirkung gegeben werden.

Eine weitere mögliche Ursache für geostrophisch angepaßte Strömungsmuster an der Grenze der Bucht ist der Dichtegradient von der Bucht in die offene Ostsee. Die geringe Wassertiefe der Bucht und die dadurch reduzierte Wärmekapazität bedingt eine stärkere Aufheizung (oder Abkühlung) des Buchtwassers gegenüber den angrenzenden Becken. SIEGEL (1996) konnte in Satellitenbildern thermische Fronten entlang der 20m-Isobathe nachweisen. Zusätzlich kann der Dichtegradient durch den Süßwasserzufluß verstärkt werden. Die resultierende Strömung ist jedoch gegenüber der windinduzierten Strömung nur von untergeordneter Bedeutung.

4.3 Experimentelle Arbeiten in der Pommerschen Bucht

Zur Untersuchung der hydrographischen Verhältnisse in der Pommerschen Bucht wurden im Rahmen des TRUMP-Projektes von September 1993 bis Januar 1996 sieben Expeditionen von 2-3 Wochen Dauer durchgeführt. Ziel war die möglichst synoptische Abtastung der gesamten Bucht unter unterschiedlichen meteorologischen und jahreszeitlichen Situationen. An den meisten Ausfahrten nahmen zwei Schiffe teil.

Mit der „Alexander von Humboldt“ erfolgten hydrographische Messungen auf einem festgelegten Stationsnetz (Abbildung 4.11), das während jeder Expedition mehrfach abgefahren wurde. Die hydrographischen Schnitte waren konzentrisch um die Swinemündung angeordnet, um die Ausstromfahne gut erfassen zu können. Zusätzliche Schnitte wurden senkrecht zur Küste und um die Mündung des Greifswalder Boddens gefahren. Der Stationsabstand betrug 2-3 Seemeilen im Inneren der Bucht und 4-6 Seemeilen auf den äußeren Schnitten.

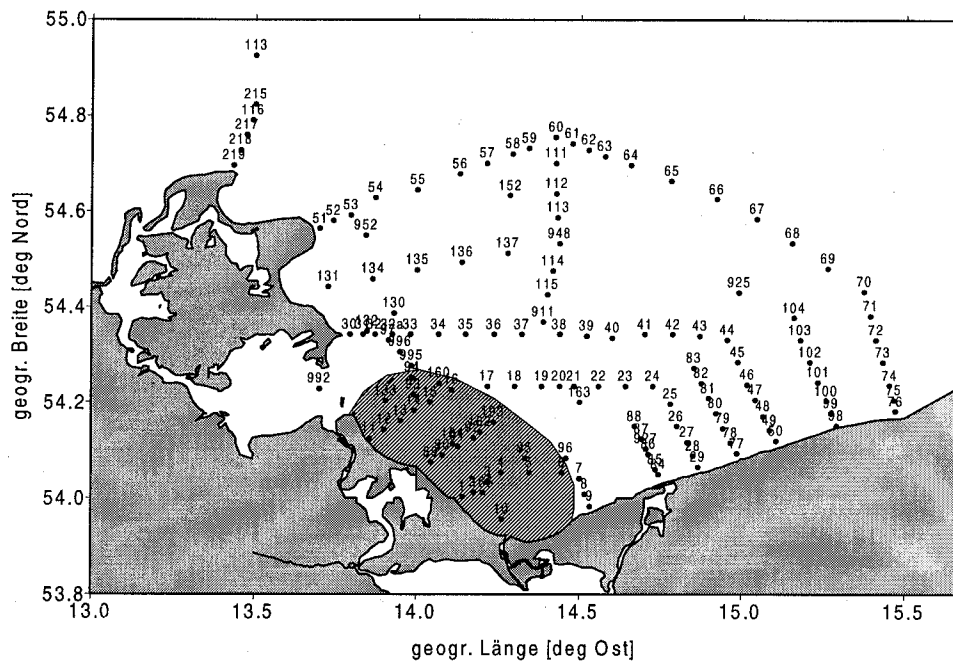


Abb. 4.11: Hydrographisches Stationsnetz der TRUMP-Expeditionen und Bereich der CODAR Strömungsmessungen (schraffiertes Gebiet) in der Pommerschen Bucht

An jeder Station wurden mit einer CTD-Sonde Vertikalprofile von Temperatur, Leitfähigkeit und Sauerstoffgehalt gewonnen. Ab Januar 1995 kam zusätzlich ein Mehrkanalfluorometer zum Einsatz, das Messungen der Rückstreuung und die Bestimmung von Gelbstoff- und Chlorophyll-a-Fluoreszenz gestattete. In Standardtiefen wurden mit der Schöpferrosette der CTD Wasserproben zur Analyse der Nährstoffkonzentrationen und biologischer Parameter gewonnen.

Entlang ausgewählter hydrographischer Schnitte wurden zeitversetzt zu den CTD-Einsätzen Strömungsmessungen mit dem ADCP durchgeführt. Mit einem speziellen geschleppten Trägersystem, das am Institut für Ostseeforschung entwickelt wurde, gelang es, die Beeinflussung der Strömungsmessungen durch das Störfeld des Schiffes im Flachwasserbereich zu minimieren (LASS und RÜSS, 1994).

Mit dem Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ wurden überwiegend Messungen in der Flußwasserfahne und im Greifswalder Bodden durchgeführt, wobei biologische Experimente im Vordergrund standen.

Die Oberflächenströmung vor der Küste Usedom wurde während der TRUMP-Expeditionen durch eine Arbeitsgruppe des IfM Hamburg vermessen. Dabei kam ein landgestütztes Radarmeßsystem CODAR⁵ zum Einsatz, mit dem eine hohe räumliche und zeitliche Auflösung der Messungen erreicht wird (GURGEL, 1993).

Verankerungen mit Aanderaa-Strömungsmessern und SeaCat-Thermosalinographen im west-

⁵COastal raDAR

lichen Teil der Bucht ergänzten zeitweise das Meßprogramm. Ihr Einsatz wurde jedoch wegen ungeklärter Geräteverluste und Bewuchsproblemen 1995 eingestellt.

Ergänzend zu den *in-situ*-Messungen wurden Satellitendaten der Wasseroberflächentemperatur zur Beurteilung der hydrographischen Situation in den angrenzenden Ostseebecken ausgewertet. Zur synoptischen Erfassung des Zustandes großer Seegebiete sind Satellitendaten wesentlich besser geeignet als Schiffsmessungen, da sie zeitgleiche Messungen darstellen. Ihr Nachteil besteht in der Abhängigkeit von meteorologischen Bedingungen, dem Fehlen der Tiefeninformation und der oft schwierigen Interpretation, da die Temperatur im Gegensatz zum Salzgehalt stärker durch die Wechselwirkung mit der Atmosphäre beeinflusst wird. Ein weiteres Problem stellt die relativ große Abweichung der vom Satelliten bestimmten Oberflächentemperatur von der in 1 m Wassertiefe bestimmten Temperatur in der Größenordnung von 0,5-2 K dar. Da die Satellitenbilder jedoch nur qualitativ diskutiert werden sollen, ist nur die relative Auflösung der Temperaturdifferenzen von Bedeutung, die mit einer Genauigkeit von etwa 0,1 K wesentlich besser ist. Vergleiche der *in situ* bestimmten Temperatur- und Salzverteilung stimmen weitgehend mit den Satellitenbeobachtungen überein.

Mit dieser Meßstrategie wurde das gesamte Gebiet der Bucht in relativ kurzer Zeit abgetastet. Das Ziel einer synoptischen Erfassung aller hydrographischen Parameter konnte dennoch nur teilweise erreicht werden. Besonders die ADCP-Strömungsmessungen sind wegen der starken Varianz des Stromfeldes zeitlich inkohärent. Die beobachteten hydrographischen Situationen unter unterschiedlichsten meteorologischen Bedingungen stellen nur Augenblicksaufnahmen dar, deren Repräsentativität erst im Zusammenhang mit kontinuierlichen Zeitreihen an Dauerstationen und numerischen Simulationen genauer erfaßt werden konnte.

4.4 Windgetriebene Strömungen

Die Strömungsverhältnisse in der Pommerschen Bucht werden durch die windgetriebene Dynamik geprägt. Vor allem der Ekmantransport und die Modifikation des Stromfeldes durch die Küsten und die Bodentopographie bestimmen das Transportregime. Den Hauptwindrichtungen lassen sich charakteristische Strömungsmuster zuordnen. Im folgenden Abschnitt werden die Korrelation von Wind und Strömung und die für die West- und Ostwindlage typischen Strömungsregime diskutiert.

4.4.1 Korrelation von Wind und Strömung

Die generelle Korrelation von Windanregung und Strömung in der Pommerschen Bucht wurde mit Zeitreihen von CODAR- und ADCP-Strömungsmessungen untersucht.

Die CODAR-Messungen der Oberflächenströmung vor der Küste Usedom wurden über ein Gebiet von 20 mal 40 km gemittelt, wobei der Bereich so gewählt wurde, daß der Einfluß des aus der Swinemündung ausströmenden Haffwassers und der topographischen Schwelle an der Greifswalder Oie möglichst gering bleibt. Abbildung 4.12 zeigt die Kreuzkovarianz

der mittleren Oberflächenströmung mit dem Wind der Station Arkona. Das Maximum der Kreuzkovarianzfunktion tritt bei einer Zeitverschiebung von 0-2 Stunden auf. Die Strömung reagiert fast ohne Zeitverschiebung auf den herrschenden Wind. Die Strömungsrichtung an der Oberfläche ist gegenüber der Windrichtung um 27° nach rechts gedreht. Es tritt ein Erinnerungseffekt von etwa 20 Stunden auf. Vergleichbare Ergebnisse wurden in einer ähnlichen Untersuchung auch von ESSELBORN (1996) erzielt.

Vom 22. Oktober bis 26. November 1997 wurde an der automatischen Station Odertonne des IOW eine ADCP-Verankerung betrieben, mit deren Hilfe die Signifikanz der CODAR-Messungen überprüft werden konnte. Die Kreuzkovarianz der Strömung mit dem Wind wurde tiefenabhängig bestimmt und ist in Abbildung 4.13 dargestellt. Die Richtungsablenkung der Oberflächenströmung beträgt 21° nach rechts und ist mit den Ergebnissen der CODAR-Messungen vergleichbar. Das Maximum der Kreuzkovarianzfunktion in der Oberflächenschicht tritt auch hier bei einer Zeitverschiebung von 0-2 Stunden auf. Die Kreuzkovarianz und die Richtungsabweichung der Strömung von der Windrichtung sind stark tiefenabhängig. Mit zunehmender Tiefe verringert sich die Kreuzkovarianz und fällt bei 7-8 m Wassertiefe unter das Signifikanzniveau. Im Tiefenbereich von 8-13 m ist die Strömung nicht mit dem Wind korreliert. Ab 13 m Tiefe nimmt die Korrelation mit dem Wind wieder zu. Die Richtungsabweichung ist jedoch invers zur Oberflächenschicht. Dieses Verhalten kann auf die während der Messung vorhandene Schichtung zurückgeführt werden. Die winddurchmischte Schicht erreicht eine Tiefe von 8 m. Der Ekmantransport führt hier zu einer Rechtsablenkung der Strömung, die mit $70-80^\circ$ in der Nähe des theoretischen Wertes liegt. In Bodennähe existiert ein Gegenstrom der mit dem Wind invers zur Oberflächenschicht korreliert ist. Der Einfluß der Topographie auf die Strömungsrichtung ist relativ gering. Das Verhältnis von großer und kleiner Halbachse der Streuellipse der Strömung liegt in allen Tiefenschichten zwischen 1,3 und 1,7.

4.4.2 Westwindsituation

Während der TRUMP-Expeditionen wurden mehrfach Messungen unter westlichen Windbedingungen durchgeführt. Besonders ist hier die Expedition vom Sommer 1994 zu nennen, die am Ende einer lang andauernden Westwindperiode stattfand. Die gewonnenen Ergebnisse, die sich als charakteristisch für diese Windlage erwiesen haben, trugen wesentlich zum Verständnis der beobachteten Muster bei und sollen im folgenden diskutiert werden.

Der Expedition ging eine 10-tägige Phase mittlerer bis starker Westwinde mit Windstärken von $6-10 \frac{m}{s}$ voraus, die zunächst auch während der Messungen anhielt (Abbildung 4.14). So konnte sich ein Strömungsmuster herausbilden, das über längere Zeit stabil blieb. Der kurzzeitige Umschlag des Windes auf östliche Richtungen im ersten Teil der Expedition führte nicht zu einem dauerhaften Wechsel im Strömungsmuster. Erst die vollständige Umstellung auf Ostwind ab dem 2. Juli 1994 beendete die lange Westwindphase. Die Globalstrahlung wurde vor Beginn der Expedition an einigen Tagen durch Wolken abgeschwächt. Danach blieb sie relativ konstant bei hohen Werten, so daß eine starke Aufheizung des Wasserkörpers in den flachen Teilen der Bucht zu beobachten war.

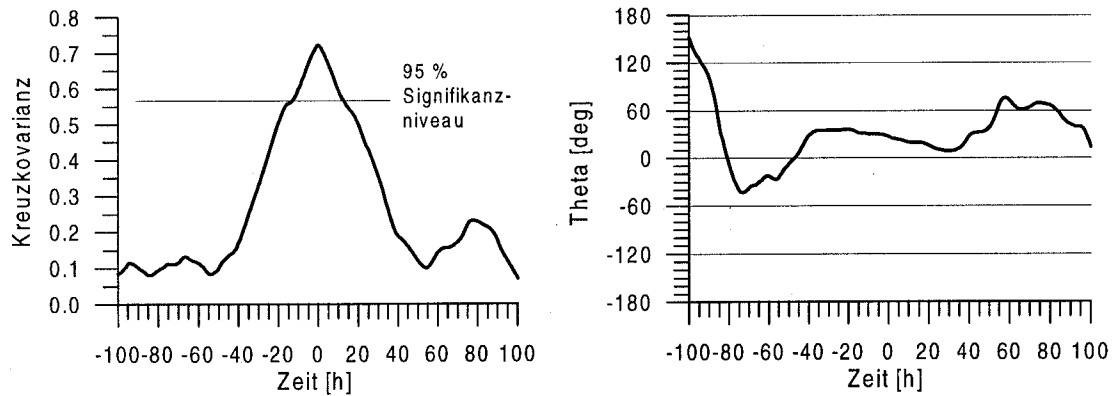


Abb. 4.12: Kreuzkorrelation der Oberflächenströmung vor der Küste Usedom (räumlich gemittelte CODAR - Messungen) mit dem Windvektor der Station Arkona während der TRUMP-Expedition 94/06

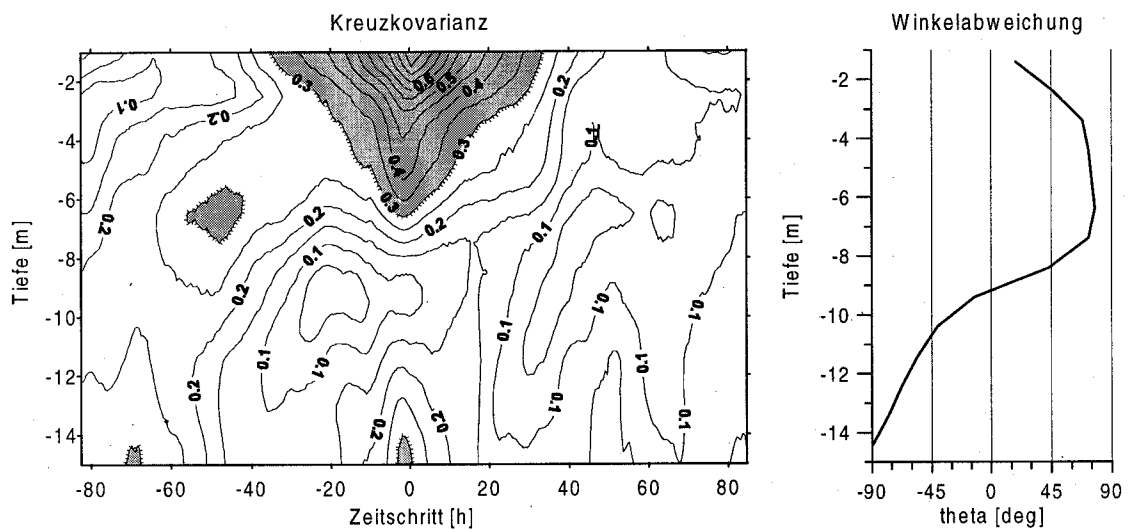


Abb. 4.13: Tiefenabhängige Kreuzkorrelation und Winkelabweichung der mit dem ADCP gemessenen Strömung vor der Küste Usedom mit dem Windvektor (Odertonne) im November 1997, grau: Signifikanzschwelle für 95 % Vertrauensbereich = 0,3

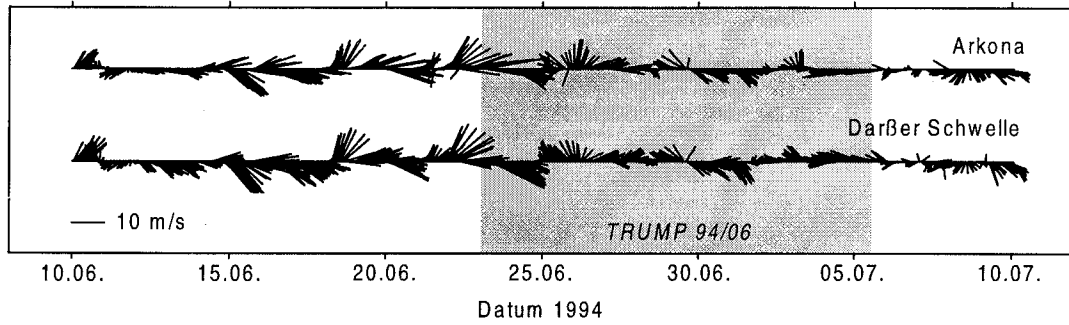


Abb. 4.14: Windvektor an den Stationen Darßer Schwelle und Arkona vor und während der Expedition Trump 94/96

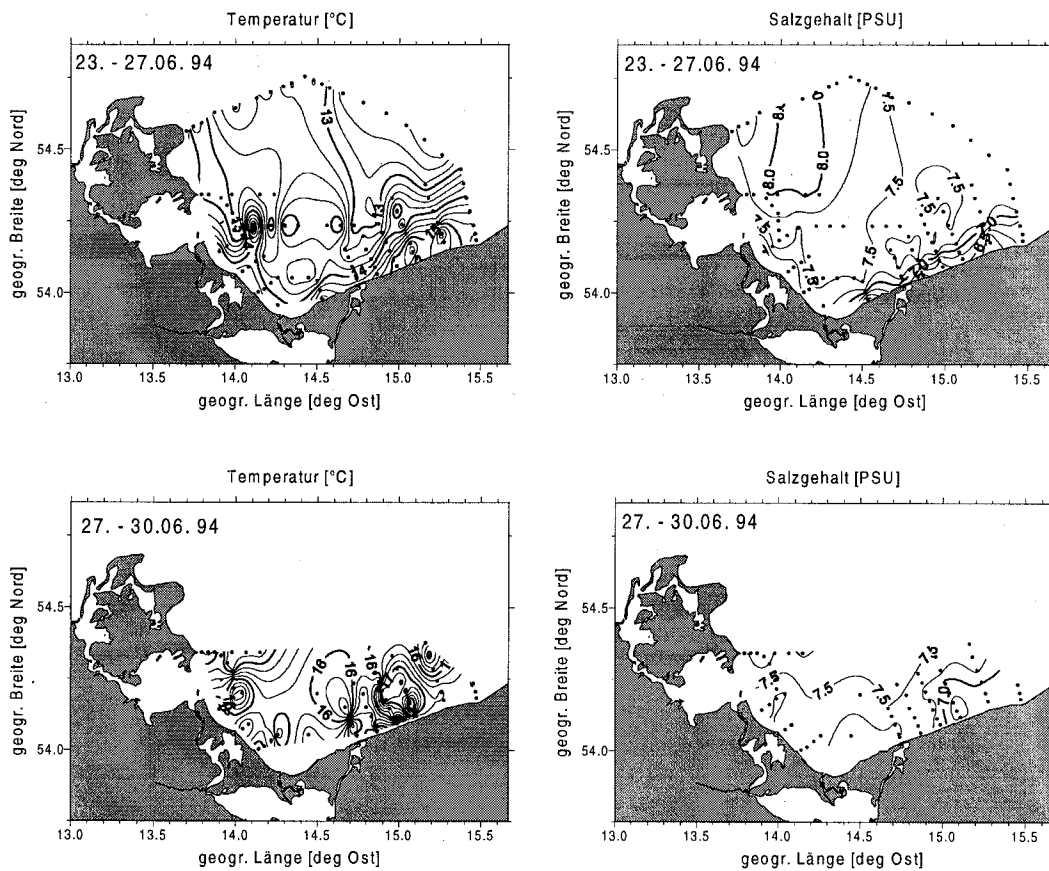


Abb. 4.15: Temperatur und Salzgehaltsverteilung am Ende der Westwindphase im Juni 1994 (Tiefe 3m). oben: eng an der Küste anliegendes Band salzarmen Wassers. unten: Aufweitung des Bandes nach kurzzeitigem Ostwind

Zur Untersuchung der Strömungsmuster wurden ab dem 20. Juni 1994 Messungen mit drei verschiedenen Systemen durchgeführt. Von Bord des Forschungsschiffes „A. v. Humboldt“ erfolgte der Einsatz des geschleppten akustischen Strömungsmeßsystems (ADCP), das vertikal hoch aufgelöste Datensätze lieferte. Desweiteren wurde die Oberflächenströmung vor der Küste Usedom mittels eines Küstenradarsystems (CODAR) der Universität Hamburg bestimmt. Diese Daten liegen auf einem räumlichen Gitter mit einer Seemeile Gitterweite alle 30 Minuten vor (GURGEL, 1996). Vervollständigt wurden die Messungen durch den Einsatz von Aanderaa-Strömungsmessern an drei Verankerungen vor der Küste Rügens und der Greifswalder Oie.

Das zu Beginn der Expedition beobachtete Strömungsmuster war durch einen starken Einstrom von salzreichem Wasser aus der Arkonasee entlang der Ostküste Rügens gekennzeichnet, der sich an der Küste Usedom nach Südosten in die inneren Teile der Bucht fortsetzte (Abbildung 4.15). Dieser Einstrom ist sowohl auf topographisch geführte Strömungsmuster an der Nordküste Rügens, als auch auf den baroklinen Druckgradienten zwischen Pommerischer Bucht und Arkonasee zurückzuführen. Die Strömungsrichtung wird in Küstennähe sehr stark von der Topographie beeinflusst. Sowohl in den Strömungsmessungen der Verankerungen, als auch in den mit dem CODAR bestimmten Oberflächenströmungsmustern ist die küstenparallele Komponente dominierend.

Die aus CODAR- und ADCP-Messungen abgeleiteten mittleren Strömungsgeschwindigkeiten in der Bucht liegen mit $10-20 \frac{cm}{s}$ in der Größenordnung der Ekmantheorie. In Abbildung 4.16 ist die Oberflächenströmung vor der Küste Usedom bei zunehmenden Westwind dargestellt. Auffällig ist die schnelle Entwicklung eines küstennahen Strombandes, das sich entlang der polnischen Küste fortsetzt.

Die Ausbildung des Stromfeldes kann theoretisch durch die Reaktion eines Küstenozeans auf das Einschalten eines küstenparallelen Halbebenenwindes beschrieben werden (vgl. FENNEL und LASS, 1989; FENNEL und SEIFERT, 1995). Der Ekmantransport führt in der Deckschicht zu einer auf die Küste gerichteten Strömungskomponente. An der polnischen Küste entwickelt sich ein Strahlstrom, dessen Geschwindigkeit zunächst mit der Zeit anwächst. Das Stromfeld besitzt an der Küste eine abwärts gerichtete Vertikalkomponente. Die Usedomische Küste stellt sowohl für das Windfeld als auch in der Topographie eine Inhomogenität dar, an der Kelvinwellen abgestrahlt werden. Die Geschwindigkeit im Küstenstrahlstrom wird beim Durchgang der Kelvinwellenfront arretiert, so daß sich ein nach Osten anwachsender Küstenstrahlstrom herausbildet (Abbildung 4.17). Wegen der unterschiedlichen Ausbreitungsgeschwindigkeit der einzelnen baroklinen Moden ist die Vertikalkomponente der Strömung nach dem Durchgang der Kelvinwellenfront nicht vollständig verschwunden. Hinzu kommt, daß die Kelvinwellen durch Streuungsprozesse an der unregelmäßigen Bodentopographie mit zunehmender Entfernung von der Windkante an Intensität verlieren. Ausgeströmtes Haffwasser kann bei langanhaltenden Westlagen im Küstenstrahlstrom bis in die Bucht von Gdansk vordringen.

Der in der Oberflächenschicht auf die Küste gerichtete Ekmantransport wird in der bodennahen Wasserschicht durch einen Gegenstrom kompensiert. Die dadurch bedingte Scherung

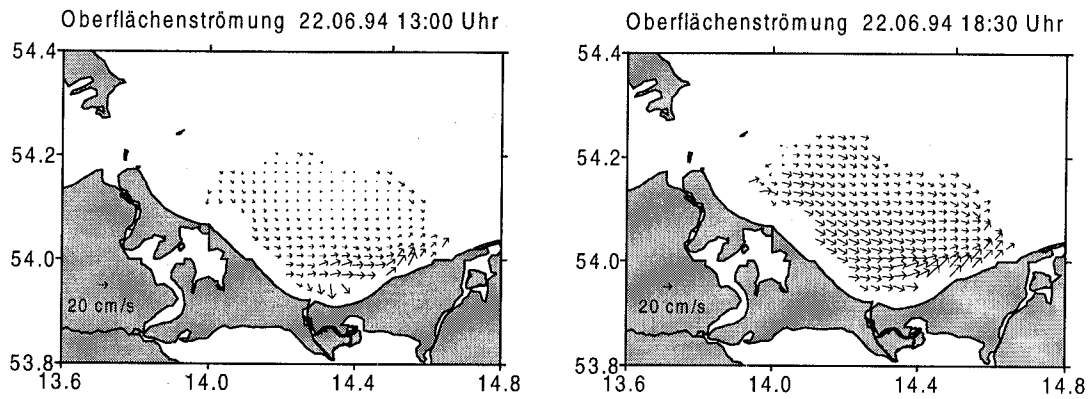


Abb. 4.16: Oberflächenströmung vor der Küste Usedom bei zunehmendem Westwind von 10 auf 15 $\frac{m}{s}$ (CODAR - Messungen)

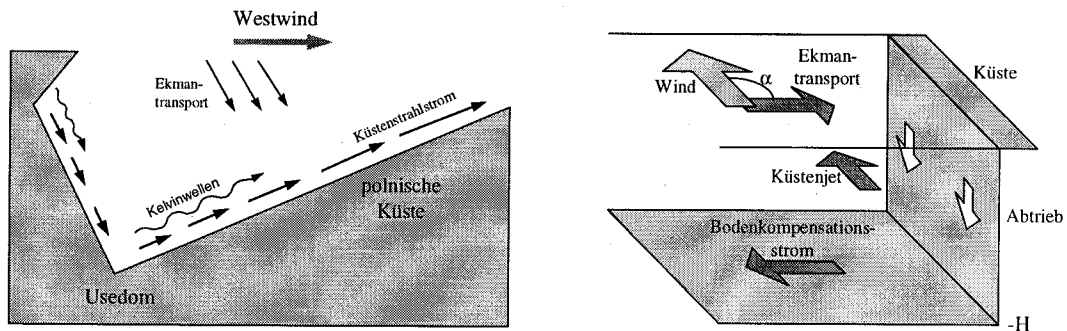


Abb. 4.17: Schema des Strömungsregimes in der Bucht und an der Küste unter westlichen Windbedingungen

zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser, auch als differenzielle Advektion bezeichnet, verursacht an der Küste eine instabile vertikale Schichtung. In der Oberflächenschicht wird salzreicheres Wasser aus den offenen Bereichen der Bucht an die Küste transportiert. Das dort liegende salzärmere Wasser wird überschichtet, so daß durch die Dichteinstabilität eine vertikale Vermischung einsetzt. Der Salzgehalt im Küstenstrahlstrom steigt mit zunehmender Entfernung von der Swinemündung an. Das eingetragene Wasser bleibt jedoch an der Küste fixiert und wird nach Osten verfrachtet.

Ab dem 2. Juli 1994 stellte sich die Wetterlage durchgehend auf Ostwind um. Der nun seewärts gerichtete Ekmantransport führte zu einer Aufweitung des Transportbandes. Im weiteren Verlauf kam es durch entstehende Auftriebsfilamente zur Ablösung des Transportbandes von der Küste. Durch horizontale und vertikale Vermischung löste es sich in den vorgelagerten Seegebieten auf. Die Umkehr der differenziellen Advektion und die damit verbundene Ablösung des Transportbandes von der Küste konnte mit ADCP-Messungen belegt werden. Bei kurzzeitig einsetzendem Ostwind am 25. Juni 1994 ist das salzarme Wasser im Transportband noch an der Küste lokalisiert. In der Deckschicht entwickelt sich bereits

der seewärts gerichtete Ekmantransport mit Strömungsgeschwindigkeiten von $2-4 \frac{cm}{s}$. Am Boden etabliert sich die zur Küste gerichtete Kompensationsströmung (Schnitt A in Abbildung 4.18). Infolge des zweiten Ostwindereignisses am 29. Juni 1994 setzte ein stärkerer seewärts gerichteter Ekmantransport ein. Die küstennormale Strömungsgeschwindigkeit steigt in der Deckschicht auf $4-8 \frac{cm}{s}$ an. Es hat sich eine starke vertikale Dichteschichtung gebildet. Die Tiefe der Sprungschicht fällt mit der Tiefe der größten Stromscherung zusammen. Das salzärmere Wasser beginnt sich von der Küste zu lösen und wird in die offene Bucht transportiert. An der Küste ist bereits der Auftrieb von salzreicherem Bodenwasser erkennbar (Schnitt B in Abbildung 4.18). Durch den wieder einsetzenden Westwind kommt es vom 30. Juni bis zum 2. Juli 1994 noch einmal zur Stabilisierung des Transportbandes.

Parallel zu den Messungen wurde die Westwindsituation vom Juni 1994 durch MUTZKE auf der Grundlage des GFDL-Modells mit freier Oberfläche (BRYAN, 1969; KILLWORTH et al., 1989) numerisch modelliert. Gegenüber der Messung bietet sich der Vorteil einer synoptischen Darstellung der Modellströmungsfelder in dichter zeitlicher Folge.

Mit dem Modell wurde die Periode vom 1. Juni bis 15. Juli 1994 simuliert. Der gemessene Wind der meteorologischen Station Arkona, der Süßwassereintrag durch die Oder und die Wärme Flüsse durch die Oberfläche dienten als Antrieb des Modells. Abbildung 4.19 zeigt die Strömung und Salzgehalte an der Oberfläche zu ausgewählten Zeitpunkten. Infolge der langanhaltenden Westwindphase bildete sich im Modell bis zum 19. Juni 1994 das Transportband an der polnischen Küste heraus. Eingebrachtes Haffwasser aus der Swine und der Dziwna wird entlang der Küste ostwärts transportiert. Auch an der nördlichen Grenze der Bucht hat sich ein Stromband entwickelt, das sich bei Kolberg mit dem Transportband aus der Bucht vereinigt und entlang der polnischen Küste ostwärts fortsetzt (Szene vom 19. Juni 1994). Die Strömungsgeschwindigkeiten vor Usedom und der Swinemündung sind deutlich geringer als im übrigen Teil der Bucht. Durch kurze Ostwindphasen wurde das Transportband aufgeweitet, aber nicht zerstört (Szene vom 26. Juni 1994). Der wieder einsetzende Westwind stellte das ursprüngliche Stromregime wieder her (Szene vom 28. Juni 1994). Das Transportband liegt wieder eng an der Küste an. Die vollständige Umstellung auf Ostwind ab dem 2. Juli 1994 führte infolge des Ekmantransportes in der Deckschicht zur Auflösung des Transportbandes vor der polnischen Küste (Szene vom 05. Juli 1994).

Die Entwicklung der Westwindlage konnte im Sommer 1994 aufgrund günstiger atmosphärischer Bedingungen in Satellitenbildern der Wasseroberflächentemperatur (SST) verfolgt werden. Die Nutzung der NOAA-AVHRR⁶-Daten gestattete die Beobachtung des Flußwassertransportes über das eigentliche Untersuchungsgebiet hinaus. Das Transportband entlang der polnischen Küste bildete sich Anfang Juni 1994 nach der Umstellung auf eine stabile Westwindlage. Das wärmere Flußwasser wurde entlang der polnischen Küste transportiert. Bereits am 11. Juni 1994 (Abbildung 4.20a) hatte die Front des Transportbandes die östliche Grenze des eigentlichen Untersuchungsgebietes überschritten. Bis zum 20. Juni 1994 erreichte das Band die Bucht von Gdansk (Abbildung 4.20b). Für diesen

⁶National Oceanic and Atmospheric Administration - Advanced Very High Resolution Radiometer

Lage der ADCP Schnitte

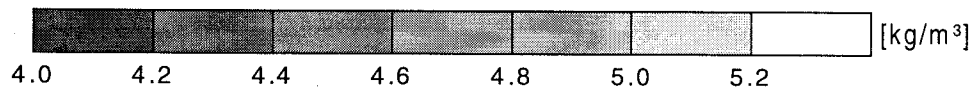
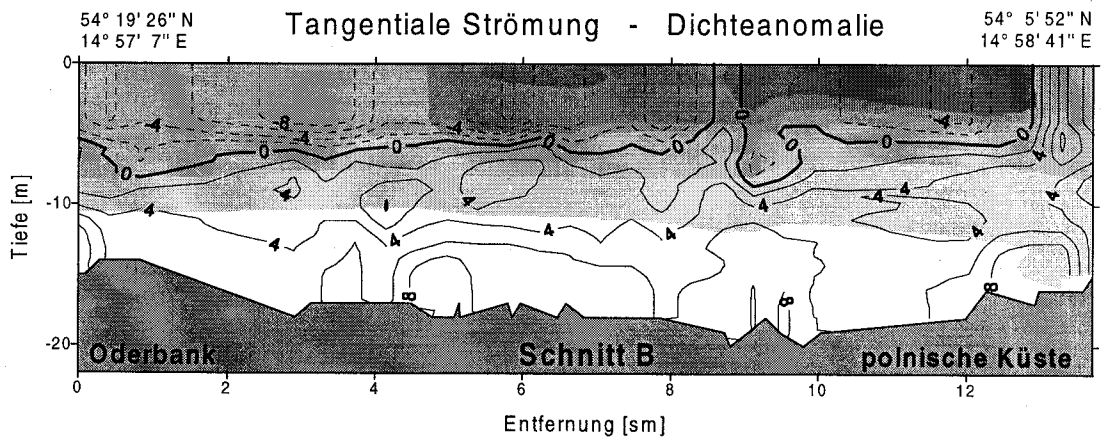
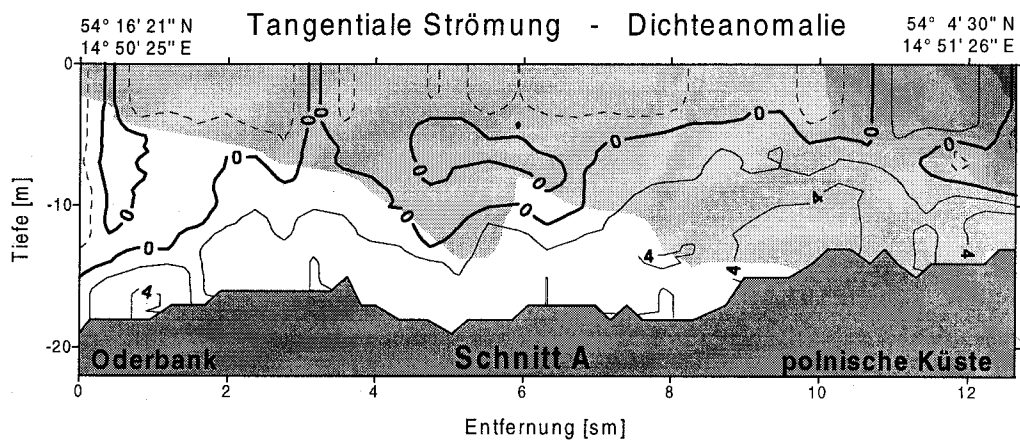
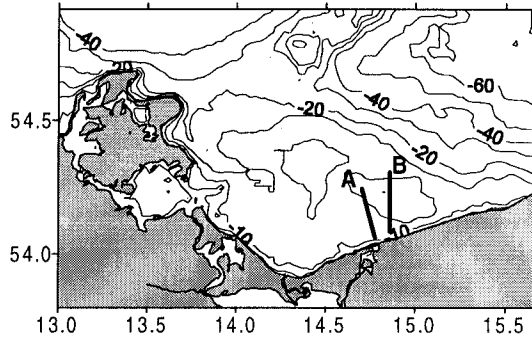


Abb. 4.18: Ablösung des Transportbandes von der polnischen Küste infolge der differentiellen Advektion bei einsetzenden östlichen Winden (Isolinien: küstennormale Strömungskomponente in $[\frac{cm}{s}]$, positiv - landwärts, negativ - seewärts; Kontur: Dichteanomalie des Wassers)

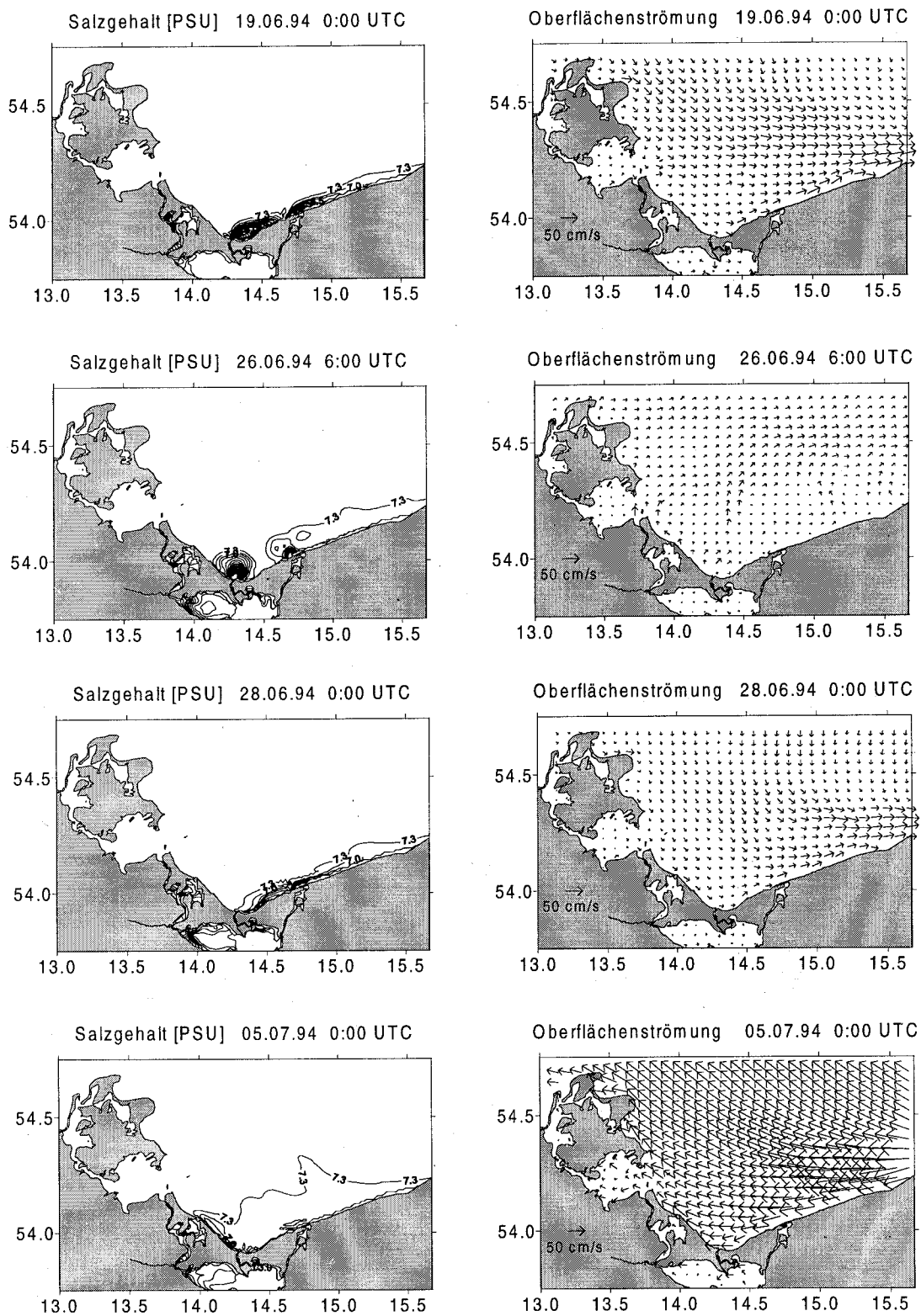


Abb. 4.19: Salzgehaltsverteilung an der Oberfläche und Oberflächenströmung im numerischen Modell am Ende der Westwindlage im Sommer 1994

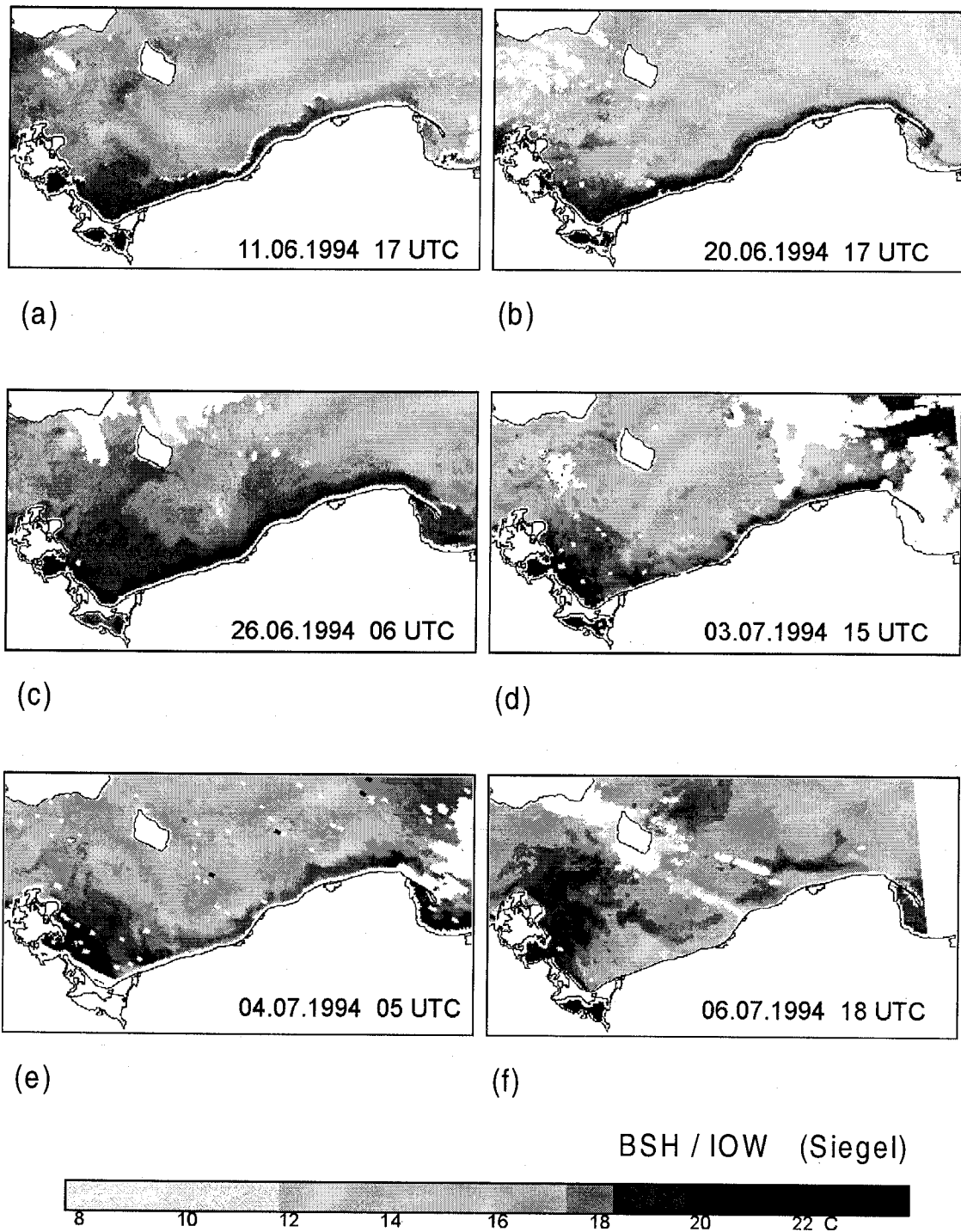


Abb. 4.20: Satellitenszenen der Temperaturverteilung während der Westwindlage im Sommer 1994 (NOAA- AVHRR)

Zeitraum läßt sich aus den Satellitendaten die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Haffwasserfront entlang der polnischen Küste mit $12-13 \frac{cm}{s}$ abschätzen. Die kurzen Ostwindphasen am 25. Juni und am 29. Juni 1994 bewirkten eine Verbreiterung des Transportbandes (Abbildung 4.20c), die jedoch noch nicht zur Umkehr des Stromregimes führten. Gleichzeitig entstanden im Bereich der Swine- und Dziwnamündung neue Ausstromblasen. Nach der vollständigen Umstellung des Windes auf östliche Richtungen am 2. Juli 1994 ist eine erneute Aufweitung des Transportbandes zu beobachten (Abbildung 4.20d). Ab 4. Juli 1994 treten erste Auftriebszellen an der polnischen Küste auf, die sich an den folgenden Tagen weiter verstärken und eine irreversible Störung des Transportbandes verursachen. Der seewärts gerichtete Ekmantransport in der Deckschicht führt zur Ablösung des Bandes von der polnischen Küste (Abbildung 4.20e und 4.20f). Durch den Anstieg der Windgeschwindigkeit auf $15 \frac{m}{s}$ wurde das Transportband an den folgenden Tagen vollständig aufgelöst und durch kaltes Auftriebswasser entlang der polnischen Küste ersetzt. Das erneut ausströmende Haffwasser breitet sich entlang der Küste Usedom in nordwestlicher Richtung aus. Abbildung 4.20f zeigt das für Ostwind typische Muster.

4.4.3 Strömungsverhältnisse bei Ostwind

Die Analyse der Ostwindsituation stützt sich besonders auf die Expedition vom Januar 1996, in deren Vorfeld langanhaltende Ostwinde dominierten. Das sich entwickelnde Transportregime in der Bucht ist dem bei Westwind vorgefundenem sehr ähnlich, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen.

Bereits am 05. Januar 1996 bildete sich eine stabile Hochdruckwetterlage, die für dauerhafte Ostwindbedingungen sorgte. Zu Beginn der Expedition drehte der Wind kurzzeitig auf südliche Richtungen und wechselte ab dem 19. Januar 1996 wieder anhaltend auf Ost bis Südost. Die mittleren Windgeschwindigkeiten lagen bei $10 \frac{m}{s}$ (Abbildung 4.21). Bedingt durch die extrem niedrige Lufttemperatur und die geringe Wärmeadvektion aus der Bornholmsee kühlte sich das Oberflächenwasser in der westlichen Oderbucht stark ab (Abbildung 4.22). Es entwickelte sich ein 20-25 Seemeilen breiter Streifen, in dem die Temperatur des Oberflächenwassers unter $0 \text{ } ^\circ\text{C}$ lag. Hier kam es zur Bildung von Eisschlamm und Neueis. Vor der Swinemündung entstand eine große Ausstromblase mit Salzgehalten von 6-7 PSU.

Im Zeitraum vom 20. bis 27. Januar 1996 wurden insgesamt sieben ADCP-Schnitte durchgeführt, von denen fünf zu einem synoptischen Bild des Strömungsfeldes in der Bucht zusammengefaßt werden konnten (Abbildung 4.23). Im östlichen Teil der Bucht strömt Oberflächenwasser aus der Bornholmsee ein, das entlang der Küste transportiert wird und bei Rügen in die Arkonasee gelangt. Die Strömungsgeschwindigkeiten und Transportraten sind innerhalb der Bucht wesentlich niedriger als im Stromband an der nördlichen Grenze. In Schnitt Nr. 6 ist das von der polnischen Küste abgelöste Band bei 25-30 m Wassertiefe gut erkennbar. Innerhalb der Bucht treten die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten in Küstennähe auf (Schnitt 4 und 5).

Durch die Eisbedeckung vor Usedom wurden die CODAR-Messungen stark beeinträchtigt, so daß nur zu Beginn der Expedition Daten der Oberflächenströmung zur Verfügung ste-

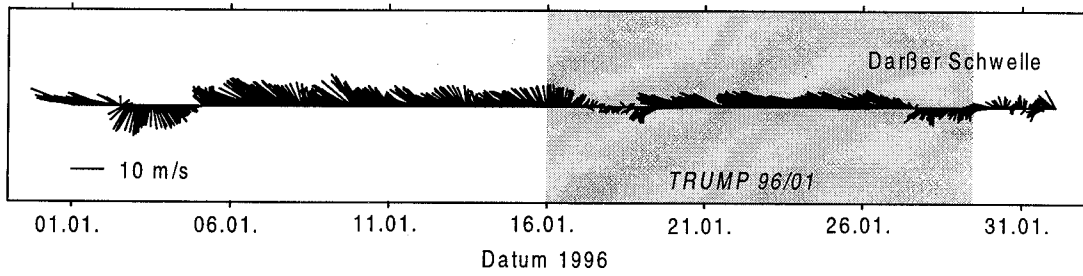


Abb. 4.21: Windvektor an den Stationen Darßer Schwelle vor und während der Expedition Trump 96/01

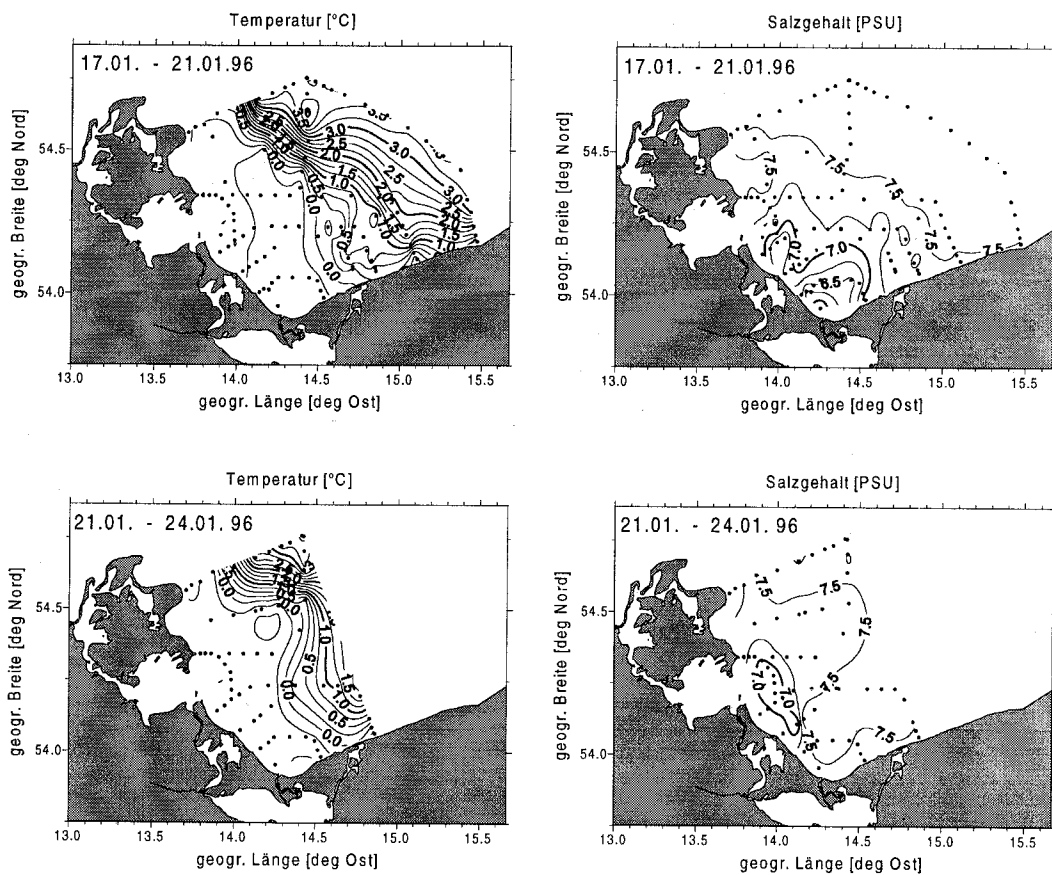


Abb. 4.22: Temperatur- und Salzgehaltsverteilung während der Ostwindphase im Januar 1996 (Tiefe 3m). oben: Verteilung kurz nach dem Ausstrom aus der Swine. unten: Transport der Blase entlang der Küste Usedom

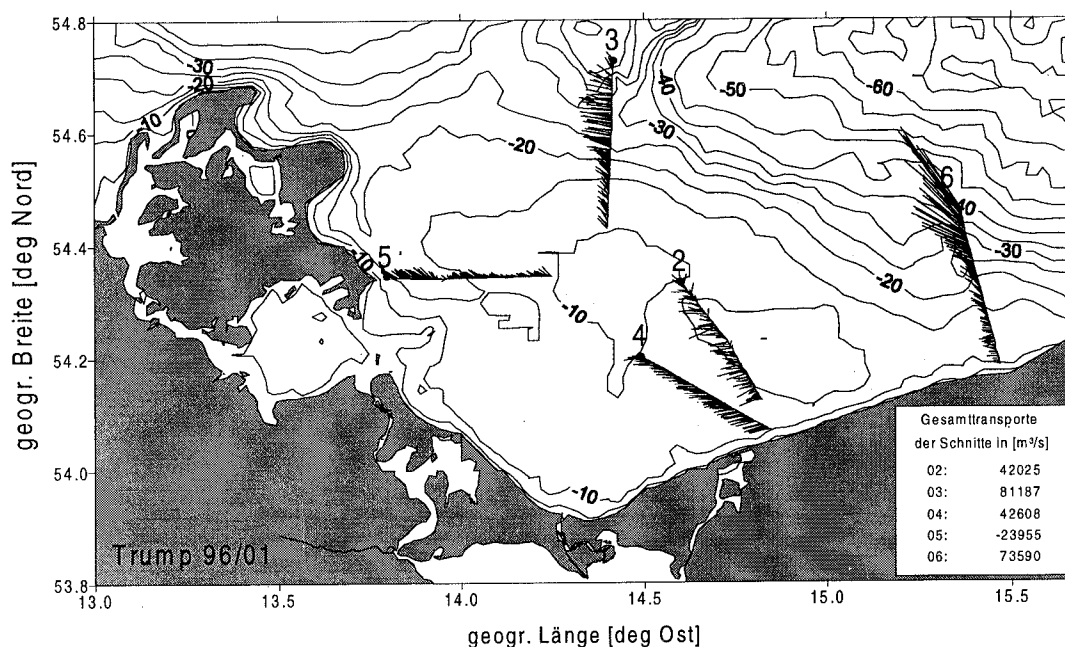


Abb. 4.23: Transporte auf ADCP-Schnitten in der Pommerschen Bucht unter Ostwind (Januar 1996)

hen. Der wieder einsetzende Ostwind verursacht am 19. Januar 1996 eine Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit in der Bucht (Abbildung 4.24). Vor dem nördlichen Teil der Insel Usedom ist die Strömungsgeschwindigkeit deutlich geringer als in der Nähe der Swinemündung. Die zwischen dem Eingang des Greifswalder Boddens und der Greifswalder Oie liegende Schwelle in der Bodentopographie mit Wassertiefen unter 5 m behindert den Transport des vor Usedom liegenden Wassers in nordwestlicher Richtung. Eine schematische Darstellung des Strömungsregimes der Bucht unter östlichen Windbedingungen zeigt Abbildung 4.25. Der Ostwind erzeugt in der Bucht eine westliche Strömung mit seewärtigem Ekmantransport. An der Küste entwickelt sich durch die Divergenz des Ekmantransportes ein Küstenstrahlstrom, dessen Geschwindigkeit durch Kelvinwellen kontrolliert wird, die von der Greifswalder Oie und der Küste Usedom abgestrahlt werden. Im Gegensatz zur Westwindssituation nimmt die Strömungsgeschwindigkeit in Strömungsrichtung des Jetstroms ab, was längere Verweilzeiten des Wassers in der Bucht bedingt. An der polnischen Küste werden an die Bodentopographie gekoppelte Auftriebsstrukturen beobachtet.

Die Blockadesituation an der Greifswalder Oie wird durch den Salzgradienten von der Arkonasee in die Bucht zusätzlich verstärkt. Erst bei länger anhaltendem starkem Ostwind wird durch horizontale Vermischung und die langsame Aussüßung des Arkonaoberflächenwassers der Dichtegradient abgebaut und die Blockadesituation teilweise aufgehoben. Der Transport des vor Usedom befindlichen Wassers erfolgt dann entlang der Küste Rügens bis an die nördliche Grenze der Bucht, wo es in das topographisch geführte Stromband integriert und in die Arkonasee weitertransportiert wird.

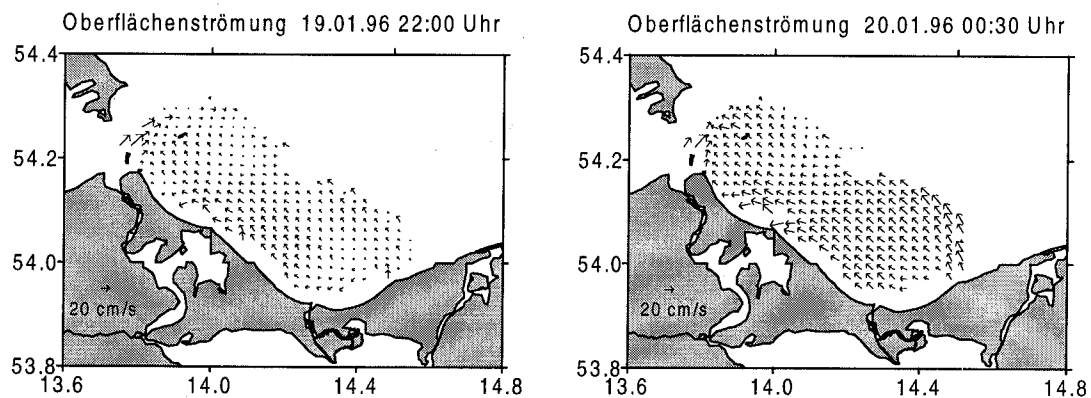


Abb. 4.24: Oberflächenströmung vor der Küste Usedom bei zunehmendem Ostwind im Januar 1996 (CODAR-Messung)

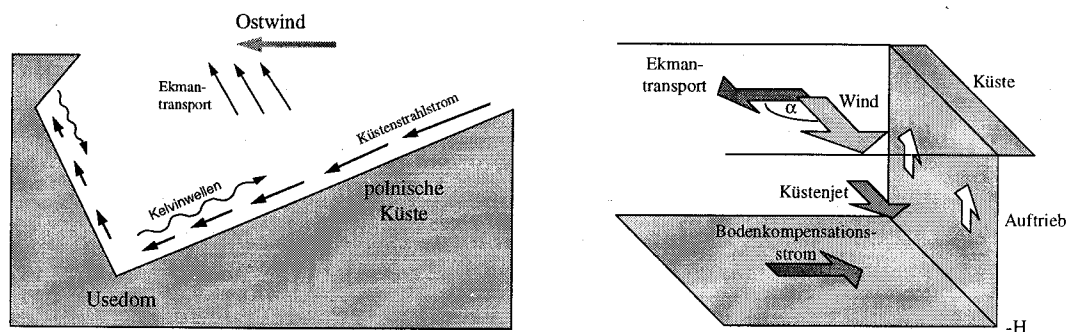


Abb. 4.25: Schema des Strömungsregimes in der Bucht und an der Küste unter östlichen Windbedingungen

4.4.4 Einstrom salzreichen Tiefenwassers

Unter Ostwindbedingungen findet man entlang der Küste Rügens einen Einstrom von salzreichem Bodenwasser aus dem Arkonabecken. Der nordwärts gerichtete Ekmantransport in der Deckschicht der Arkonasee führt zu einem nach Süden gerichteten Kompensationsstrom in der Nähe der Halokline und zum Auftrieb von Tiefenwasser am südlichen Rand des Arkonabeckens. Die Halokline wird ausgelenkt und in der südlichen Arkonasee angehoben. Das ermöglicht in Verbindung mit dem bodennahen Gegenstrom des Küstenjets vor Arkona den Einstrom stark salzhaltigen Tiefenwassers aus der Arkonasee durch die Sassnitzrinne in die Pommersche Bucht. Unter günstigen Bedingungen kann diese Wassermasse bis zur Schwelle an der Greifswalder Oie vordringen. Der Blockadeeffekt auf den Ausstrom wird dann zusätzlich verstärkt.

Abbildung 4.26 zeigt die vertikale Temperatur- und Salzverteilung von der Odermündung bis in die Arkonasee während des Einstroms salzreichen Tiefenwassers im Januar 1996. Drei Wassermassen sind deutlich zu unterscheiden. An der Oberfläche fließt stark abgekühltes salzarmes Wasser aus der Bucht in die Arkonasee ab, wo es mit dem deutlich wärmeren

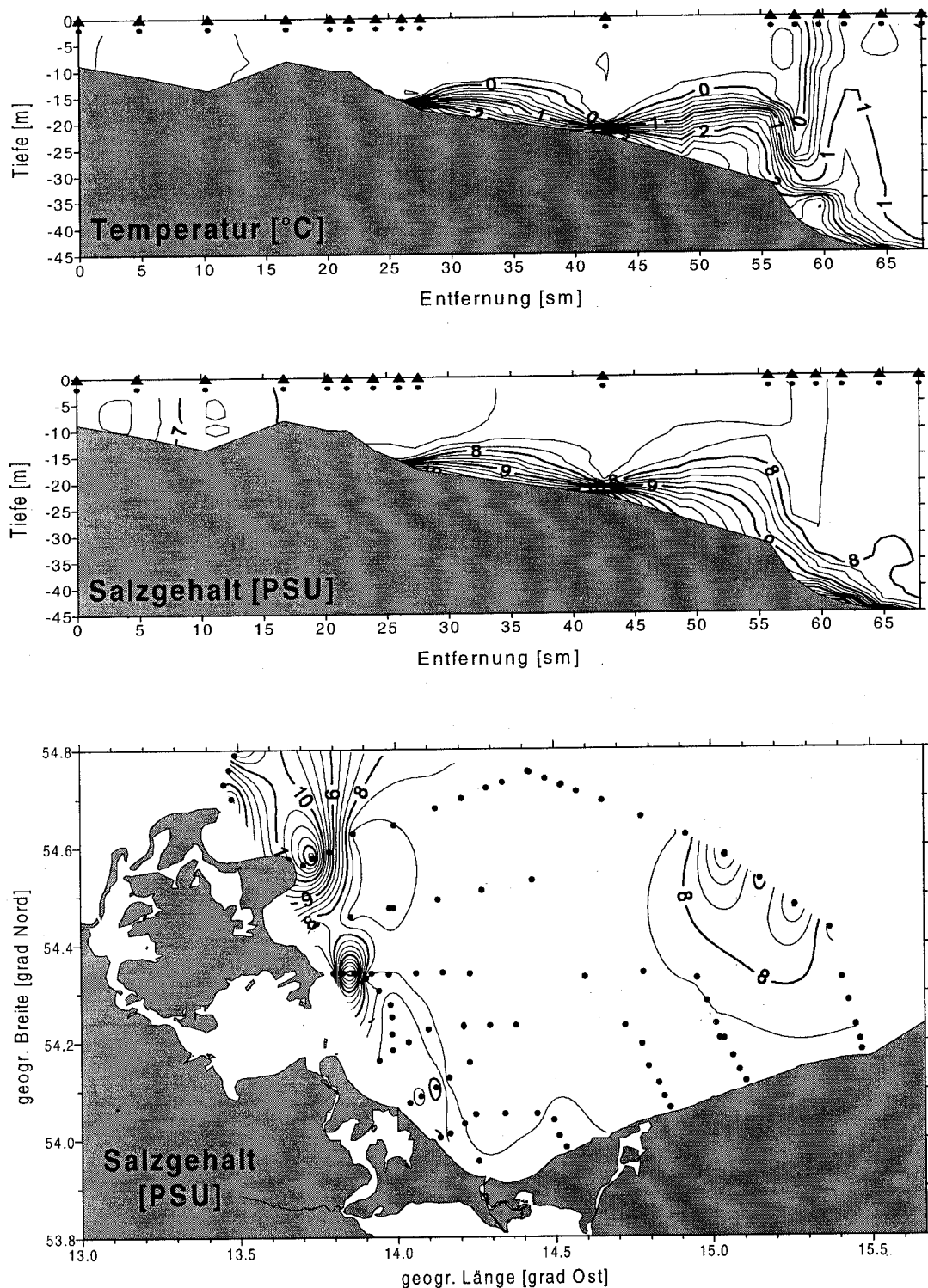


Abb. 4.26: Einstrom salzreichen Bodenwassers an der Küste Rügens unter östlichen Windbedingungen (Januar 1996), Oben: Vertikalschnitte der Temperatur- und Salzverteilung am Westrand der Bucht von der Swinemündung zur Arkonasee. Unten: Salzgehalt in Bodennähe

Oberflächenwasser des Arkonabeckens zusammentrifft. Am Boden kann salzreiches Tiefenwasser der Arkonasee durch die Sassnitzrinne bis zur Schwelle an der Greifswalder Oie vordringen. In der Horizontalverteilung des Bodensalzgehaltes wird die Begrenzung des Einstroms auf die tieferen Bereiche vor der Ostküste Rügens deutlich. Ebenso ist zu sehen, daß die Schwelle an der Greifswalder Oie sowohl für das eingeströmte Tiefenwasser als auch für die vor Usedom liegende Haffwasserblase eine topographische Barriere darstellt.

Im Winter bleibt die starke Dichteschichtung, die durch den Einstrom verursacht wird, ohne Auswirkungen auf das Ökosystem. In stabilen Sommersituationen kann die Bildung einer bodennahen Schichtung infolge starker biologischer Aktivität im Sediment zu Sauerstoffmangel in Bodennähe führen (beobachtet im Sommer 1994).

4.4.5 Beenden der Blockadesituation bei einsetzendem Südwind

Eine durch östlichen Wind verursachte Blockadesituation an der Greifswalder Oie kann auch durch einsetzenden Südwind aufgehoben werden. Zu Beginn der Expedition vom Januar 1995 bildete sich unter schwachen südlichen Winden eine Flußwasserblase vor Usedom (Abbildungen 4.27 und 4.28), die durch salzreiches Wasser aus der Arkonasee blockiert wurde.

Der später auffrischende südliche Wind verursachte in der Deckschicht einen ostwärts gerichteten Ekmantransport, durch den sich die Flußwasserblase von der Küste Usedoms ablöste und bis an den westlichen Rand der Oderbank driftete. In diesem Gebiet wird der Ausstrom aus der Bucht nicht mehr von der Schwelle an der Greifswalder Oie behindert. Mit einem starken nordwärts gerichteten Stromband, das sich bei östlichen und südlichen Windrichtungen am westlichen Rand der Oderbank entwickelt, wurde die Mischwasserblase in Richtung Arkonasee transportiert. Abbildung 4.29 zeigt sowohl das Stromband am Rand der Oderbank als auch die nach Süden gerichtete bodennahe Strömung, die den Ausstrom an der Küste Usedoms blockiert.

4.5 Dichtegetriebene Strömungen

Der Eintrag von Flußwasser in die Küstenzone erzeugt Temperatur- und Salzgradienten, die infolge der geostrophischen Anpassung dichtegetriebene Strömungsmuster hervorrufen. Durch die meist recht schnelle windgetriebene horizontale Vermischung und die Überlagerung mit dem windinduzierten Stromfeld sind baroklin geostrophisch balancierte Strömungsmuster nur unter günstigen Bedingungen zu beobachten. Dennoch haben sie für das Stromregime in der Bucht eine große Bedeutung.

Durch den pulsierenden Ausstrom von Flußwasser kommt es zur Bildung relativ abgeschlossener Mischwasserkörper in der südlichen Oderbucht. Auch hier existieren grundsätzliche Unterschiede für die beiden Hauptwindrichtungen. Während die Plumes unter Westwindbedingungen relativ schnell in das windgetriebene Transportband an der polnischen Küste integriert werden und als langgestreckte Flußwasserfahne in der Salzgehaltsverteilung zu finden sind, stagnieren die Mischwasserkörper bei östlichen Windrichtungen meist längere

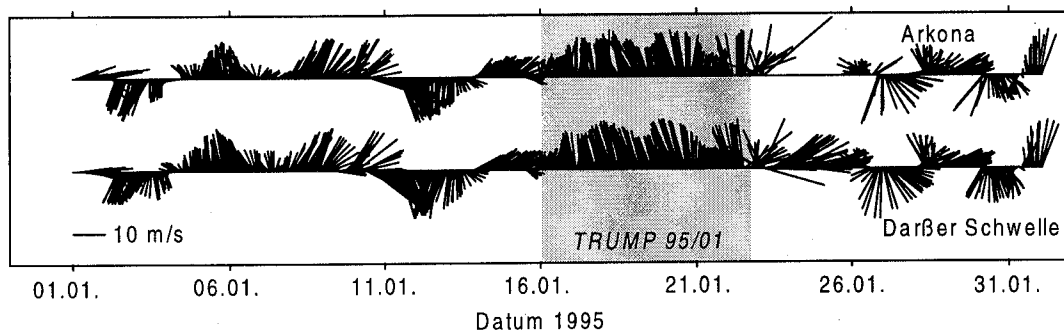


Abb. 4.27: Windvektor an den Stationen Darßer Schwelle vor und während der Expedition Trump 95/01

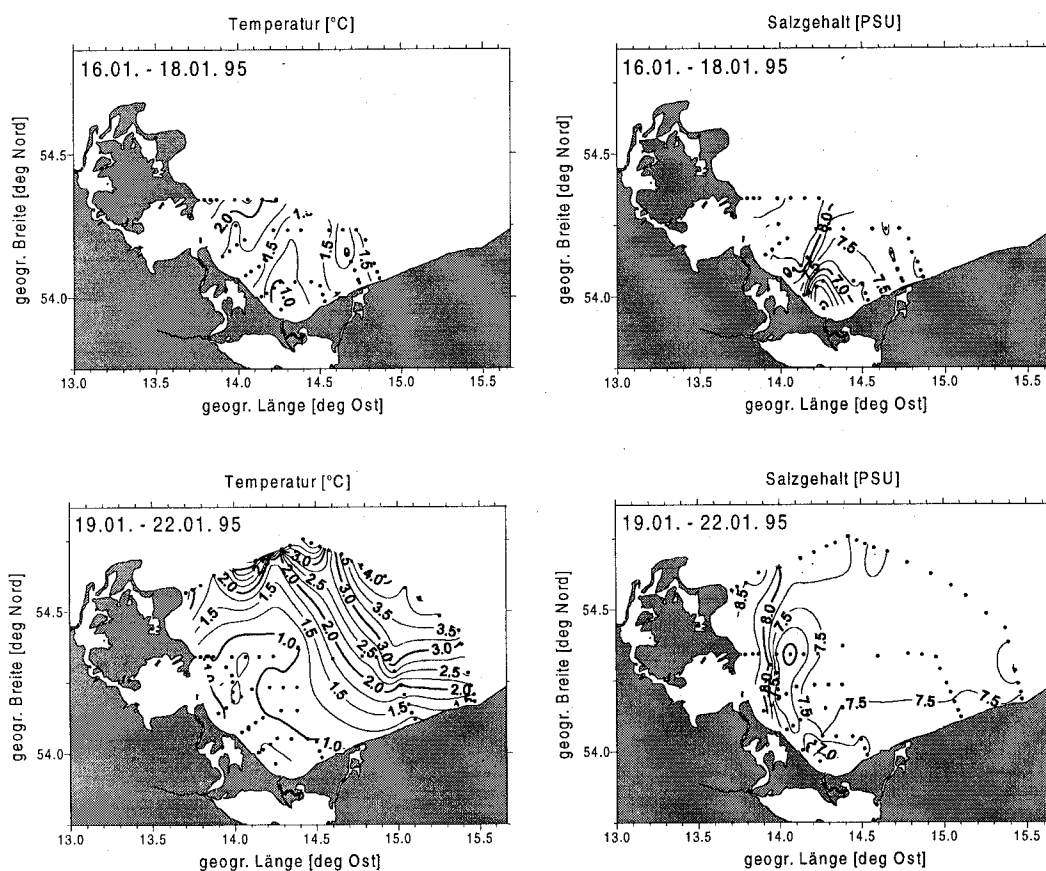


Abb. 4.28: Temperatur und Salzgehaltsverteilung während der Ostwindphase im Januar 1995 (Tiefe 3m). oben: Verteilung kurz nach dem Ausstrom aus der Swine. unten: Ablösen der Blase von der Küste Usedom nach einsetzendem Südwind

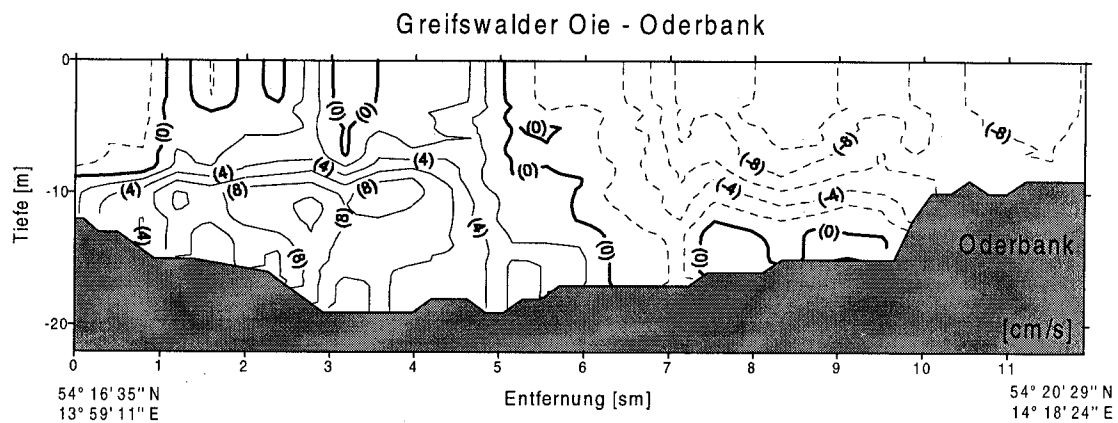


Abb. 4.29: Küstenparallele Komponente der Strömung zwischen der Greifswalder Oie und der Oderbank unter östlichen Windbedingungen (positiv - nach Südosten, negativ - nach Nordwesten)

Zeit stabil vor der Küste Usedom's (SIEGEL, 1996).

4.5.1 Stabilisierung des Transportbandes bei Westwind

Unter westlichen Windbedingungen entwickelt sich an der polnischen Küste ein Küstenstrahlstrom (siehe Abschnitt 4.4.2). Durch ständig erfolgende Ausstromereignisse von Haffwasser aus der Swine und der Dziwna wird der Küstenstrom mit salzarmen Wasser versorgt. Ein horizontaler Dichte- und Druckgradient von der Küste zur offenen See wird aufgebaut, der durch eine geostrophische Strömungskomponente balanciert wird. Die barokline geostrophische Strömungskomponente ist im Küstenjet parallel zur Küste nach Osten gerichtet. Die aus dem Dichtegradienten resultierenden Strömungsgeschwindigkeiten liegen in der Größenordnung von 5-10 $\frac{cm}{s}$. Ein einmal etabliertes Transportband an der polnischen Küste wird durch die baroklinen geostrophischen Anpassungsprozesse stabilisiert. Kurzzeitige Wechsel im Windfeld (bis zu 20 Stunden) können ausgeglichen werden, da die Salzverteilung erst bei länger anhaltenden Winden aus anderen Richtungen grundlegend verändert wird. Abbildung 4.30 zeigt in einem küstensenkrechten Schnitt von der Oderbank zur polnischen Küste das küstenparallele Stromfeld kurz nach einem Wechsel der Windrichtung von West- auf Ostwind.

Die ADCP-Messung zeigt an der polnischen Küste noch das typische Strömungsmuster des Küstenstrahlstroms, während sich in der offenen Bucht bereits die bei östlichem Wind typische Westströmung durchgesetzt hat. Auch der Gegenstrom in der unteren Wasserschicht, den FENNEL and MUTZKE (1997) als Ergebnis einer analytischen und numerischen Modellierung erhalten haben, ist sichtbar. Die dichtegetriebene geostrophische Strömungskomponente wirkt einer Umstellung des Stromregimes an der Küste entgegen.

Das Hauptproblem bei der Bestimmung der geostrophischen Strömung im Flachwasser stellt das fehlende Referenzniveau dar. Die geostrophischen Strömungskomponenten beinhalten

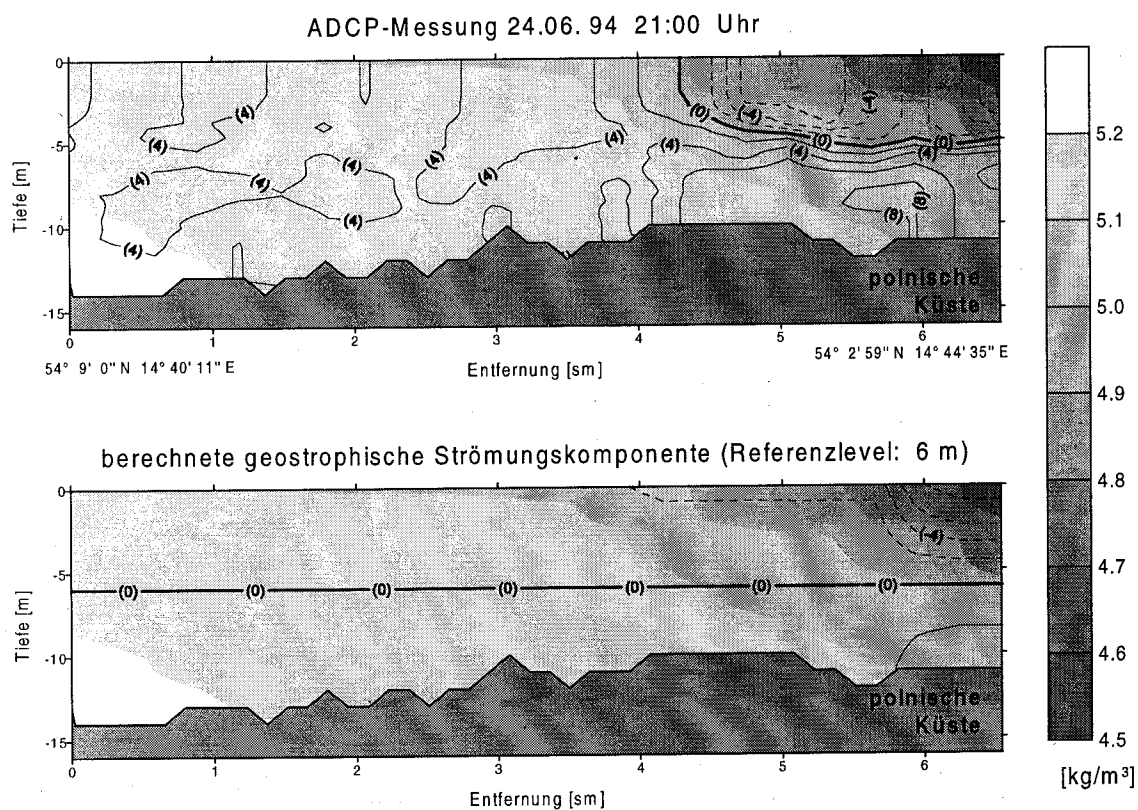


Abb. 4.30: Gemessene (oben) und aus dem Dichtefeld berechnete küstenparallele Strömungskomponente (unten) im Transportband vor der polnischen Küste (Dichtefeld = $\sigma_T \left[\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right]$ Isolinien, Strömung = Kontur, positiv - nach Westen)

deshalb einen unbestimmten konstanten Offset. Gute Ergebnisse lassen sich erzielen, wenn eine vorhandene starke Dichtesprungschicht beziehungsweise bei deren Fehlen der Boden als Referenzniveau benutzt wird oder wenn der Wasserstandsgradient bekannt ist.

4.5.2 Rotation von Flußwasserblasen

Im September 1995 konnte eine stabile Flußwasserblase vor der Küste Usedom über mehrere Tage beobachtet werden. Dabei gelang es, die baroklinen geostrophisch angepaßten Strömungsmuster in ADCP-Messungen nachzuweisen. Vom 15. bis 21. September 1995 herrschten überwiegend schwache östliche Winde. Der fallende Wasserstand in der Bucht in der Zeit vom 17. bis 20. September 1995 begünstigte ein Ausstromereignis, bei dem $183 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ Haffwasser über die Swine in die Bucht gelangten. Die entstandene Frischwasserblase wurde entlang der Usedomischen Küste in nordwestlicher Richtung verlagert. Durch die topographische Barriere und den Einstrom von salzreichem Wasser aus der Arkonasee wurde ein Transport über die Greifswalder Oie hinaus verhindert.

Am 21. September wechselte der Wind auf westliche Richtungen. Drei neue Ausstromereignisse wurden zwischen dem 22. und 26. September 1995 beobachtet. Die neu entstandenen

Frischwasserkörper wurden im sich entwickelnden Küstenstrahlstrom entlang der polnischen Küste ostwärts transportiert, während die alte Frischwasserblase vor der Küste Usedom in dieser Phase weiterhin stabil blieb.

Zwischen dem 23. und 28. September 1995 wurden 9 ADCP-Schnitte im westlichen Teil der Bucht durchgeführt. Nördlich der Greifswalder Oie herrschte eine südwärts gerichtete Strömung. Vor der Küste Usedom wurde eine antizyklonal zirkulierende Strömung mit einem nordwärts gerichteten Stromband an der Küste und einer südlichen Strömung in einem Abstand von mehr als 5 sm von der Küste beobachtet. Die Korrelation des antizyklonalen Strömungsmusters mit der Struktur der Flußwasserblase deutete auf eine barokline geostrophische Anpassung an die horizontalen Dichtegradienten hin. Aus den parallel zu den ADCP-Schnitten durchgeführten CTD-Messungen wurde die barokline geostrophische Strömungskomponente senkrecht zum Schnitt bestimmt. Als Referenzschicht wurde der Boden benutzt (HOPKINS, 1996). Die Übereinstimmung zwischen den direkten Strömungsmessungen und den berechneten dichtegetriebenen Strömungsmustern ist sehr gut (Abbildung 4.31).

Auch die Salzgehaltsverteilung gibt die Rotation der Blase gut wieder. Die antizyklonale dichtegetriebene Zirkulation um die Mischwasserblase kompensierte die windgetriebene Strömung und verhinderte eine Verdriftung der Blase in südliche Richtungen mit der windgetriebenen Strömung. Die vertikale Vermischung mit dem salzreichen Bodenwasser unterhalb der Plume führte zwischen dem 24. und 27. September zu einer Erhöhung des Salzgehaltes im Zentrum der Plume von 6,4 auf 6,6 PSU. Der Kerndurchmesser der Plume (charakterisiert durch die $\sigma_T = 4.5 \frac{kg}{m^3}$ Isolinie) verringerte sich im selben Zeitraum von 11 auf 7 Seemeilen. Die dichtegetriebene Zirkulation um die Haffwasserblase blieb über mehr als 4 Tage stabil und konnte auch in ADCP-Messungen vom 27. September nachgewiesen werden. Nach weiterer Abschwächung der Salzgradienten verdriftete die Haffwasserblase bei auffrischenden Westwinden am 29. September 1995 in südöstlicher Richtung und wurde im weiteren Verlauf in den Küstenstrahlstrom an der polnischen Küste integriert.

Die Abflußmengen der Oder sind nicht hoch genug, um in der gesamten Bucht eine ausgeprägte ästuarine Schichtung aufrecht zu erhalten. Deshalb beschränken sich starke vertikale Dichtegradienten meist auf die Mündungsbereiche von Swine, Peenestrom und Dziwna, sowie auf die Küsten im inneren Bereich der Bucht. Das Strömungsregime wird durch die windgetriebene Strömung dominiert, wobei jedoch die Einflüsse der Dichtegradienten nicht vernachlässigt werden können.

4.6 Vermischungsprozesse

Die Vermischung des eingetragenen Haffwassers mit dem umgebenden Buchtwasser erfolgt hauptsächlich durch windgetriebene Prozesse. Dabei scheint eine Kombination von differenzieller Advektion und turbulenter Vermischung der dominierende Prozeß zu sein. Die differenzielle Advektion in Folge des Ekmantransportes führt bei vorhandenen horizontalen

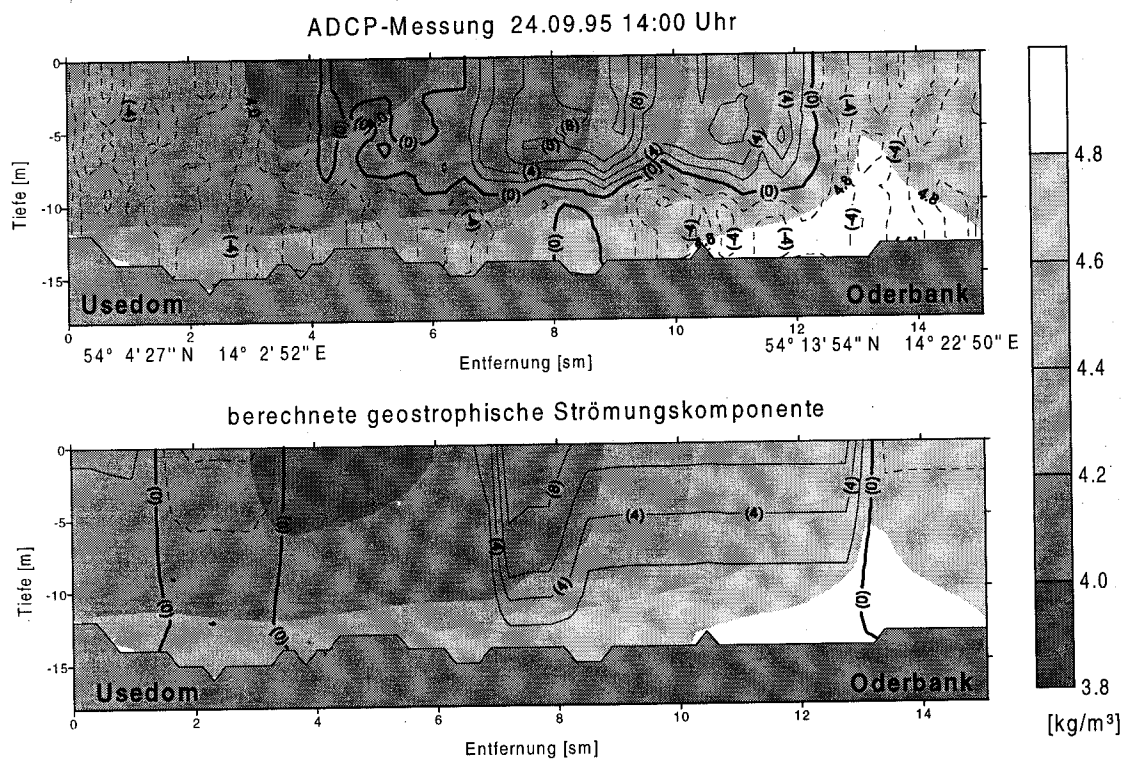
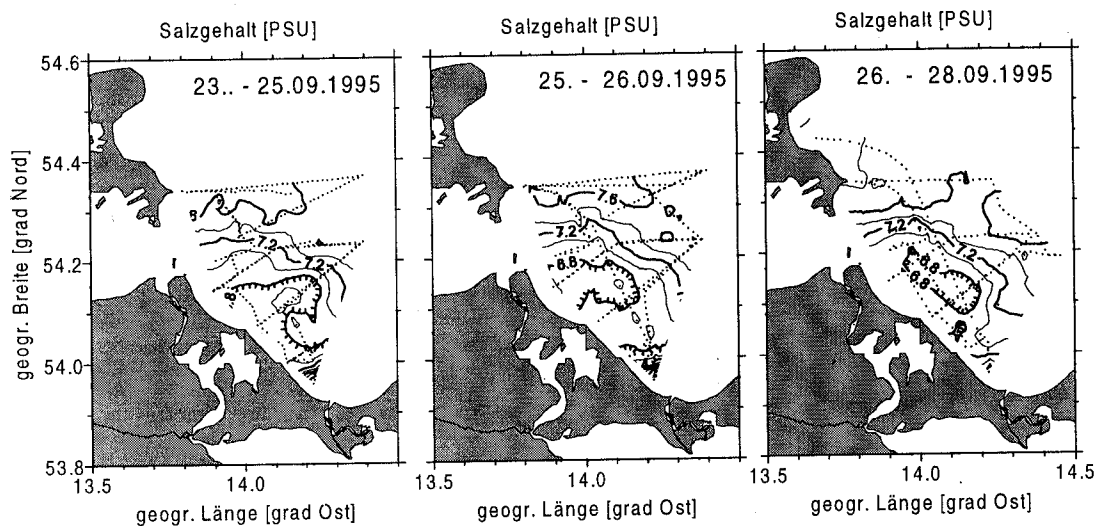


Abb. 4.31: Oberflächensalzgehalt aus Thermosalinographenmessungen des Schiffes (oben), mit ADCP gemessene und aus dem Dichtefeld berechnete schnittsenkrechte Strömungskomponente in einer isolierten Haffwasserblase vor der Küste Usedom's (unten), (Dichtefeld = Kontur σ_T ; Strömung = Isolinien [$\frac{cm}{s}$], positiv - nach Südosten)

Gradienten zu vertikalen Schichtungen des Wasserkörpers, die durch turbulente Vermischung wieder abgebaut werden. Durch ständig neuen Schichtungs- auf- und -abbau werden unterschiedliche Wassermassen soweit vermischt, bis die horizontalen Gradienten, die zum Aufbau der Schichtung erforderlich sind, weitgehend verschwunden sind.

Die kombinierte Wirkung von differenzieller Advektion und turbulenter Vermischung ließ sich in den Messungen nicht direkt nachweisen. Im Januar 1996 konnte jedoch die vertikale Vermischung einer auf die Oberflächenschicht begrenzten Haffwasserblase mit dem darunterliegenden Buchtwasser bei auffrischenden Winden beobachtet werden. Vom 20. bis 23. Januar 1996 entstand bei einem starkem Ausstromereignis eine Mischwasserblase vor der Swinemündung (Abbildung 4.32). Das eingeströmte Haffwasser führte zu einer starken Salzgehaltsschichtung. Unter schwachem südöstlichen Wind wurde die Haffwasserblase entlang der Usedomischen Küste nach Nordwesten transportiert. Im Temperatur-Salzgehalts-Diagramm konnten im Bereich der Haffwasserblase drei Wasserkörper identifiziert werden. In der Deckschicht (bis ca. 10 m) lag salzreiches Oberflächenwasser aus der Bornholmsee mit einem Salzgehalt um 7,4 PSU neben dem Mischwasserkörper mit 5,5 PSU Salzgehalt. Unter der Deckschicht lag etwa 2 °C wärmeres Tiefenwasser mit einem Salzgehalt um 8 PSU. Der auffrischende südliche Wind verstärkte die turbulente Vermischung in der Deckschicht. Am 23. Januar 1996 befand sich die Haffwasserblase vor dem Ausgang des Greifswalder Boddens. Das Vertikalprofil des Salzgehaltes durch das Zentrum der Blase zeigt einen vollständigen Abbau der vertikalen Salzschichtung. Die noch vorhandenen horizontalen Salzgradienten können durch die differenzielle Advektion zum erneuten vertikalen Schichtungs- aufbau führen. Im Mischungsdiagramm ist die vollständige Vermischung des Wassers in der Deckschicht bis zu einer Tiefe von 14 Meter erkennbar. Das entspricht der von CSANADY (1982) angegebenen empirischen Abschätzung für die Tiefe der turbulenten Deckschicht (siehe Abschnitt 3.1).

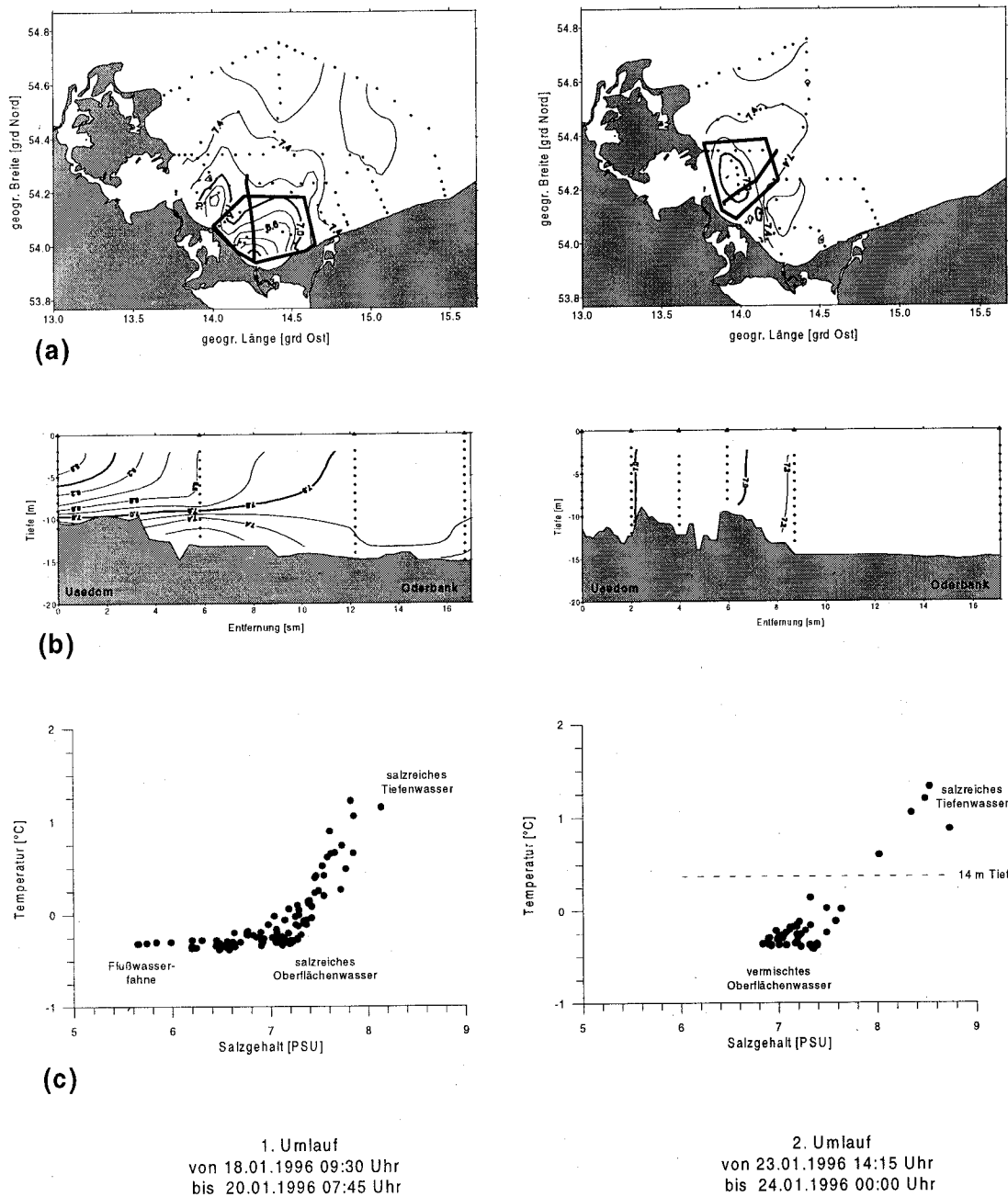


Abb. 4.32: Vertikale Vermischung einer Mischwasserblase in der Bucht im Januar 1996 unter auffrischenden östlichen Winden
 a: Horizontalverteilung des Salzgehaltes in der Bucht (3 m Tiefe)
 b: Salzgehalt-Vertikalschnitt durch das Zentrum der Mischwasserblase
 c: Temperatur-Salzgehalts-Diagramme vor und nach dem Windereignis

5 Verteilungsmuster von Inhaltsstoffen

Die Verteilung und der Transport von Inhaltsstoffen in der Pommerschen Bucht wird im folgenden Kapitel diskutiert.

5.1 Süßwassereintrag in die Pommersche Bucht

Die Grundlage für die Untersuchung der Transport- und Umsatzprozesse von eingetragenen Inhaltsstoffen ist die genaue Kenntnis der Süßwasserzufuhr in die Küstenzone. Die Abflußmenge der Oder, die rund 95 % der Landabflüsse im Bereich der Pommerschen Bucht liefert, ist durch starke saisonale und zwischenjährliche Fluktuationen geprägt (Abbildung 5.1).

Im langjährigen Mittel werden pro Jahr $17,3 \text{ km}^3$ ($545 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$) Süßwasser ins Oderhaff transportiert (MEYER, 1995). Das Maximum des Oderabflusses ist in der Zeit der Schneeschmelze im März bis April zu beobachten (mittleres Maximum: $1274 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$). Minimale Einträge ins Oderhaff erfolgen im Sommer und Herbst (mittleres Minimum: $261 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$). Eine Besonderheit bilden die sporadisch auftretenden Sommerhochwasser, bei denen extreme Abflußmengen beobachtet werden, wie zum Beispiel im Juli/August 1997 mit mehr als $3000 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$ (OPPERMANN, 1997). Deutliche zwischenjährliche Unterschiede sind vor allem in den Abflußmengen im Frühjahr zu erkennen.

Die Langzeitvariationen in der Abflußmenge verdeutlicht Abbildung 5.2. Zwei Zehnjahresperioden wurden mit dem Langzeitmittel von 1921-1990 verglichen. In der relativ trockenen Periode von 1951-1960 lag die jährliche Abflußmenge mit $15,05 \text{ km}^3$ um 14 % unter dem Langzeitmittelwert (MIKULSKI, 1966), während in der darauffolgenden Dekade wesentlich höhere Abflußmengen ($19,54 \text{ km}^3$) beobachtet wurden (PIOTROWICZ, 1973).

Das zwischen Odermündung und Ostsee liegende Oderhaff puffert den Transport des Frischwassers in die Bucht. Die Verweilzeiten im Haff betragen je nach Abflußmenge 14 Tage bis 2 Monate. Besonders im Sommer werden die Eigenschaften des Wassers durch die hohe biologische Aktivität und die längeren Verweilzeiten schon im Oderhaff durch Mischungs- und Transformationsprozesse der Inhaltsstoffe stark modifiziert. Der sporadische Einstrom von salzreichem Wasser aus der Ostsee stellt den mittleren Salzgehalt des Haffwassers bei 0,6 -1,8 PSU ein. Vernachlässigt man Niederschlag und Verdunstung, so ist zur Aufrechterhaltung des Salzgehaltes ein mittlerer Zustrom von $150 \frac{\text{m}^3}{\text{s}}$ Ostseewasser erforderlich. Abbildung 5.3 zeigt das grundlegende Schema des Wasseraustausches und aus Messungen abgeschätzte mittlere Transportraten im Untersuchungsgebiet.

Beobachtungen von CORRENS (1973) und MAJEWSKI (1980) haben gezeigt, daß der Wasseraustausch zwischen Haff und Bucht in Form von pulsartigen Ein- und Ausstromereignissen erfolgt. Bei Ausstromlagen bilden sich relativ abgeschlossene Frischwasserblasen in der Bucht, deren Größe von der Intensität und Dauer der Ausstromereignisse abhängig ist. Zur Bestimmung der eingetragenen Haffwassermenge ist die Berechnung der Massentransporte zwischen Haff und Bucht notwendig.

Von CORRENS (1973) wird eine empirische Beziehung angegeben, mit der sich die Strömungs-

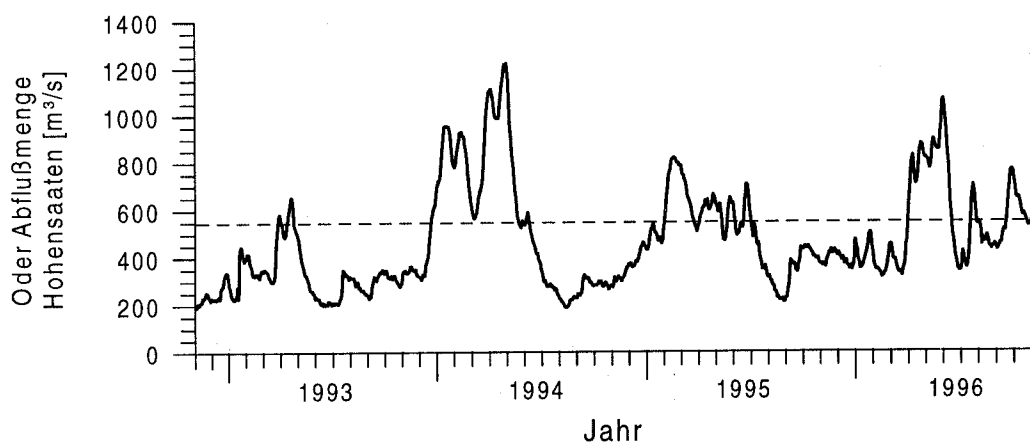


Abb. 5.1: Abflußmenge der Oder am Pegel Hohensaaten-Finow in den Jahren 1993-1997

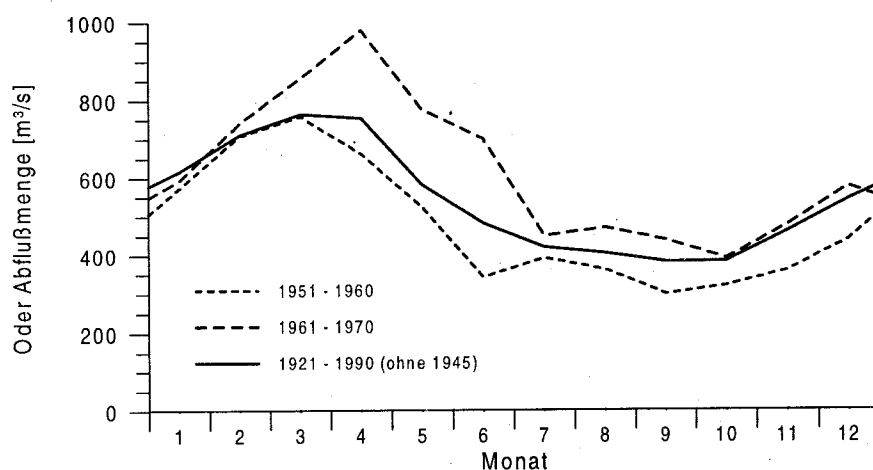


Abb. 5.2: Monatliche Mittelwerte der Abflußmenge der Oder in zwei Zehnjahresperioden und Langzeitmittelwert der Periode 1921-1990

geschwindigkeit im Peenestrom aus der Wasserstands Differenz Karnin - Wolgast bestimmen läßt. Unter Berücksichtigung der Kanengeometrie kann dann auf Transportraten geschlossen werden. Den Fehler für die Strömungsgeschwindigkeit schätzt er auf 25 %. Ähnliche Formeln wurden von MAJEWSKI (1980) auch für die Swine und die Dziwna ermittelt. Eine generelle Beziehung zwischen Wasserstands Differenz und Strömungsgeschwindigkeit für alle drei Kanäle existiert noch nicht. Für den Wasseraustausch zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht soll ein verbessertes Modell entwickelt werden.

Mit der Zeitreihenanalyse von Wind-, Pegel- und Strömungsmessungen wird versucht, die grundlegenden Prinzipien des Wasseraustausches aufzudecken und Möglichkeiten zur Berechnung des Haffwassereintrags in die Ostsee zu finden. Als Arbeitshypothese wird zunächst angenommen, daß der Wasseraustausch in erster Näherung barotrop erfolgt und durch die Wasserstands Differenz zwischen Bucht und Haff getrieben wird.

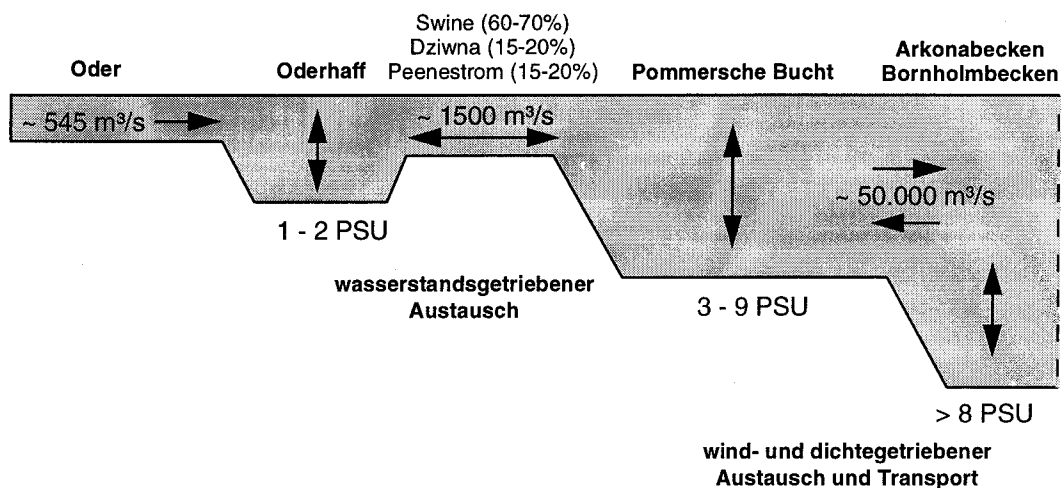


Abb. 5.3: Wasseraustauschschemata des Oderästuars und mittlere Transportraten

5.1.1 Barotroper Antrieb des Wasseraustausches

Die Wasserstandsvariationen der Ostsee werden durch eine Reihe unterschiedlicher physikalischer Prozesse verursacht. Der Füllungsgrad der Ostsee ändert sich durch den Wasseraustausch mit der Nordsee auf einer Zeitskala von 10 Tagen (HELA, 1944) und kann Schwankungen des mittleren Wasserstandes um $\pm 0,5 \text{ m}$ hervorrufen. Windstau, Seiches und Gezeiten beeinflussen den Wasserstand lokal sehr unterschiedlich im Bereich von einigen Stunden bis mehreren Tagen (WÜBBER and KRAUSS, 1979). Im zentralen Teil der Bucht (Pegel Koserow) betragen die beobachteten Differenzen zwischen minimalem und maximalem Wasserstand bis zu 1,5 m. Die hohe räumliche Kohärenz der Pegelschwankungen in der gesamten Pommerschen Bucht weist darauf hin, daß der barotrope Rossbyradius die bestimmende Längenskala darstellt.

Die Autokorrelation von Pegelmessungen des Pegels Koserow über mehrere Monate ergab typische Zeitskalen der Wasserstandsschwankungen von zwei bis vier Tagen. Das entspricht der zeitlichen Variabilität der beobachteten Windfluktuationen. Für eine Zeitreihe vom 1. September 1994 bis zum 31. Januar 1995 wurde zur Untersuchung der Korrelation beider Parameter die Kreuzkovarianzfunktion zwischen dem Pegel Koserow und dem Wind am Meßmast Darßer Schwelle berechnet (Abbildung 5.4).

Die Korrelation des Wasserstandes in der Pommerschen Bucht mit dem Wind ist stark richtungsabhängig. Wind aus Nord bis Nordost erhöht den Wasserstand, während Wind aus Süd bis Südwest den Wasserstand absenkt. Das Maximum der Kreuzkovarianzfunktion bei 31° fällt weitgehend mit der topographischen Längsachse der Ostsee in SW-NO-Richtung zusammen. Die Streichlänge des Windes über dem offenen Meer ist in dieser Richtung am größten, so daß die von lokalen Prozessen verursachten kleineren Wasserstandsschwankungen durch den beckenweiten Windstau übertroffen werden. Aus der Kreuzkorrelation der projizierten Komponente der Windgeschwindigkeit bei 31° und des Pegels Koserow erhält man eine Anpassungszeit des Meeresspiegels an den herrschenden Wind von 5 Stunden.

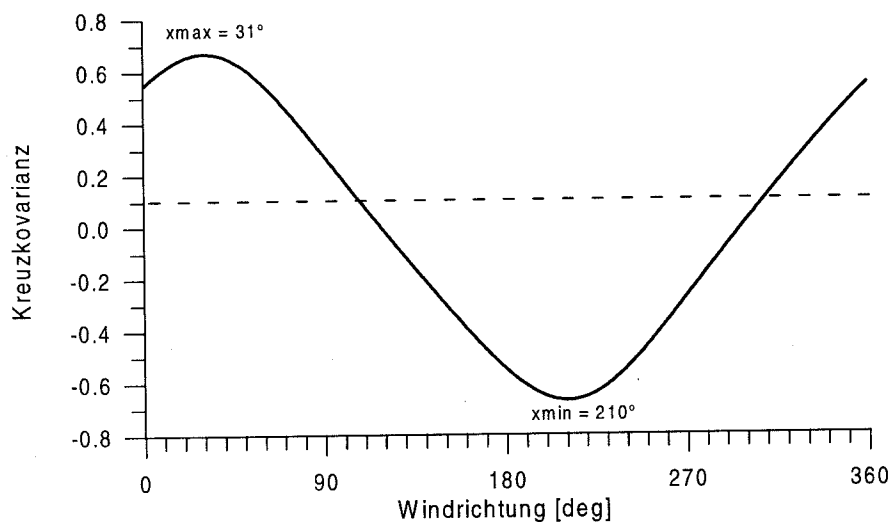


Abb. 5.4: Kreuzkovarianzfunktion zwischen dem Wind an der Darßer Schwelle und dem Pegel Koserow in der Pommerschen Bucht (Meßdaten von 01.09. 1994 - 31.01. 1995)

Die durch die Windschubspannung erzeugte Meeresspiegelneigung der Ostsee ist der dominierende Prozeß für die Einstellung des Wasserstandes in der Pommerschen Bucht auf der Zeitskala von einem Tag.

Aus den Beobachtungen ist eine enge Korrelation zwischen der Nordkomponente des Windes und der Strömungsgeschwindigkeit in der Swinemündung bekannt (Abbildung 5.5). Nördliche Winde blockieren den Ausstrom aus der Swine und führen bei langanhaltendem Nordwind zu einem Einstrom von salzhaltigem Wasser in das Haff. Winde aus südlichen Richtungen begünstigen den Abfluß des Frischwassers aus dem Haff in die Bucht. Das deutet darauf hin, daß der Wasseraustausch zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht hauptsächlich durch die Wasserstandsschwankungen in der Bucht geregelt wird.

In bisherigen Publikationen wurde versucht, die Transportraten aus Wasserstandsdifferenzen zwischen zwei Pegelmeßstellen an den Kanalenden zu berechnen. Dazu wurden aus Meßreihen empirische Beziehungen zwischen Wasserstandsdifferenz und Strömungsgeschwindigkeit abgeleitet (CORRENS, 1973; MAJEWSKI, 1980). Die Anwendbarkeit solcher Gleichungen impliziert ein quasistatisches Gleichgewicht zwischen dem barotropen Druckgradient und einer Reibungskraft. Die Einstellzeit dieser Balance läßt sich mit der Ausbreitungsgeschwindigkeit barotroper Schwerewellen abschätzen. Um die Swine zu durchlaufen, benötigen sie etwa 22 Minuten. Die Dziwna und der Peenestrom werden in rund 70 Minuten passiert. Die Wasserstandsschwankungen der Ostsee erfolgen wesentlich langsamer.

Das Oderhaff ist ein geschlossenes Gewässer mit Zu- und Abflußkanälen, in dem der räumlich gemittelte Wasserstand eine Funktion des Eintrages durch die Oder, des Austausches zwischen Ostsee und Haff, sowie der Verdunstung und des Niederschlages darstellt. Wenn man Verdunstung, Niederschläge und den Eintrag kleinerer Flüsse wegen ihres geringen Anteils am Wasserhaushalt des Oderhaffs (CORRENS, 1973) vernachlässigt, kann man für

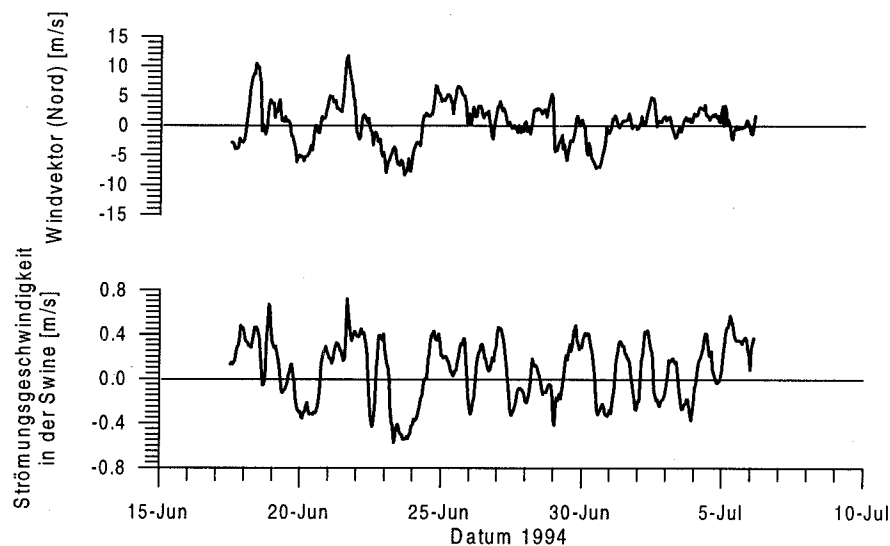


Abb. 5.5: Nordkomponente des Windes an der Darßer Schwelle und Strömungsgeschwindigkeit in der Swine, (positiv - Ausstrom, negativ - Einstrom ins Haff)

die Änderung des Wasserstandes im Haff eine einfache Beziehung ableiten (Gleichung 5.1).

$$\frac{dh_{Haff}}{dt} = \frac{A_{Kanal} \cdot v_{Kanal}(t) + Q_{Oder}(t)}{A_{Haff}} \quad (5.1)$$

- $h_{Haff}(t)$ - Haffpegel [m]
- A_{Kanal} - Kanalquerschnitt [m²]
- $v_{Kanal}(t)$ - mittlere Flußgeschwindigkeit im Kanal [$\frac{m}{s}$]
- $Q_{Oder}(t)$ - Oderabfluß [$\frac{m^3}{s}$]
- A_{Haff} - Fläche des Haffs [m²]

Da für den Oderabfluß und die Pegel im Haff kontinuierliche Messungen vorliegen, läßt sich der Wassertransport zwischen Haff und Pommerscher Bucht aus der Volumenänderung des Haffs berechnen. Das Verhältnis, mit dem die einzelnen Verbindungen an dem Transport beteiligt sind, kann jedoch nicht angegeben werden. Ein Problem stellt die Neigung der Wasseroberfläche im Haff durch die Windschubspannung dar. Mit der Bildung eines mittleren Haffpegels aus mehreren geeignet verteilten Pegelmeßpunkten können diese Schwankungen unterdrückt werden. Bei der Berechnung des Transportes wurde der Mittelwert aus dem Pegel Ückermünde und dem Pegel Trzebiez gebildet, um den Einfluß der Ostwindkomponente zu kompensieren. Für den Zeitraum der TRUMP-Expedition 94/06 wurden die Transportraten zwischen Haff und Pommerscher Bucht auf der Basis von Gleichung 5.1 bestimmt (Abbildung 5.6).

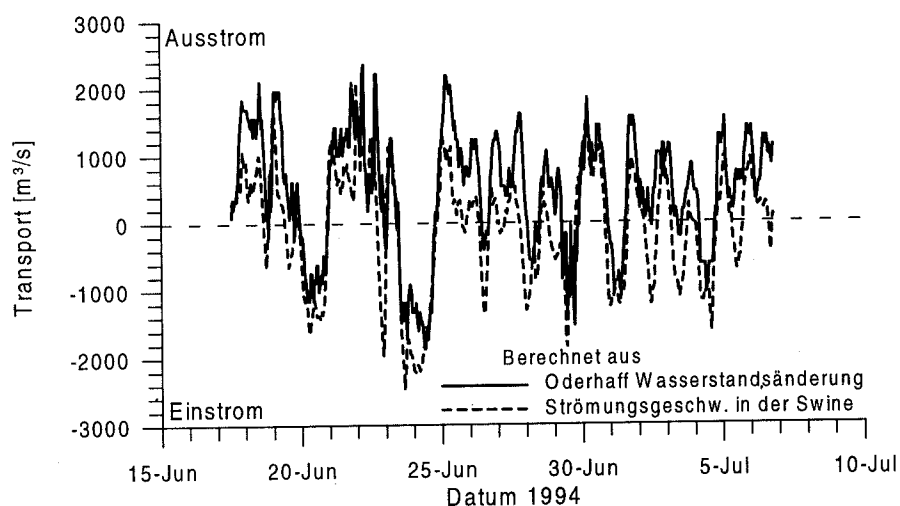


Abb. 5.6: Transportraten zwischen Haff und Ostsee

Eine zweite Möglichkeit der Transportberechnung bietet die Messung der Strömungsgeschwindigkeiten in den am Wasseraustausch mit der Ostsee beteiligten Kanälen. Für den Zeitraum der TRUMP-Expeditionen steht jedoch nur ein Datensatz aus dem GOAP¹-Projekt für die Swinemündung in der Zeit vom 17. Juni bis 06. Juli 1994 zur Verfügung. Mit Hilfe dieser Messungen wurden die Transportraten für die Swine im angegebenen Zeitraum bestimmt und mit den aus der Bilanzgleichung berechneten Werten verglichen (Abbildung 5.6).

Qualitativ ergibt sich eine gute Übereinstimmung. Die aus den Strömungsdaten für die Swine abgeleiteten Transporte betragen im Mittel 64 % des aus den Pegeldaten bestimmten Gesamttransportes. Auf den Peenestrom und die Dziwna entfallen danach zusammen 36 % des Gesamttransportes. Die maximalen Transporte liegen bei etwa $2000 \frac{m^3}{s}$. Die leichte Verschiebung der Transporte in der Swine in Richtung Einstrom weist auf einen baroklinen Anteil im Transport der Swine hin.

Der Wasseraustausch zwischen Haff und Ostsee übersteigt den Odereintrag in das Haff zum Teil beträchtlich. Durch Kreuzkorrelation des Pegels Ückermünde mit dem Pegel Koserow konnte eine starke Abhängigkeit des Wasserstandes im Haff vom Wasserstand in der Bucht nachgewiesen werden (Abbildung 5.7). Die erklärte Varianz beträgt 80-90 %. Zwischen beiden Wasserständen besteht eine Phasenverschiebung, die als Angleichzeit des Wasserstandes im Haff an den Wasserstand in der Bucht aufzufassen ist.

Die Kreuzkorrelation des Pegels Koserow mit dem Pegel Ückermünde wurde für mehrere Meßreihen bestimmt. Dabei zeigt sich, daß diese Angleichzeit keine Systemkonstante darstellt. In den untersuchten Zeitreihen lag sie im Bereich von 8 bis 18 Stunden (Tabelle 5.1).

Durch Hochpaßfilterung der Daten mit einer Grenzfrequenz von $f_g = \frac{1}{4d}$ zur Eliminierung langsamer Prozesse, wie der Wasserstandsangleichzeit zwischen Ostsee und Nordsee, erhält

¹Greifswalder Bodden und Oderästuar - Austauschprozesse

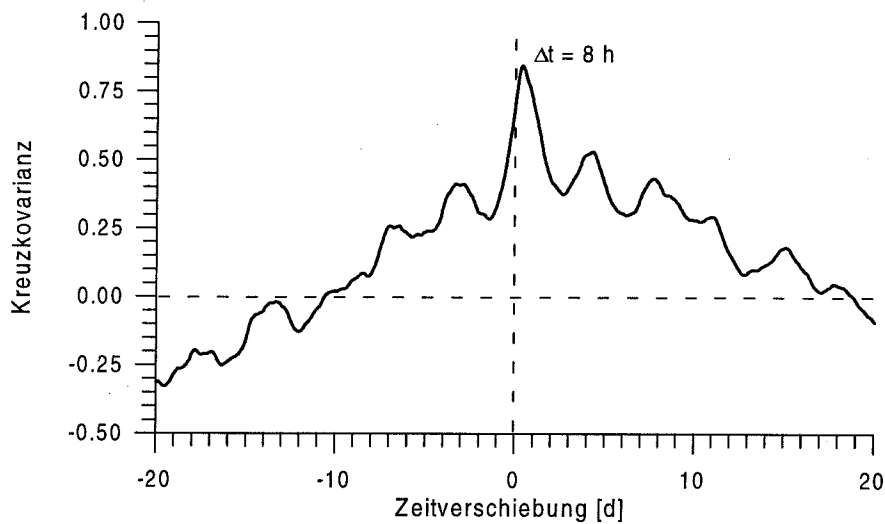


Abb. 5.7: Kreuzkovarianzfunktion zwischen Haff- und Ostseepegel für den Zeitraum vom 01.06. 1994 bis 01.08. 1994

Messzeitraum	Relaxationszeit	Relaxationszeit nach Hochpaßfilterung ($f_g = \frac{1}{4d}$)	
	h	h	
93/09	11	11	
94/06	8	8	
95/01	18	10	
95/04	13	10	
95/07	8	8	
95/09	8	9	

Tabelle 5.1: Angleichzeit des Wasserstandes im Oderhaff an den Wasserstand in der Pommerschen Bucht

man Relaxationszeiten von 8 bis 11 Stunden. Nach einer Wasserstandsänderung in der Ostsee gleicht sich der Haffpegel innerhalb einer Relaxationszeit von etwa einem halben Tag an den Ostseepegel an. Die Dauer dieses Prozesses bestimmt das Regime der Aus- und Einstromereignisse. Die Kreuzkorrelation des Odereintrages mit dem Pegel Ücker münde ergab erwartungsgemäß keine signifikante Abhängigkeit, da sich die Änderung des Odereintrages über wesentlich längere Zeitskalen erstreckt.

Der mittlere Wasserstand im Oderhaff wird im wesentlichen durch den Wasserstand in der Pommerschen Bucht gesteuert. Der Vergleich der Relaxationszeit für die Wasserstandsangpassung mit den Durchlaufzeiten der Schwerewellen durch die Kanäle zeigt, daß die Annahme einer quasistatischen Balance in Swine, Dziwna und Peenestrom eine gute Näherung darstellt.

5.1.2 Barotropes Boxmodell

Die Bestimmung der Transportraten auf der Basis der empirischen Beziehungen von CORRENS (1973) und MAJEWSKI (1980) erfordert stündliche Pegelmessungen an sechs geeigneten Meßstellen, die für den Zeitraum der TRUMP-Expeditionen ebensowenig zur Verfügung stehen, wie kontinuierliche Strömungsmessungen. Einen Ausweg bietet die numerische Modellierung des Wasseraustausches auf der Basis verfügbarer Datensätze.

Die bisherigen Beobachtungen beschreiben den Wasseraustausch in erster Näherung als ein dynamisches System mit einer durch Gleichung 5.1 gegebenen Massenbilanz und einem barotropen quasistatischen Stromfeld in den Verbindungskanälen, das durch die Wasserstands-differenz an den jeweiligen Kanalenden bestimmt wird. Auch die geringe Tiefe der Verbindungen des Haffs zur Ostsee spricht für eine weitgehend barotrope Strömung. Der barokline Druckgradient an der Kanalsole entspricht bei normalen Salzgehaltsverteilungen einer Pegeldifferenz von etwa 7 cm in der Swine und weniger als 3 cm in Dziwna und Peenestrom. Im Mittel betragen die Pegeldifferenzen zwischen Haff und Ostsee 10-15 cm, so daß der barotrope Strömungsanteil dominieren wird. Ein Vergleich der Messungen der Strömungsgeschwindigkeit in der Swine mit den beobachteten Pegeldifferenzen deutet auf einen nichtlinearen Zusammenhang hin. Die von CORRENS (1973) und MAJEWSKI (1980) angegebenen empirischen Beziehungen haben die Form:

$$v_{Kanal} = a_1 \cdot (\Delta H + a_2)^{a_3} \quad (5.2)$$

a_1 , a_2 und a_3 - empirische Koeffizienten

Die Größe des Koeffizienten a_3 , im Bereich von 0,45-0,53, läßt auf eine Wurzelbeziehung zwischen Fließgeschwindigkeit und Wasserstands-differenz schließen.

Zur Untersuchung des Transportmechanismus zwischen Haff und Bucht wurde ein einfaches barotropes Modell verwendet, bei dem die Abhängigkeit des Transportes im Kanal von der Pegeldifferenz zunächst im Vordergrund stand. Das Modell besteht aus zwei geschlossenen Boxen (1 = Haff und 2 = Ostsee), die durch einen Kanal verbunden sind. Es existiert ein konstanter Zufluß (Oder) in die Box 1. Der Pegel der Box 2 wird als Funktion der Zeit (Sinusschwingung) vorgegeben. Der Wasserstand in Box 1 regelt sich durch den Zufluß und den Wasseraustausch mit Box 2. Die Zeitskalen der Variationen des Zuflusses in Box 1 und des Wasserstandes in Box 2 wurden den Beobachtungen angeglichen.

Modellprinzip

vorgegeben: $Q_{Oder,t}, h_{Ostsee,t}, h_{Haff,0}, \Delta t$

$$v_{Kanal,t} = f(h_{Haff,t} - h_{Ostsee,t}) \quad (5.3)$$

$$h_{Haff,t+1} = h_{Haff,t} + \frac{(v_{Kanal,t} \cdot A_{Kanal} + Q_{Oder,t}) \cdot \Delta t}{A_{Haff}} \quad (5.4)$$

Der Haffpegel und die Strömungsgeschwindigkeit im Kanal wurden für 4 verschiedene Geschwindigkeitsansätze (Gleichungen 5.5-5.8) ermittelt und mit den vorliegenden Messungen verglichen. Die Ergebnisse mehrerer Modellrechnungen zeigen, daß der Geschwindigkeitsansatz nach der Theorie der turbulenten Strömung in einer offenen Rinne TRUCKENBRODT (1989) (Gleichung 5.7) die realistischsten Ergebnisse für die Strömungsgeschwindigkeiten lieferte. Die Bedingung *Reynoldszahl* > 2320 ist dabei für alle Kanäle erfüllt. Der Ansatz nach Bernoulli (GILL, 1982) erzeugte zu hohe Strömungsgeschwindigkeiten. Der Wellenansatz produzierte zu geringe Transporte im Kanal. Beim Impulsansatz kam es wegen der fehlenden Reibung zum Überschwingen des Systems. Für alle weiteren Modellläufe wurde deshalb Gleichung 5.7 angewendet.

$$\text{Bernoulli} \quad v_{Kanal,t} = \sqrt{2g\Delta h_t} \quad (5.5)$$

$$\text{Impuls} \quad v_{Kanal,t} = \int_0^t \frac{g\Delta h_t}{L_{Kanal}} dt \quad (5.6)$$

$$\text{offene Rinne} \quad v_{Kanal,t} = \frac{1}{\sqrt{\lambda}} \sqrt{2gD \frac{\Delta h_t}{L_{Kanal}}} \quad (5.7)$$

$$\text{Flachwasserwelle} \quad v_{Kanal,t} = \frac{\Delta h_t}{H_{Kanal}} \sqrt{gH_{Kanal}} \quad (5.8)$$

H	- Kanaltiefe
B	- Kanalbreite
L	- Kanallänge
$D = \frac{4B \cdot H}{B+2H}$	- hydraulischer Durchmesser
λ	- Reibungsbeiwert nach [?]
Δt	- Zeitschritt

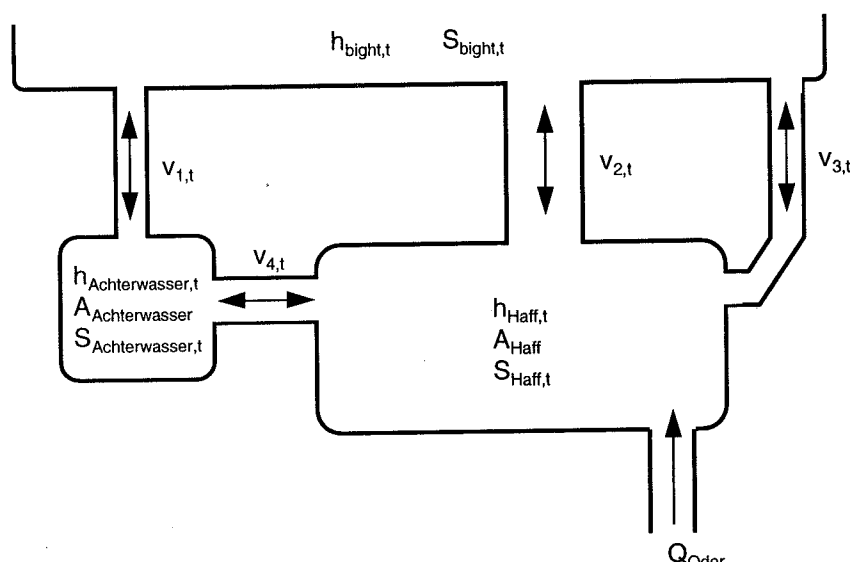


Abb. 5.8: Schema des erweiterten Modells

Odereintrag $\frac{m^3}{s}$	Relaxationszeit h	Kovarianz
0	7	0.9031
500	8	0.8967
1500	11	0.8200

Tabelle 5.2: Relaxationszeit und Kovarianz des Wasserstandes in Haff und Bucht

Die Angleichzeit des Haffpegels im Modell ist von der Periode und der Amplitude der anregenden Pegelschwankung abhängig. Generell ist bei steigender Amplitude eine Erhöhung der Relaxationszeit zu beobachten. Bei Veränderung der Periode der anregenden Schwingung findet man einen Wert T_{max} , bei dem die Relaxationszeit ein Maximum hat.

Zur Anwendung auf die Verhältnisse in der Pommerschen Bucht wurde das Modell erweitert. Als Boxen wurden die Ostsee, das Haff und das Achterwasser verwendet. Der Eintrag von Flußwasser durch die Oder und die Aufspaltung des Wassertransports auf die drei Kanäle wurden berücksichtigt (Abbildung 5.8). Für den treibenden Pegel der Ostsee wurden Wasserstandsdaten des Pegels Koserow genutzt.

Zunächst wurde der Einfluß des Odereintrages auf die Relaxationszeit in drei Modellläufen mit konstantem Zufluß untersucht. Die Kreuzkorrelation der Pegel von Haff und Ostsee aus dem Modell ergaben Relaxationszeiten von 7-11 Stunden (Tabelle 5.2). Das entspricht den Relaxationszeiten der Tiefpaß gefilterten Meßreihen. Die Relaxationszeit nimmt mit steigender Menge an eingebrachtem Flußwasser zu, während gleichzeitig die Kovarianz zwischen Haff- und Ostseewasserstand abnimmt.

Für die weiteren Modellläufe dienten Abflußdaten der Meßstelle Widuchowa als Odereintrag. Die Kreuzkorrelation der Pegel von Haff und Ostsee aus dem Modell ergab eine Relaxationszeit von 8 Stunden. Die im Modell ermittelten Strömungsgeschwindigkeiten der Swine und der Wasserstand im Oderhaff wurden mit den Messungen verglichen (Abbildungen 5.9 und 5.10). Es ergab sich eine gute Korrelation zwischen den Datensätzen mit einer erklärten Varianz von 73 % für die Strömungsgeschwindigkeit in der Swine. Generell sind die modellierten Strömungsgeschwindigkeiten etwas niedriger als die gemessenen. Durch Änderung des Reibungsparameters λ läßt sich jedoch eine bessere Übereinstimmung erzielen. Der geringe zeitliche Vorlauf des Modells vor den Meßwerten, der besonders in der zweiten Hälfte des dargestellten Vergleichszeitraums auftritt, ist auf die Annahme einer quasistationären Strömung im Kanal zurückzuführen.

Durch die Berücksichtigung von zwei weiteren physikalischen Effekten konnten die Modellergebnisse weiter verbessert werden. Neben dem barotropen Druckgradient, der durch die Wasserstandsdifferenz erzeugt wird, existiert durch den unterschiedlichen Salzgehalt von Haff und Bucht ein barokliner Druckgradient. Entsprechend der Salzgehaltsdifferenz wurde ein konstanter barokliner Druckgradient eingeführt. Der Einfluß der Ostkomponente des Windes auf die Transporte in der Dziwna und Peene ist durch den Windstau effekt von ebenso großer Bedeutung. KIELCZYŃSKA und ROBAKIEWICZ (1988) haben die Wasserstandsdifferenz Karnin - Wolin in Abhängigkeit vom Wind untersucht. Aus ihren Messungen läßt sich eine empirische Beziehung für die Wasserstandsdifferenz Karnin - Wolin ableiten:

$$\Delta h_{Wolin-Karnin} = 0.0024 \frac{s^2}{m} \cdot u \cdot |u| \quad (5.9)$$

Das entspricht einem Dragkoeffizient von $C_D = 0.0014$. Der Windstau verursacht in der Pommerschen Bucht auf Grund der größeren Tiefe geringere Wasserstandsdifferenzen, so daß der Windstau im Haff nicht vollständig kompensiert wird. Bei westlichen Winden wird daher die Dziwna als Abflußweg gegenüber dem Peenestrom bevorzugt. Unter östlichen Winden kehren sich die Verhältnisse um. Die Transporte durch die Swine werden vom Windstau kaum beeinflusst.

5.1.3 Massen- und Salztransport

Nach der Verifizierung des Modells hat man nun die Möglichkeit, die Eigenschaften des Wasseraustausches zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht genauer zu untersuchen und für Zeiträume, in denen keine Meßdaten der Strömungsgeschwindigkeit verfügbar sind, Transportraten zwischen Haff und Bucht für alle drei Kanäle mit einem Fehler von 10-15 % zu bestimmen. Zunächst wurde mit mehreren Jahresläufen (01. November 1994 - 31. Oktober 1995) die quantitative Verteilung des Massentransportes auf die einzelnen Kanäle in Abhängigkeit vom Antrieb bestimmt. Für einen rein barotropen Antrieb aus der Wasserstandsdifferenz Haff - Bucht erhält man 77 % des Transportes durch die Swine, 14 % des Transportes durch den Peenestrom und 9 % durch die Dziwna. Ähnliche Werte werden auch von MAJEWSKI (1974) angegeben (Tabelle 5.3). Berücksichtigt man einen der

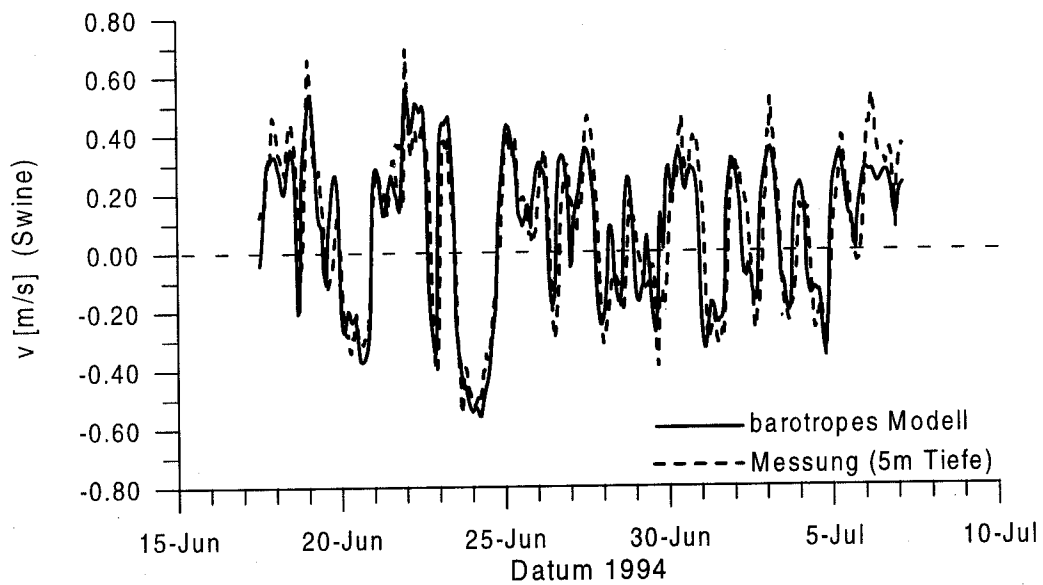


Abb. 5.9: Vergleich der Strömungsgeschwindigkeiten in der Swine aus Modell und Messung, (positiv - Ausstrom, negativ Einstrom ins Haff)

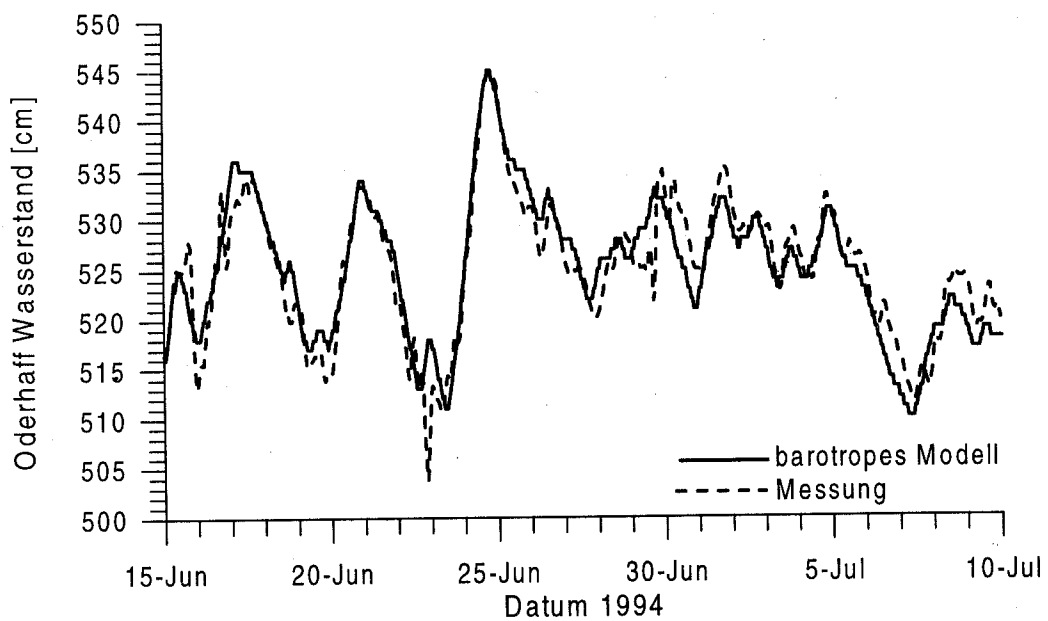


Abb. 5.10: Vergleich der mittleren Haffpegel aus Modell und Messung

Transporte in %	Swine	Peenestrom	Dziwna
Majewski	75	15	10
2D - Modell GOAP	60 - 70	15 - 20	15 - 20
Messung	64		
Modell:			
rein barotrop	77	14	9
mit barokl. Korr.	68	19	13
mit Windstau	69	17	14

Tabelle 5.3: Verteilung des Massentransportes auf die Kanäle zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht

Kanaltiefe und der Salzgehaltsdifferenz entsprechenden baroklinen Druckgradienten, dann nimmt der Anteil der Swine am Gesamttransport erwartungsgemäß etwas ab. Die dann erzielten Modellergebnisse stimmen besser mit den Messungen und mit den Daten aus dem 2D-Modell des GOAP-Projektes überein. Die Berücksichtigung des Windstaus im Haff läßt den Anteil der Swine am Gesamttransport nahezu unverändert. Durch die im Jahresmittel überwiegenden westlichen Winde kommt es aber zu einer Abnahme des Transportes durch den Peenestrom zugunsten der Dziwna.

Salzgehaltmessungen in Swine- und Peeneausstrom deuten auf starke Unterschiede im Transport durch die verschiedenen Verbindungen hin (Abbildung 5.11). Der Salzgehalt in der Swine variiert bei den kräftigen Ausstromereignissen am 18. und 22. Juni 1994 zwischen dem Wert des Haffwassers und dem der Bucht. Es gelangt unvermishtes Haffwasser in die Pommersche Bucht. Der Salzgehalt in der Peenemündung reagiert mit einem Tag Verzögerung. Die relativ zur Swine geringere Haffwassermenge wird bereits in der Peenestrommündung mit Buchtwasser vermischt, so daß der Salzgehalt nur schwach abnimmt. Die Unterschiede im Transport von gelösten Substanzen sind auf die größere Kanallänge des Peenestroms zurückzuführen.

Bei geringen Wasserstandsunterschieden kann es zeitweise zum reinen Verschieben der im Kanal befindlichen Wassermassen kommen, bei denen kein effektiver Transport von Haffwasser in die Ostsee erfolgt. Zur Untersuchung der tatsächlichen Haffwasserzufuhr in die Pommersche Bucht wurden Fronten zwischen Haff- und Buchtwasser in den Kanälen eingeführt. Die Existenz solcher hydrographischen Fronten ist aus Messungen im Peenestrom bekannt (CORRENS, 1973). Im Modell werden die Fronten mit der berechneten Fließgeschwindigkeit im Kanal verschoben. Horizontale Diffusionsprozesse werden dabei nicht berücksichtigt. Erreichen die Fronten den Anfang oder das Ende eines Kanals, so kommt es zu einem effektiven Ausstrom von Haffwasser in die Ostsee oder einem barotropen Salzwassereinbruch in das Haff.

Aus den Ergebnissen eines Modellaufes mit Fronten wurde der effektive Wasseraustausch zwischen Haff und Ostsee (im folgendem „effektiver Transport“) berechnet und mit den

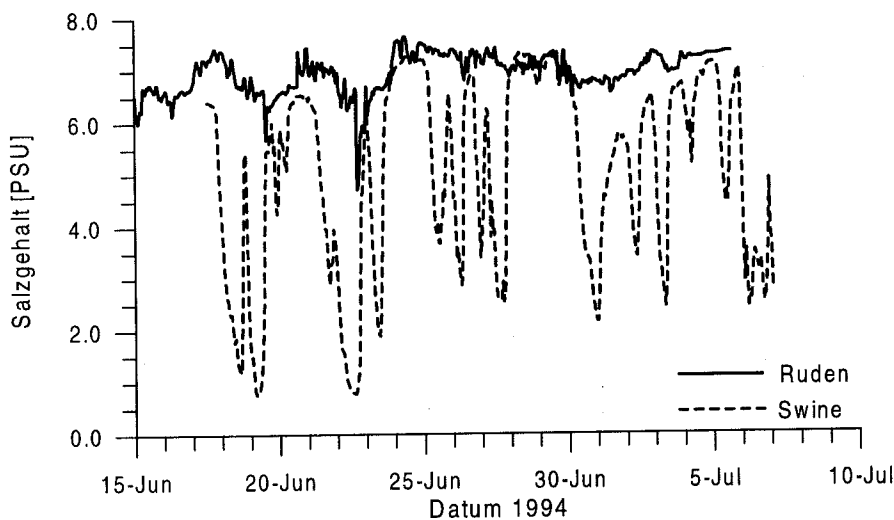


Abb. 5.11: Salzgehalt im Swine- und Peeneausstrom

	Ausstrom- ereignis	Transport Swine $\cdot 10^6 m^3$	Transport Peenestrom $\cdot 10^6 m^3$	Transport Dziwna $\cdot 10^6 m^3$	Gesamt- transport $\cdot 10^6 m^3$
A	19.06. 1994	120,5	17,6	41,4	179,5
B	22.06. 1994	131,4	18,9	38,8	189,1
S	24.06. 1994	-86,2	0	0	-86,2
C	27.06. 1994	120,4	30,8	34,0	185,2

Tabelle 5.4: Effektiver Wassertransport zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht

Salzgehaltsmessungen in der Swinemündung während der Trump-Expedition 94/06 verglichen (Abbildung 5.12).

Die Zeitpunkte des effektiven Haffwassertransportes in die Bucht stimmen sehr gut mit der beobachteten Salzgehaltsverringerung in der Swinemündung überein. Die Haffwasservolumina der großen Ausstromereignisse A, B und C und des barotropen Salzwassereintruchs ins Haff (S) aus Abbildung 5.12 wurden berechnet und für die drei Kanäle in Tabelle 5.4 dargestellt. Die Ergebnisse liegen in der gleichen Größenordnung wie sie von SIEGEL (1997) aus Satellitendaten für Flußwasserblasen in der Pommerschen Bucht abgeschätzt wurden.

Weitere Modellläufe mit Salzfronten wurden für die Jahresperiode vom 01. November 1994 bis 31. Oktober 1995 durchgeführt. Die relative Häufigkeit von Transportraten des effektiven und totalen Wasseraustausches wurde bestimmt (Abbildung 5.13).

In allen Kanälen existieren Ein- und Ausstromlagen für den totalen Transport, aber es gibt große Unterschiede im effektiven Transport. In der Swine und im Peenestrom beträgt der Anteil des effektiven Transportes am Gesamttransport 60-75 % während der Ausstromlagen und 30-40 % bei Einstrom ins Haff. In der Dziwna und im Kanal zwischen Haff

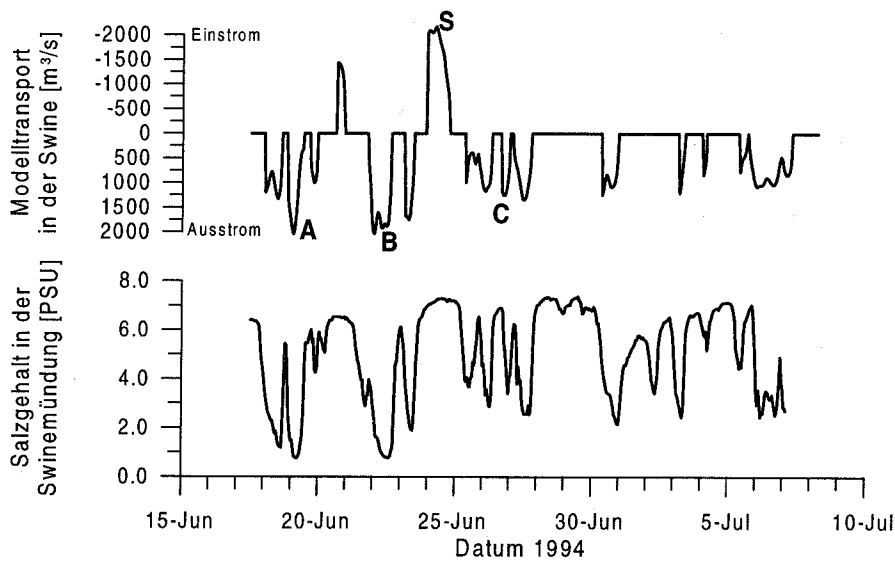


Abb. 5.12: Salzgehalt in der Swinemündung und effektiver Haffwassertransport in der Swine aus der Modellrechnung, (positiv - Ausstrom, negativ - Einstrom ins Haff)

[%]	Swine	Peenestrom	Dziwna	Haff - Achterw.
Ausstrom	64	72	76	76
Einstrom	34	35	3	12

Tabelle 5.5: Prozentualer Anteil des effektiven Wassertransportes am Gesamttransport bei Ein- und Ausstromlagen

und Achterwasser ist der Anteil der Ausstromereignisse mit effektivem Transport höher. Einstromlagen mit effektivem Transport sind dagegen sehr selten (Tabelle 5.5).

Der Salztransport ins Oderhaff erfolgt im Modell hauptsächlich durch die Swine. Es wird nur sehr selten beobachtet, daß die Salzfront in der Dziwna das Haff erreicht. Durch den Peenestrom fanden jedoch Salzwassereinbrüche in das Achterwasser statt. Ein weiterführender Salztransport vom Achterwasser in das Haff ist auch hier die Ausnahme, da der Salzgehalt des Achterwassers nur wenig höher liegt als im Haff und die effektiven Transporte relativ gering sind. Auch ein baroklin getriebener Unterstrom, der Salzwasser ins Haff transportieren kann, ist in der Dziwna und im Peenestrom auf Grund der geringen Wassertiefe unwahrscheinlich. Aus den Messungen der Strömungsgeschwindigkeit in der Swinemündung geht jedoch hervor, daß in der Swine bei geringen Wasserstandsdifferenzen (< 7 cm) zwischen Haff und Ostsee ein solcher Unterstrom existiert. Dabei kommt es zu einer vertikalen Schichtung des Wasserkörpers im Kanal, bei der an der Oberfläche Haffwasser in die Ostsee transportiert wird, und am Kanalboden ein Einstrom von Salzwasser in das Haff erfolgt. Dieser Prozeß kann mit dem barotropen Modell nicht simuliert werden.

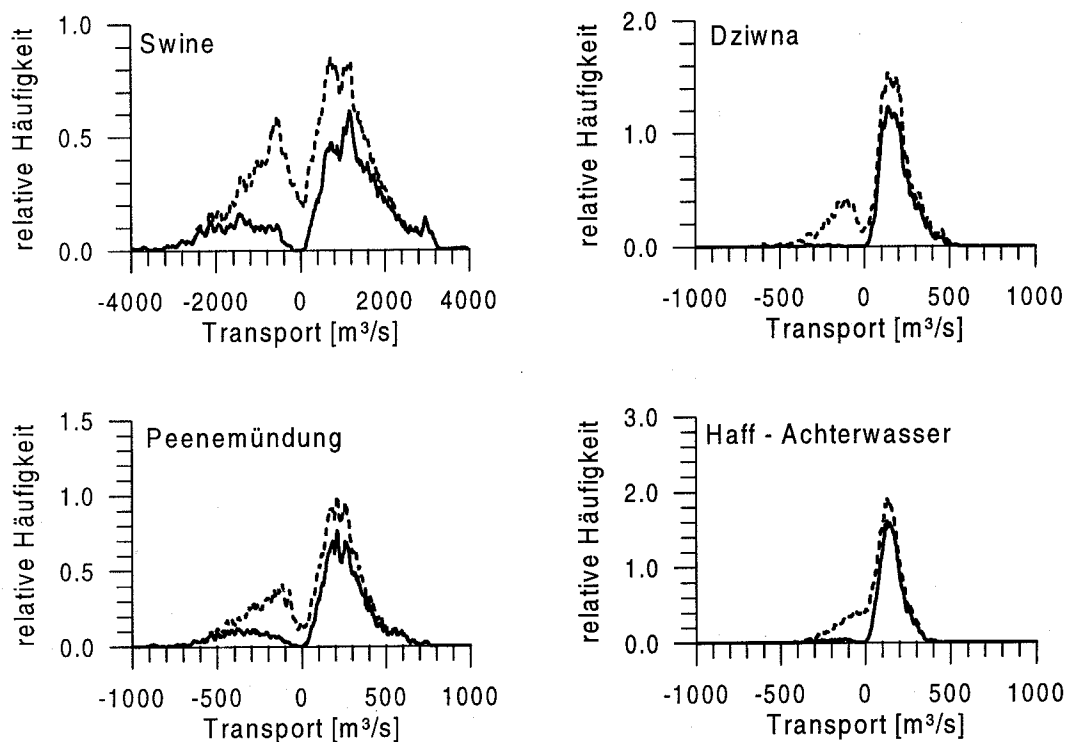


Abb. 5.13: Relative Häufigkeit der Transportraten durch die einzelnen Kanäle (effektiver Transport durchgezogene Linie, totaler Transport gestrichelt; positiv - Ausstrom, negativ - Einstrom ins Haff)

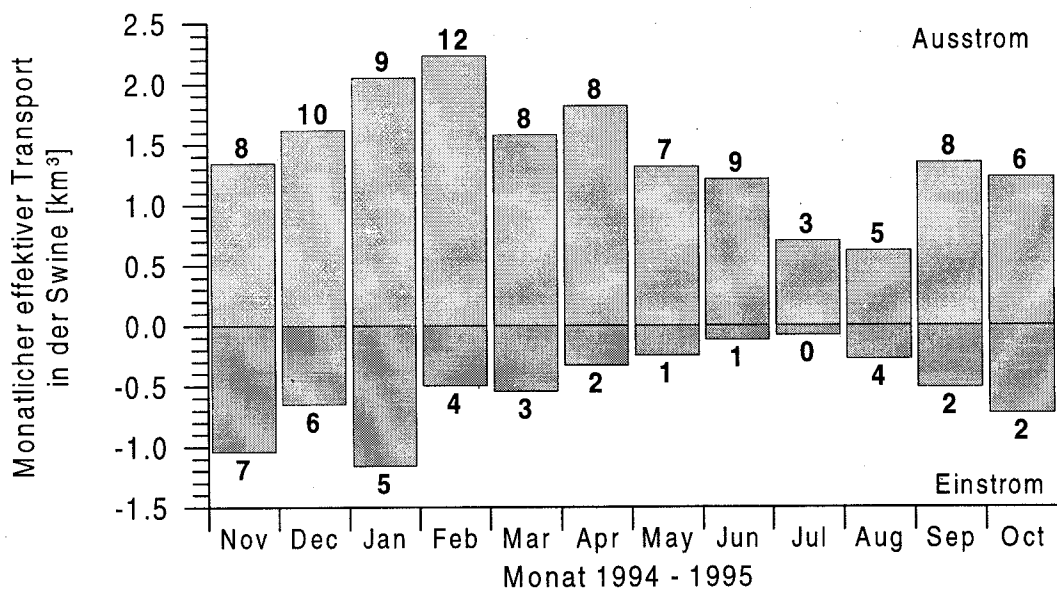


Abb. 5.14: Saisonale Verteilung des Transportes und monatliche Anzahl der Austauschereignisse mit über $50 \cdot 10^6 m^3$ effektivem Transport

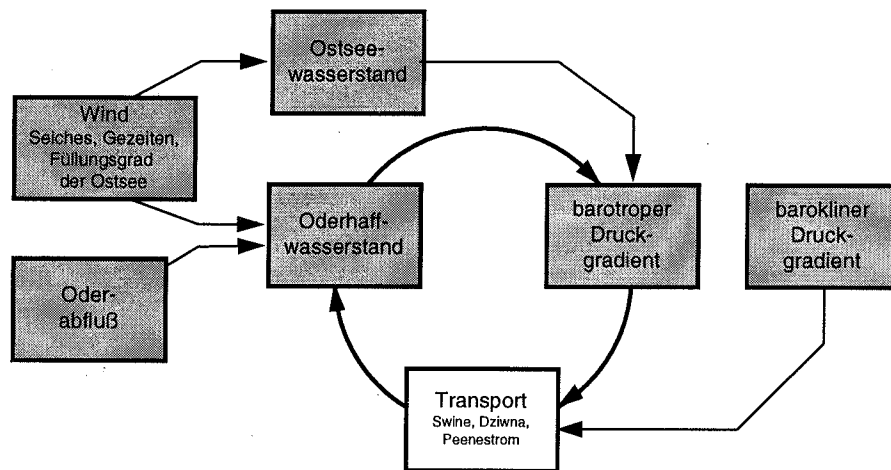


Abb. 5.15: Regelung des Wasseraustauschs zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht

Saisonale Unterschiede im Wasseraustausch zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht werden durch starke jahreszeitliche Variationen in der Abflußmenge der Oder und im meteorologischen Antrieb verursacht. Vom Herbst bis ins zeitige Frühjahr ist die mittlere Windgeschwindigkeit über der Ostsee deutlich höher als im Sommer. Die dadurch verursachten stärkeren Wasserstandsschwankungen in der Pommerschen Bucht führen zu größeren Fluktuationen im Wasseraustausch. Abbildung 5.14 zeigt die Monatssummen des effektiven Wassertransportes und die Anzahl der Ein- und Ausstromereignisse mit effektiven Transporten von mehr als $50 \cdot 10^6 m^3$ für eine Jahresperiode in der Swine.

Die Häufigkeit der großen Ein- und Ausstromereignisse ist im Winter und Frühling am höchsten. Im Sommer erfolgt eine deutliche Abnahme der Intensität des Wasseraustausches. Besonders Einstromereignisse mit Salztransport ins Oderhaff werden selten. Das ist neben dem höheren Süßwasserzufluß im Frühjahr der Grund für die beobachteten saisonalen Schwankungen des Salzgehaltes im Oderhaff.

Die Regelung des Wasseraustausches zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht ist in Abbildung 5.15 zusammenfassend dargestellt. Die Pegelstände in der Pommerschen Bucht werden vor allem durch die großräumigen Windfluktuationen über der Ostsee bestimmt. Die dadurch erzeugten Wasserstandsdifferenzen zwischen Oderhaff und Bucht treiben den Wasseraustausch, der in Form von impulsartigen Aus- und Einstromereignissen erfolgt. Dabei wird die Strömungsgeschwindigkeit in den Verbindungskanälen durch die Bodenreibung balanciert. Die Trägheitszeit des Haffs beträgt je nach Variabilität der Pegelfluktuationen und der Flußwasserzufuhr 8-11 Stunden. Die Swine ist der dominierende Austauschkanal zwischen Haff und Bucht. Durch sie erfolgen 60-70 % des Massentransportes und nahezu der gesamte Salztransport. Der Peenestrom und die Dziwna sind mit jeweils 15-20 % am Wasseraustausch beteiligt.

5.2 Variationen im Eintrag der Inhaltsstoffe

Die wichtigste Quelle für anorganische und organische Nährstoffe in der Pommerschen Bucht stellt der Eintrag von Süßwasser aus dem Oderhaff dar, das seinerseits durch den Oderabfluß gespeist wird. Der Zustrom von Nährstoffen aus der Bornholm- und der Arkonasee ist wegen der geringen Konzentrationen meist von untergeordneter Bedeutung. Über atmosphärische Einträge liegen noch keine zuverlässigen Angaben vor. Der Nährstofftransport aus dem Oderhaff in die Pommersche Bucht ist stark variabel und stellt eine Überlagerung mehrerer Prozesse dar. Fluktuationen der Abflußmenge der Oder, Schwankungen der Inhaltsstoffkonzentrationen im Flußwasser und Variationen im meteorologischen Antrieb des Wasseraustausches zwischen Bucht und Oderhaff beeinflussen Menge und Zusammensetzung des Eintrages. Zusätzlich kommt es während der Vegetationsperiode zu Modifikationen der Nährstoffe im Oderhaff.

Für die Berechnung der Nährstofftransporte in die Pommersche Bucht standen zwei Datensätze des MIR² Gdynia zur Verfügung. Ein Langzeitdatensatz für die Jahre 1979-1997 umfaßt monatliche Messungen der Konzentrationen von Chlorid, Sauerstoff, Nitrat und Phosphat an 6 Stationen im Großen Haff. Die Probennahmen erfolgten an der Oberfläche (0,5 m Tiefe) und in der bodennahen Wasserschicht (0,5 m über Grund). Wegen häufiger Eisbedeckung wurden von Januar bis März keine Proben gewonnen.

Die aus diesem Datensatz berechneten Monatsmittelwerte und Standardabweichungen der Konzentrationen gelöster Inhaltsstoffe in der Oberflächenschicht und im bodennahen Wasserkörper des Oderhaffs zeigt Abbildung 5.16. Die hohen Standardabweichungen der Mittelwerte werden durch die starken zwischenjährlichen Schwankungen in den Nährstoffeinträgen der Oder und im meteorologischen Antrieb des Wasseraustausches verursacht. Ausgeprägte vertikale Schichtungen des Wasserkörpers im Haff werden nur sehr selten beobachtet. Durch die geringe Tiefe erreicht die winddurchmischte Schicht auch bei den im Sommer üblichen Windgeschwindigkeiten von 5-6 $\frac{m}{s}$ den Boden.

Der Salzgehalt nimmt den für das Haff charakteristischen Verlauf mit Aussüßung des Haffwassers im Frühjahr und einer Zunahme des Salzgehaltes im Herbst und Winter (Abbildung 5.16). Auch der absolute Sauerstoffgehalt im Haff zeigt einen deutlichen Jahresgang mit höheren Werten im Frühjahr und Herbst und einem Minimum im Sommer. Diese Variation entspricht der durch die Temperaturabhängigkeit der Sättigungskonzentration bedingten Schwankung. Die mittleren Jahresgänge von Nitrat- und Phosphatkonzentration werden durch die unterschiedlichen Eintragsmechanismen dieser Nährsalze in die Oder und durch die saisonale Variation der Primärproduktion im Haff geprägt. Die Phosphatfrachten der Oder bleiben über das ganze Jahr relativ konstant, da sie vorwiegend durch städtische Punkteinleiter mit gleichbleibenden Eintragsmengen in den Fluß gelangen. Die Nitratfrachten sind stark an die Abflußmengen der Oder und an das saisonal variierende Vorkommen im Einzugsgebiet gekoppelt (CYBERSKA et al., 1996). Hierbei wird Nitrat vor allem durch Auswaschung im Frühjahr in den Fluß eingetragen. Die Folge ist ein stark schwankendes Nitrat-zu-Phosphatverhältnis im Oderwasser.

²Morskiego Instytutu Rybackiego Gdynia

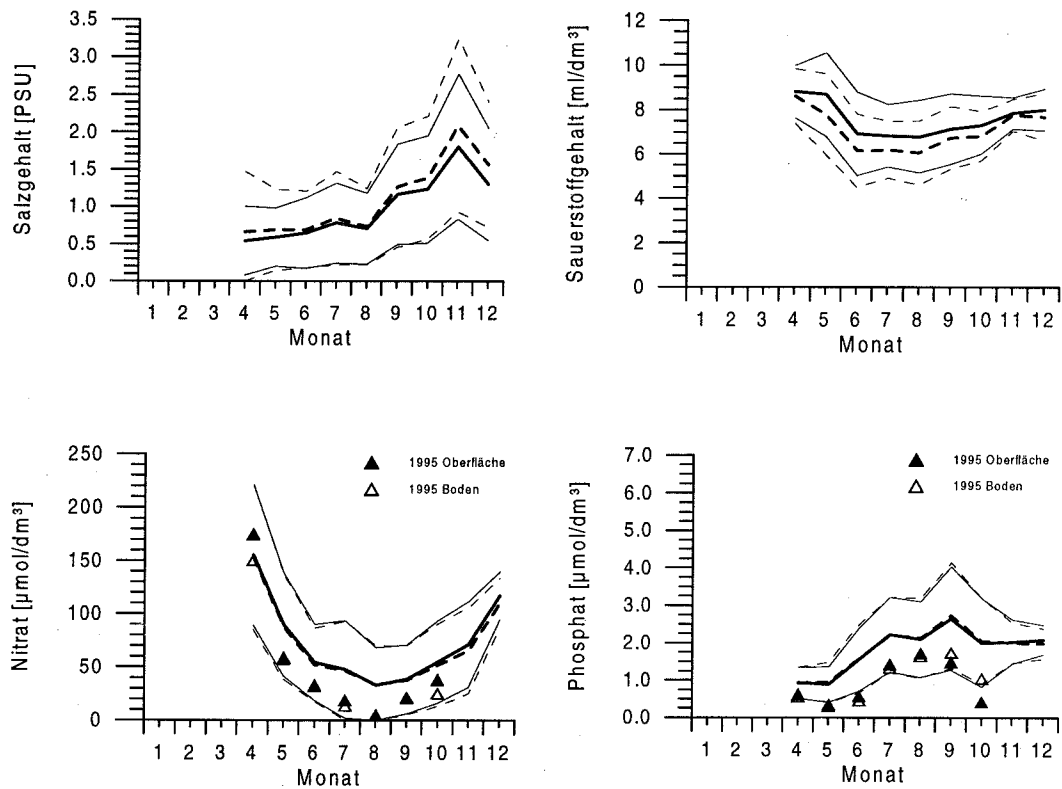


Abb. 5.16: Monatsmittelwerte und Standardabweichung von gelösten Inhaltsstoffen im Oderhaff, Langzeitmessungen des MIR von 1980 - 1997, (Oberfläche: durchgehend, Bodenschicht: gestrichelt, die Nährsalzwerte von 1995 sind zum Vergleich als Symbole dargestellt)

Sehr hohe Mengen an Nitrat werden im April zu Beginn der Phytoplanktonblüte ins Oderhaff eingetragen. Durch die Primärproduktion wird ein großer Teil der anorganischen Nährstoffe umgesetzt. Das N-zu-P-Verhältnis des Oderwassers liegt dadurch weit über dem der Phytoplanktonbiomasse. Phosphat ist relativ zum Nährstoffbedarf des Phytoplanktons abgereichert. Das resultierende Minimum in der Phosphatkonzentration im Haff ist typisch für den Beginn der Vegetationsperiode. In einzelnen Jahren ist zu diesem Zeitpunkt eine Phosphatlimitierung der Primärproduktion im Haff zu beobachten. Anfang Juni findet eine Umstellung im System statt, die durch den starken Rückgang der Nitratkonzentration im Flußwasser verursacht wird. Sommer und Herbst sind durch geringe Nitratkonzentrationen bei gleichzeitigem Anstieg der Phosphatkonzentration im Oderhaff gekennzeichnet. Die Lichtlimitierung der Primärproduktion infolge der Selbstbeschattung des Phytoplanktons und die permanente Rückführung von Nährstoffen durch Remineralisierungsprozesse im Sediment verhindern jedoch einen vollständigen Umsatz des vorhandenen Nitrats, so daß eine Nitratlimitierung der Primärproduktion im Haff unwahrscheinlich ist.

Ein weiterer Datensatz des MIR mit wöchentlichen Messungen der Nährstoffkonzentrationen in der Swinemündung liegt für die Zeit vom April 1996 bis August 1997 vor. Neben Nitrat und Phosphat wurden auch die Konzentrationen von Ammonium, Nitrit, Gesamtstickstoff und Gesamtphosphor in der oberflächen- und bodennahen Wasserschicht erfaßt.

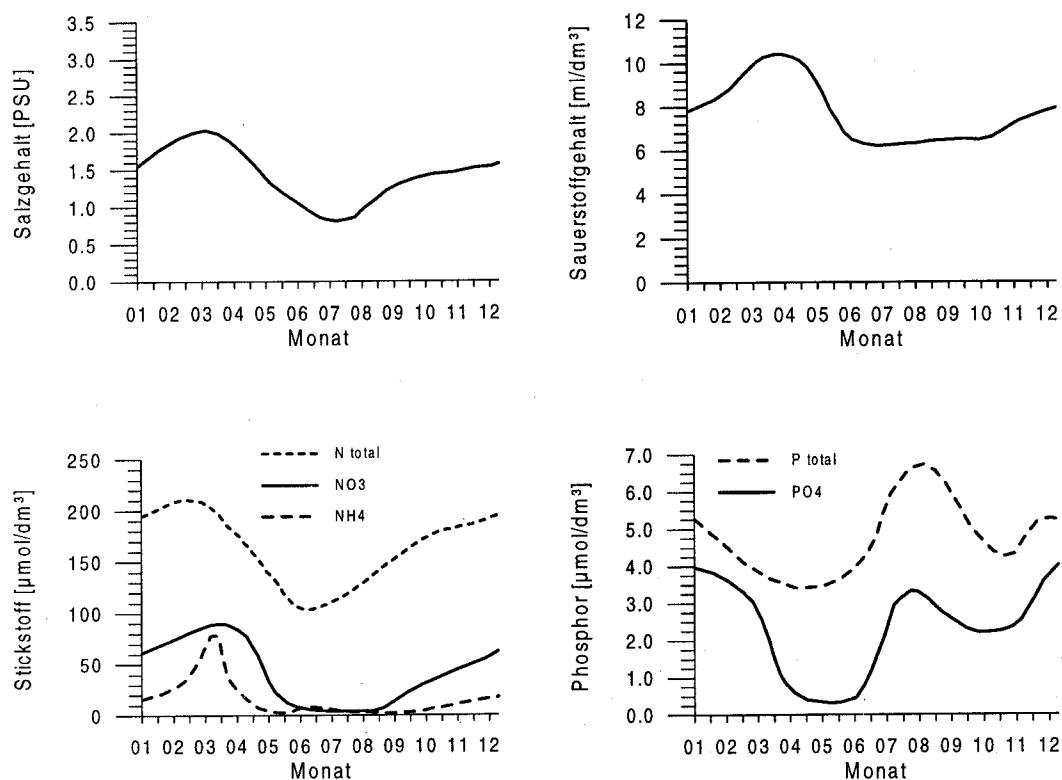


Abb. 5.17: Inhaltsstoffkonzentration in der Swinemündung bei Ausstromlagen, Messungen des MIR von 1996 - 1997

Dadurch wird die Abschätzung der Anteile von organisch und anorganisch gebundenen Nährstoffen möglich. Die Einzelmessungen wurden zur Unterscheidung von Ein- und Ausstromlagen in der Swine anhand des Salzgehaltes sortiert. Proben mit Salzgehalten unter 2,0 PSU wurden Ausstromlagen zugeordnet. Einstromlagen wurden bei Salzgehalten über 5,0 PSU angenommen. Mischungszustände zwischen Haff- und Buchtwasser mit Salzgehalten zwischen 2,0 und 5,0 PSU wurden nicht berücksichtigt. Durch die Interpolation der Meßwerte wurden zwei Zeitreihen der Inhaltsstoffkonzentration in der Swine getrennt nach Ein- und Ausstromlagen berechnet. Abbildung 5.17 zeigt die Jahresgänge der Inhaltsstoffkonzentrationen für ausströmendes Haffwasser in der Swinemündung. Die ermittelten Konzentrationen liegen deutlich unterhalb des langjährigen Mittels der Haffkonzentrationen der 20-jährigen Zeitreihe, jedoch noch innerhalb der Standardabweichung dieser Langzeitmittelwerte. Dieser Trend ist möglicherweise auf die Verringerung der Nährstoffeinträge infolge der sozio-ökonomischen Veränderungen im Einzugsgebiet nach 1989 zurückzuführen (MATTHÄUS et al., 1997).

Große saisonale Unterschiede sind in der Zusammensetzung der eingetragenen Nährstoffe vorhanden. Im Sommer übersteigen die Konzentrationen der organisch gebundenen Nährstoffe in der Swinemündung die anorganischen Anteile (DIN³ und DIP⁴) um ein Vielfaches.

³Dissolved Inorganic Nitrogen

⁴Dissolved Inorganic Phosphorus

In den Wintermonaten kehren sich die Verhältnisse um. Die geringen Nitratkonzentrationen im Haffwasser während des Sommerhalbjahres sind auf die hohe Primärproduktion im Haff und die geringe Nitratzufuhr aus der Oder zurückzuführen. Erst zum Ende der Vegetationsperiode kommt es zu einem erneuten Anstieg der Nitratkonzentration im ausströmenden Haffwasser.

Mit Hilfe von interpolierten Zeitreihen der Nährstoffkonzentrationen in der Swinemündung, sowie der Transportberechnungen des Boxmodells wurde für das Jahr 1995 eine Bilanzierung des Nährstoffeintrages in die Pommersche Bucht durchgeführt.

Die Berechnung der Massentransporte mit dem barotropen Boxmodell basiert auf den Abflußdaten des Pegels Hohensaaten-Finow (Stromkilometer 667,0). Zwischen Hohensaaten und der Mündung der Oder ins Oderhaff erfolgen nur noch geringe Zuflüsse in die Oder, die jedoch nicht vernachlässigbar sind. Ein Vergleich mit polnischen Abflußmessungen am Pegel Widuchowa (Stromkilometer 701,8) ergab für das Jahr 1994 eine sehr hohe Korrelation ($r^2 = 0,997$). Die Absolutbeträge des Abflusses lagen um 10 % über den Werten von Hohensaaten. Um die leichte Zunahme der Abflußmenge im Unterlauf der Oder und den Eintrag einiger kleinerer Flüsse ins Haff zu berücksichtigen, wurde die Flußwasserzufuhr ins Haff, bezogen auf die Abflußmenge der Oder bei Hohensaaten, um 15 % erhöht.

Das Modell wurde mit dem korrigierten Oderabfluß, dem Wind an der Darßer Schwelle und dem Wasserstand in der Pommerschen Bucht (Pegel Koserow) getrieben. Die Kombination der modellierten Massentransporte in den Verbindungskanälen mit den Nährstoffkonzentrationen ermöglicht es, für jedes Ausstromereignis den Transport von Nährstoffen in die Bucht zu bestimmen. Zusammenfassend werden im folgenden die Einträge des Jahres 1995, in dem vier TRUMP-Expeditionen stattfanden, anhand von monatlichen Mittelwerten des Nährstoffeintrags diskutiert (Abbildung 5.18).

Die Gesamtmenge des in die Bucht transportierten Stickstoffs und Phosphors zeigt einen ausgeprägten Jahresgang. Maximale Transporte treten infolge des intensiveren Wasseraustausches zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht im Herbst und Winter auf. Minimale Einträge erfolgen von Juni bis August. Große Unterschiede sind im Transport von organischen Nährstoffen und anorganischen Nährsalzen vorhanden. Der Transport organischer Nährstoffe ist relativ ausgeglichen. Im Winter führen hohe Wasseraustauschraten zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht bei geringen Konzentrationen an organischen Nährstoffen zu ähnlichen Transporten wie geringe Austauschraten und hohe Nährstoffkonzentrationen im Sommer. Der Transport von anorganischen Nährsalzen in die Bucht wird durch den Jahresgang der Nährsalzkonzentration im Haff geprägt. Die saisonale Variation im Wasseraustausch verstärkt die jahreszeitlichen Schwankungen zusätzlich. Maximale Transporte anorganischer Nährsalze in die Bucht werden im Winter und im zeitigen Frühjahr beobachtet. In der Vegetationsperiode werden die anorganischen Nährsalze schon im Oderhaff weitgehend abgebaut.

Die ermittelten Transporte sind durch systematische Fehler des Boxmodells und durch die Interpolation der Nährstoffkonzentrationen mit einer Unsicherheit von etwa 20 % behaf-

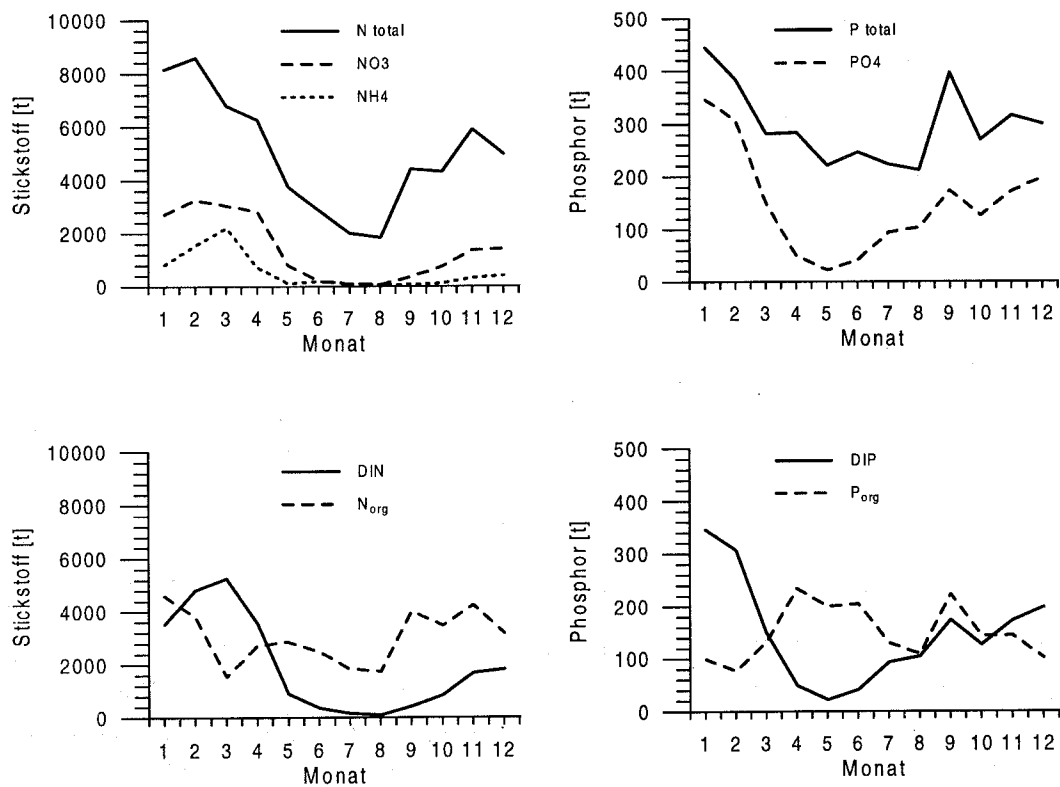


Abb. 5.18: Monatssummen des Eintrags von Inhaltsstoffen aus dem Oderhaff in die Pommersche Bucht, Boxmodell Jahreslauf 1995

tet. Da das Modell auf der Massenbilanz des Oderhaffs beruht, liegt der Fehler bei den Jahressummen des Transportes etwas niedriger.

Zur Verifikation der berechneten Einträge wurden die Jahressummen des Nährstofftransportes in die Bucht mit Eintragsdaten der Oder (CYBERSKA et al., 1996) in das Oderhaff verglichen (Tabelle 5.6). Die Gesamtmenge des in die Bucht transportierten Materials stimmt im Rahmen der Fehlergrenzen weitgehend mit den Einträgen ins Haff überein. Das Haff stellt demnach keine Senke für eingetragenes Material dar. Diese Aussage wird durch Untersuchungen von DAHLKE et al. (1995) gestützt, nach denen die jährlich im Sediment des gesamten Haffs zurückgehaltene Nährstoffmenge 500 t Stickstoff und weniger als 90 t Phosphor beträgt. Das entspricht 0,6 % des eingetragenen Stickstoffs und etwa 2 % des Phosphors. Ein Teil des Stickstoffs wird vermutlich durch Denitrifikation und Austausch mit der Atmosphäre aus der Wassersäule entzogen. Die aus dem Modell abgeleitete Verringerung der Stickstoffmenge im Haff ist jedoch aufgrund des Fehlerbereiches nur schwach signifikant.

Das Oderhaff wirkt im Oderästuar als Puffer- und Transformationsgebiet für die durch die Oder eingebrachten Inhaltsstoffe. Während der Vegetationsperiode wird der überwiegende Teil der eingetragenen Nährsalze durch die Primärproduktion in organisches Material umgesetzt.

Inhaltsstoff	Eintrag ins Oderhaff [t]	Transport in die Bucht [t]
NH_4	3810	6600
NO_3/NO_2	47641	16900
N_{org}	26781	(36500)
N_{total}	76937	60000
PO_4	1488	1800
P_{total}	4921	3600

Tabelle 5.6: Eintrag von Inhaltsstoffen in das Oderhaff (CYBERSKA et al.) und die Pommersche Bucht (Boxmodell) im Jahr 1995

5.3 Verteilung anorganischer Nährsalze

Die Überlagerung von Advektions- und Diffusionsprozessen mit zeitlichen Variationen des Eintrags aus dem Oderhaff und biologisch chemischen Umsätzen in der Wassersäule bestimmt die Verteilungsmuster der Inhaltsstoffe in der Pommerschen Bucht. Je nach Jahreszeit ist dabei der Einfluß der konservativen Vermischung zwischen Haff- und Seewasser oder der biologische Umsatz der Nährstoffe dominant. Nach KUBIAK (1983) wird die Verteilung der Nährstoffe in der Pommerschen Bucht hauptsächlich durch die physikalischen Mischungsprozesse gesteuert. Seine Aussage basiert jedoch ausschließlich auf Messungen in küstennahen Bereichen der südlichen Bucht, die meist im Einflußbereich der Ausstromfahne der Swine liegen. Neuere Untersuchungen von POLLEHNE et al. (1995) zeigen jedoch, daß die biologische Aktivität besonders in den küstenferneren Bereichen der Bucht eine große Bedeutung für die Verteilungsmuster der Nährstoffe besitzt.

Während der TRUMP-Expeditionen wurden an jeder hydrographischen Station Wasserproben zur Nährstoffanalyse gewonnen. Das Standardprogramm umfaßte Messungen der Nitrat-, Nitrit-, Ammonium-, Phosphat- und Silikatkonzentration. Zusätzlich wurde die Sauerstoffkonzentration und der pH-Wert bestimmt. Dadurch wurde eine räumliche Abtastung erreicht, die horizontal mit den CTD-Messungen vergleichbar ist. Die vertikale Skala konnte wegen der zeitintensiven Laboranalyse nur in 5-Meterstufen beprobt werden. Mit einem an der CTD-Sonde eingesetzten Fluorometer wurde die Mie-Rückstreuung bei 520 nm, die Gelbstofffluoreszenz (430 nm) und die Fluoreszenz im Chlorophyll-a-Bereich (683 nm) bestimmt. So konnte ein sehr umfassendes Bild über die Verteilungsmuster der wichtigsten Inhaltsstoffe gewonnen werden. Im folgenden Abschnitt werden die Nährstoffverteilungen in der Pommerschen Bucht unter Berücksichtigung der saisonalen Variationen und der jeweiligen Windlage diskutiert.

Für die Wintersituation in der Bucht sind die Messungen der Expedition vom Januar 1996 charakteristisch. Stabile östliche Windbedingungen führten zu einer vom Bornholmbecken in die Arkonasee gerichteten Grundströmung in der Bucht (siehe dazu auch Abschnitt 4.4.3).

Bei einem kleineren Ausstromereignis vom 15. bis 16. Januar wurden $84 \cdot 10^6 m^3$ Haffwasser in die Bucht eingetragen. Durch die nordwestwärts gerichtete Strömung vor der Usedom-schen Küste wurde die entstandene Mischwasserblase bis zum Beginn der Expedition vor den nördlichen Teil der Insel Usedom transportiert (Abbildung 5.19). Ein darauffolgendes größeres Ausstromereignis, das während der Messungen andauerte, fand vom 20. bis 23. Januar 1996 statt. Die in die Bucht eingeströmten $265 \cdot 10^6 m^3$ Haffwasser lagen noch dicht vor der Swinemündung. Abbildung 5.19 zeigt die Horizontalverteilung des Salzgehaltes und der Nährstoffe in der Deckschicht (2-3m Tiefe). Beide Mischwasserkörper sind vor der Küste Usedom lokalisiert. Die Verteilungsmuster der Nährsalze stimmen weitgehend mit der Salzgehaltsverteilung überein. Bedingt durch die zu dieser Jahreszeit geringe biologische Aktivität erfolgt die Verteilung der eingetragenen Nährstoffe durch nahezu konservative Vermischung. In den Nährstoff-Salz-Diagrammen gibt es keine signifikanten Abweichungen von den linearen Vermischungskurven (Abbildung 5.21).

Die Nährstoffkonzentrationen im eingeströmten Haffwasser lassen sich unter diesen Bedingungen durch lineare Regression aus den Mischungsdiagrammen extrapolieren: Nimmt man einen mittleren Salzgehalt im Haff von 1,5 PSU an, dann ergeben sich die in Tabelle 5.7 dargestellten Nährstoffkonzentrationen für das Haffwasser. Für die beobachteten Ausstromereignisse wurden daraus die Nährstoffeinträge berechnet (Tabelle 5.7). Das eingetragene Haffwasser und die Nährstoffe werden unter östlichen Windrichtungen bei gleichzeitiger Vermischung mit dem Buchtwasser entlang der Küste Usedom in die Arkonasee transportiert.

Inhaltsstoff	Konzentration im Oderhaff (Regression)	Eintrag in die Bucht 15.-16.01.1996	Eintrag in die Bucht 20.-23.01.1996
NO_3	$116 \frac{\mu mol}{dm^3}$	136 t N	429 t N
NH_4	$59 \frac{\mu mol}{dm^3}$	69 t N	218 t N
PO_4	$4,8 \frac{\mu mol}{dm^3}$	12,5 t P	39,7 t P
SiO_4	$154 \frac{\mu mol}{dm^3}$	362 t Si	1142 t Si

Tabelle 5.7: Eintrag von Nährsalzen in die Pommersche Bucht während der TRUMP-Expedition im Januar 1996

Die Frühjahrssituation der Nährstoffverteilung konnte im April 1995 während der Phytoplanktonblüte erfaßt werden. Zu diesem Zeitpunkt wird in der Pommerschen Bucht das jährliche Maximum der Chlorophyll-a-Konzentration beobachtet. Die im Winter in die Bucht transportierten Nährsalze werden umgesetzt. Bedingt durch das Frühjahrshochwasser der Oder erfolgen hohe Nitrateinträge aus dem Haff. In der Zone des Flußwassereinstroms sind die Nitratkonzentrationen mit Werten von bis zu $56 \frac{\mu mol}{dm^3}$ noch im Bereich der Winterwerte. In den übrigen Teilen der Bucht liegen sie jedoch schon in der Nähe der Nachweisgrenze. Höhere Ammoniumkonzentrationen mit bis zu $1,5 \frac{\mu mol}{dm^3}$ sind entlang der Küste zu finden. Die Phosphatkonzentrationen liegen im größten Teil der Bucht unterhalb der Nachweisgrenze. Nur im Nordwesten vor der Küste Rügens ist durch den Einstrom

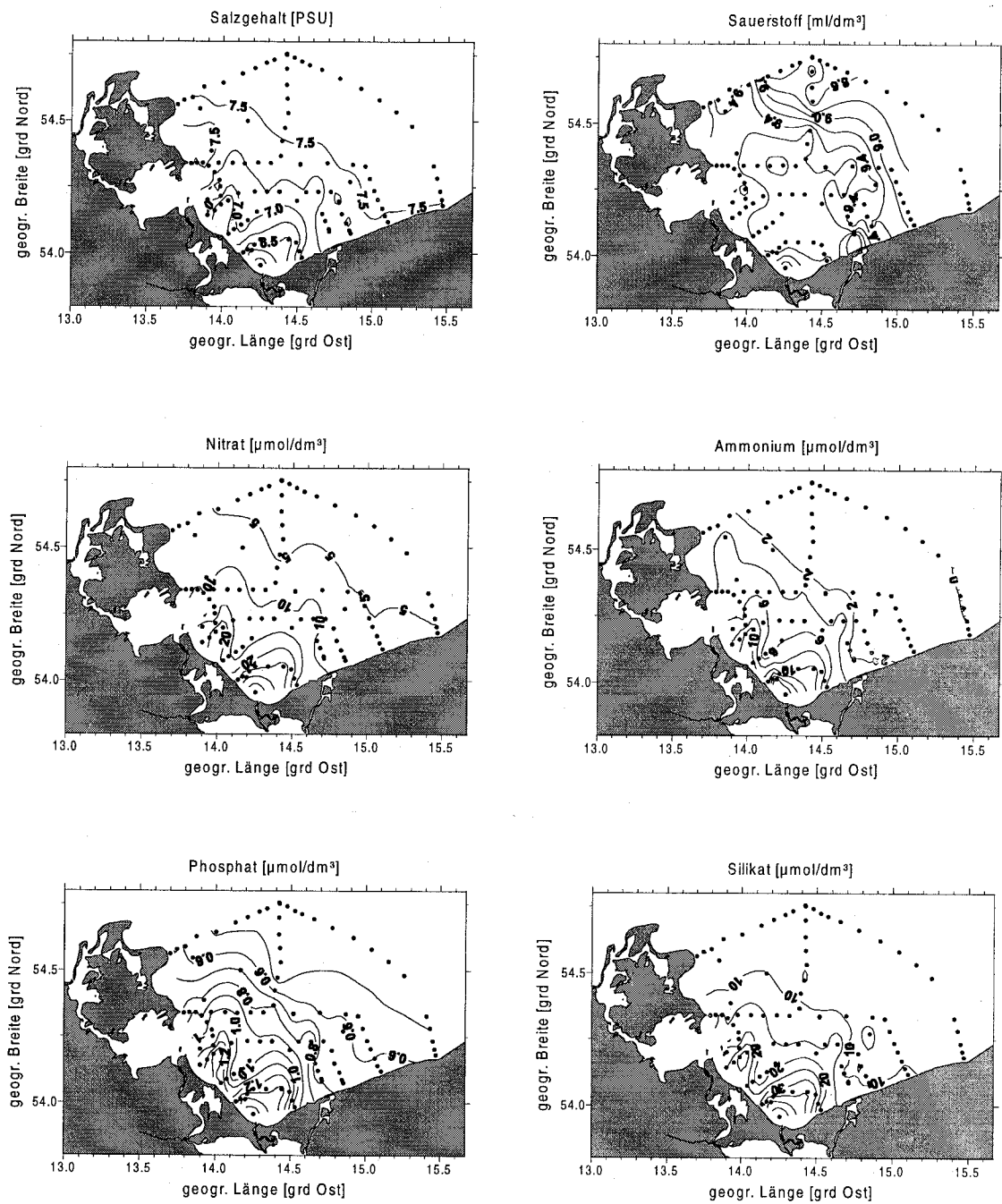


Abb. 5.19: Horizontalverteilung ausgewählter Inhaltsstoffe in der oberflächennahen Wasserschicht (1-3 m) im Januar 1996 unter östlichen Windbedingungen (NAGEL/SADKOWIAK)

von Oberflächenwasser aus der Arkonasee noch Phosphat in Konzentrationen bis $0,5 \frac{\mu\text{mol}}{\text{dm}^3}$ vorhanden. Die Silikatkonzentrationen liegen im Kernbereich des Flußwassereinstroms bei $18 \frac{\mu\text{mol}}{\text{dm}^3}$ und in den äußeren Bereichen der Bucht bei $3 \frac{\mu\text{mol}}{\text{dm}^3}$. Im übrigen Bereich der Bucht ist die Silikatkonzentration unter $1 \frac{\mu\text{mol}}{\text{dm}^3}$.

Da die Primärproduktion in der Haffwasserblase bis zu einem Salzgehalt von 7,8 PSU phosphatlimitiert ist, wird die Nitratverteilung in diesem Bereich durch die physikalischen Vermischungsprozesse gesteuert (Abbildung 5.21). Die hohe biologische Aktivität dominiert die Verteilungsmuster der Nährstoffe im Frühjahr, so daß sich in den Vermischungsdiagrammen keine klassischen Kurven ergeben. Bis zum Beginn der Phytoplanktonblüte in den Ostseebecken bildet auch der Einstrom von Deckschichtwasser aus der Arkona- und Bornholmsee eine Nährsalzquelle für die Primärproduktion in der Pommerschen Bucht.

Eine typische Sommersituation der Nährstoffverteilung in der Bucht wurde während der Expedition im Juni 1994 beobachtet. Bei drei großen Ausstromereignissen gelangten jeweils etwa $180 \cdot 10^6 \text{m}^3$ Haffwasser in die Bucht (siehe auch Tabelle 5.4). Entsprechend der während der Expedition herrschenden Westwindlage und den damit einhergehenden Strömungsverhältnissen wurde das durch die Swine und die Dziwna eingetragene Haffwasser sowie der Ausstrom aus dem Greifswalder Bodden in einem schmalen Band entlang der Südküste der Pommerschen Bucht nach Osten verfrachtet. Die resultierenden Verteilungsmuster der Salz- und Nährstoffverteilung zeigt Abbildung 5.20.

Die Nitratkonzentration beträgt in der Ausstromfahne etwa 20 % des winterlichen Wertes. Außerhalb des Mischwasserbereiches liegt die Nitratkonzentration unterhalb der Nachweisgrenze. Unmittelbar vor der Dziwnamündung wurden stark erhöhte Ammoniumkonzentrationen beobachtet, während die Konzentrationen im übrigen Bereich der Pommerschen Bucht in der Nähe der Nachweisgrenze blieben. Im gesamten Untersuchungsgebiet konnten keine meßbaren Phosphatkonzentrationen in der Wassersäule nachgewiesen werden. Die Silikatkonzentrationen betragen mit Maximalwerten von $13 \frac{\mu\text{mol}}{\text{dm}^3}$ in der Flußwasserfahne etwa 30 % des Winterwertes.

Für den Untersuchungszeitraum liegen von OSADCZUK et al. (1996) Messungen der Nährsalzkonzentration im Haff vor. Die daraus berechneten Nährsalzeinträge in die Bucht während der drei Ausstromereignisse sind in Tabelle 5.8 dargestellt. Ein Vergleich mit dem Nährstoffeintrag im Januar 95 (Tabelle 5.7) zeigt charakteristische Unterschiede. Außer geringen Einträgen an Nitrat und Silikat (15-20 % der im Winter üblichen Einträge) erfolgt keine größere Zufuhr anorganischer Nährsalze. Es werden überwiegend organische Nährstoffe in die Bucht eingetragen.

Die konservative Vermischung von Nitrat in der Haffwasserfahne ist auf die Phosphatlimitierung der Primärproduktion in diesem Bereich zurückzuführen. Aus den Mischungsdiagrammen können daher keine Rückschlüsse auf die Stoffumsätze im System gezogen werden. Im übrigen Teil der Bucht existiert ein Gleichgewichtszustand zwischen der Produktion und der Respiration organischen Materials. Bei der Respiration freigesetzte anorganische Nährsalze werden durch die Produktion sofort wieder umgesetzt, so daß die Nährsalzkonzentrationen

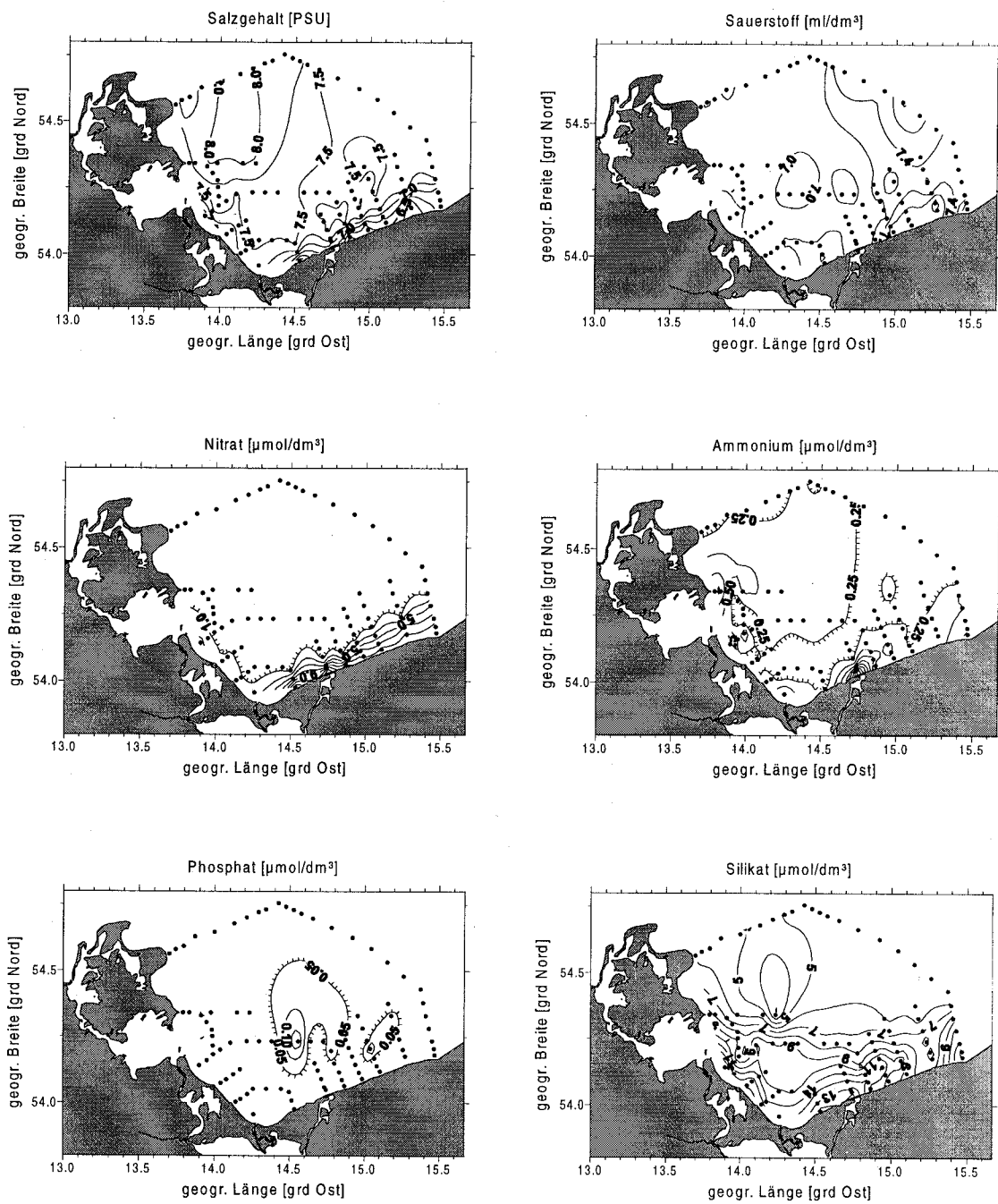


Abb. 5.20: Horizontalverteilung ausgewählter Inhaltsstoffe in der oberflächennahen Wasserschicht (1-3 m) im Juni 1994 unter westlichen Windbedingungen (NAGEL/SADKOWIAK)

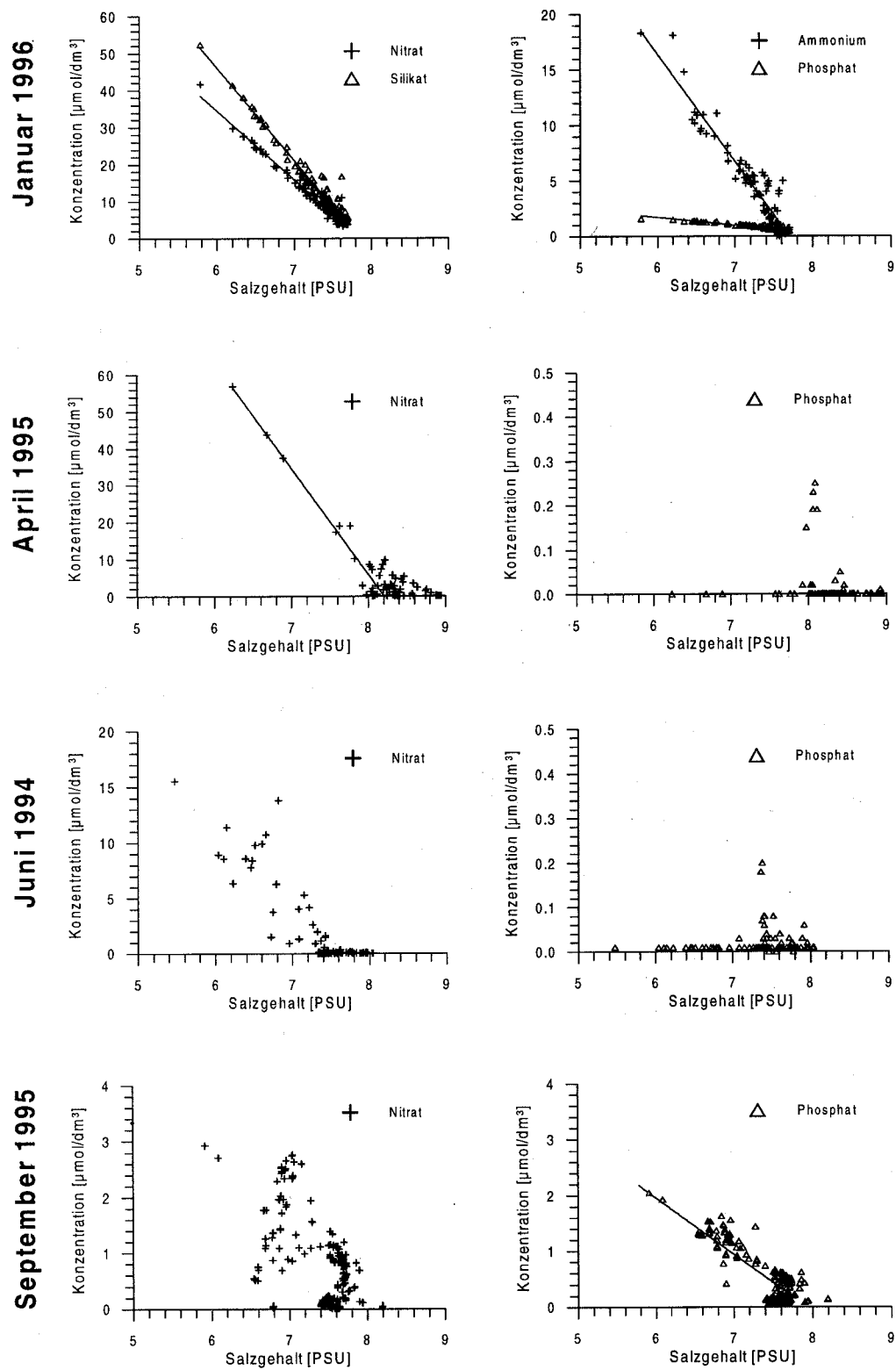


Abb. 5.21: Saisonale Variationen in Mischungdiagrammen von Nährstoffen gegenüber dem Salzgehalt in der Deckschicht (1-4 m)

Inhaltsstoff	Konzentration im Oderhaff (Messung)	Eintrag in die Bucht 19.06.1994	Eintrag in die Bucht 22.06.1994	Eintrag in die Bucht 27.06.1994
NO_3	14,9 $\frac{\mu\text{mol}}{\text{dm}^3}$	37,5 t N	39,4 t N	38,6 t N
NH_4	0,2 $\frac{\mu\text{mol}}{\text{dm}^3}$	0,5 t N	0,5 t N	0,5 t N
PO_4	0,3 $\frac{\mu\text{mol}}{\text{dm}^3}$	1,7 t P	1,8 t P	1,7 t P
SiO_4	34,6 $\frac{\mu\text{mol}}{\text{dm}^3}$	50,0 t Si	52,3 t Si	51,2 t Si

Tabelle 5.8: Eintrag von Nährstoffen in die Pommersche Bucht im Juni 1994

insgesamt sehr gering sind. POLLEHNE et al. (1995) fanden in der Bucht während der Expedition eine lineare Beziehung zwischen partikulär organischem Kohlenstoff und Salzgehalt sowie eine moderate Primärproduktion. Die *turnover-Zeit* des Kohlenstoffs wird mit 4-20 Stunden angegeben.

Die Nährsalzverteilung im Herbst wird weitgehend durch die Struktur der Flußwasserblase bestimmt. Zum Teil liegen die Nitrat- und Ammoniumkonzentrationen in der Pommerschen Bucht noch unterhalb der Nachweisgrenze. Silikat- und Phosphatkonzentrationen sind gegenüber den Sommerwerten angestiegen (Abbildung 5.21). Im Gegensatz zur Frühjahrs- und Sommersituation ist im Spätsommer und Herbst im Haffwasserausstrom und damit auch in der Bucht mit einer Nitratlimitierung der Primärproduktion zu rechnen.

5.4 Verteilungsmuster und Transporte von Chlorophyll-a

Neben dem Eintrag gelöster anorganischer Substanzen ist die Zufuhr, Verteilung und Produktion organischen Materials von größter Bedeutung für das Ökosystem Ostsee. Sauerstoffmangelerscheinungen in den tiefen Becken, aber auch in der Küstenzone, werden durch den bakteriellen Abbau abgestorbenen organischen Materials in der bodennahen Wasserschicht und im Sediment hervorgerufen. Im letzten Abschnitt dieser Arbeit wird deshalb im Sinne eines Ausblicks versucht, Verteilungsmuster der Chlorophyll-a-Konzentration mit Fluoreszenzmessungen zu bestimmen und auf ausgewählten hydrographischen Schnitten Transportraten von Chlorophyll-a in der Pommerschen Bucht abzuschätzen.

Zur Berechnung der Transporte werden Strömungsdaten und Inhaltsstoffkonzentrationen benötigt. Die notwendige räumliche und zeitliche Auflösung der Messungen wird durch die Variabilität des Stromfeldes und der Chlorophyll-a-Konzentration vorgegeben. Die Bestimmung der Chlorophyll-a-Konzentration durch Filterung von Wasserproben liefert nicht genügend Datenmaterial, um in synoptischen Zeiträumen (in der Bucht etwa 2-4 Tage) eine Chlorophyll-a-Verteilung mit einer räumlichen Auflösung von etwa 5 km zu erhalten. Um dieses Problem zu lösen, wurden die Fluoreszenzmessungen der CTD-Sonde mit den verfügbaren Chlorophyll-a-Konzentrationen aus Wasserproben kalibriert.

Der Hersteller des Fluorometers gibt eine lineare Beziehung der Chlorophyll-a-Fluoreszenz zur Chlorophyll-a-Konzentration an (Haardt, 1994), die bei den *in-situ*-Messungen in der Pommerschen Bucht nicht reproduziert werden konnte. Das Verhältnis von Chlorophyll-a-Fluoreszenz zu Chlorophyll-a-Konzentration wird im Ökosystem durch viele Faktoren beeinflusst. Insbesondere die Artenzusammensetzung und die Lichtsättigung spielen eine große Rolle (vergl. STIENEN, 1983; CHEKALYUK and GORBUNOV, 1994). Zusätzlich konnte in den TRUMP-Daten eine Abhängigkeit von der Gelbstoffkonzentration nachgewiesen werden, die in der Meßanordnung des *in-situ*-Verfahrens begründet ist (MOHRHOLZ and LASS, 1997). Die im Flußwasser in hoher Konzentration vorkommenden Gelbstoffe absorbieren einen Teil des zur Fluoreszenzanregung verwendeten Lichtes (450 nm). Durch die Vermischung mit dem Buchtwasser erfolgt eine starke Verringerung der Gelbstoffkonzentration. Wenn in der Bucht nur geringe Gelbstoffkonzentrationen ($a_y(380) < 1,2 \text{ m}^{-1}$) vorliegen, ist deren Berücksichtigung nicht notwendig. Bei hohen Gelbstoffkonzentrationen nach großen Ausstromereignissen von Frischwasser aus dem Haff, sind ohne Gelbstoffkorrektur fehlerhafte Interpretationen der Fluoreszenzverteilungen möglich. So führten im Juni 1995 die hohen Gelbstoffkonzentrationen im Kern einer Haffwasserblase zu einem Minimum in der Chlorophyll-a-Fluoreszenz, obwohl mit konventionellen Methoden sehr hohe Chlorophyll-a-Konzentrationen nachgewiesen wurden. Wird in der Kalibrierfunktion ein zusätzlicher Term zur Gelbstoffkorrektur eingefügt, so kann auch in diesem Fall eine für das gesamte Seegebiet anwendbare Kalibrierung durchgeführt werden. Zur Berechnung der Chlorophyll-a-Konzentration aus der Chlorophyll-a-Fluoreszenz wurde folgende Gleichung verwendet:

$$C_{Ch-a} = a_0 F_{Ch-a}^{a_1} \cdot e^{a_2 F_{phy}} \quad (5.10)$$

C_{Ch-a}	- Chlorophyll-a-Konzentration
F_{Ch-a}	- Chlorophyll-a-Fluoreszenz
F_{phy}	- Gelbstofffluoreszenz
a_0, a_1, a_2	- Kalibrierkoeffizienten

Abbildung 5.22 zeigt die Kalibrierfunktionen für eine Situation mit (Juni 1995) und ohne (Januar 1995) notwendiger Gelbstoffkorrektur.

Durch die Kalibrierung der Fluoreszenzdaten steht ein Datensatz der Chlorophyll-a-Konzentration in hoher räumlicher Auflösung zur Verfügung, der die Bestimmung von Verteilungsmustern und Transportraten ermöglicht.

Die Chlorophyll-a-Konzentration wurde für vier TRUMP-Expeditionen auf der Basis der *in-situ*-Fluoreszenzmessungen berechnet. Ähnlich wie die Nährsalze weist die Chlorophyll-a-Konzentration erwartungsgemäß eine starke saisonale Varianz auf. Während der Vege-

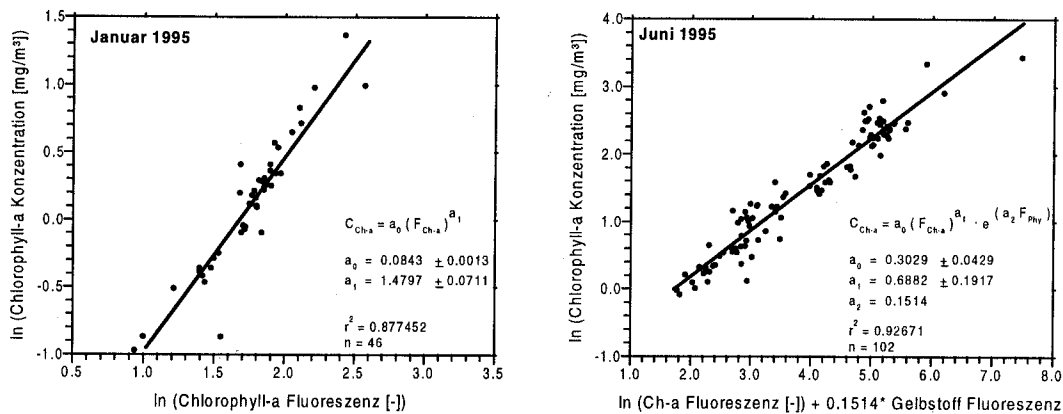


Abb. 5.22: Kalibrierung des Chlorophyll-a-Kanals des Sondenfluorometers für die Verhältnisse in der Pommerschen Bucht

tationsperiode ist in der Bucht eine hohe Primärproduktion zu beobachten (vergl. POLLEHNE et al., 1995). Die Verteilungsmuster der Chlorophyll-a-Konzentration werden durch die physikalischen Advektionsprozesse und die chemisch-biologischen Abläufe gleichermaßen beeinflusst. Die jeweiligen Windlagen sind deshalb auch für die Chlorophyll-a-Verteilungen von besonderer Bedeutung. Ein saisonales Signal wird nur durch die Höhe des Chlorophyll-a-Maximums gegeben. Die höchste Chlorophyll-a-Konzentration im Winter betrug $2,2 \frac{mg}{m^3}$. Dagegen werden im Sommer innerhalb der Haffwasserfahne bis zu $40 \frac{mg}{m^3}$ beobachtet. Außerhalb des vom Haffwasser beeinflussten Bereiches liegen die maximalen Sommerkonzentrationen von Chlorophyll-a bei $5 \frac{mg}{m^3}$. Die Variabilität der Chlorophyll-a-Konzentration ist in Abbildung 5.23 anhand einiger Horizontalverteilungen dargestellt.

Im Januar ist die Chlorophyll-a-Konzentration insgesamt gering und eng mit der Salzgehaltsverteilung korreliert. Nennenswerte Chlorophyll-a-Konzentrationen sind nur in der Haffwasserblase zu finden. Durch die starke windgetriebene Vermischung ist die Oberflächenverteilung mit der Verteilung in 10 m Tiefe nahezu identisch. Bedingt durch die Ostwindlage wird die Blase entlang der Küste Usedom in die Arkonasee transportiert, wobei die Blockadewirkung der Greifswalder Oie deutlich erkennbar ist.

Die Frühjahrssituation unterscheidet sich wesentlich vom Winter. Im Zentrum des Haffwasserausstroms werden Chlorophyll-a-Konzentrationen bis zu $14 \frac{mg}{m^3}$ beobachtet. Innerhalb der Haffwasserblase weist die Chlorophyll-a-Verteilung eine dem Salzgehalt ähnliche Struktur auf. In den übrigen Teilen der Bucht findet man eine fleckenartige Verteilung, die nicht mit dem Salzgehalt korreliert ist. Der Durchmesser dieser Flecken beträgt etwa 10-20 km. Ähnliche mesoscale Strukturen der Chlorophyll-a-Verteilung wurden auch von SCHULZ (1994) während des PEX⁵-Experimentes 1986 in der offenen Ostsee beobachtet. Das Maximum der Chlorophyll-a-Konzentration außerhalb der Haffwasserblase wird in einer Tiefe von 10-12 m mit bis zu $7 \frac{mg}{m^3}$ beobachtet. Die Frühjahrsblüte ist in diesem Wasserkörper schon weiter fortgeschritten. Durch die Erschöpfung der vorhandenen Nährsalze

⁵Patchiness Experiment

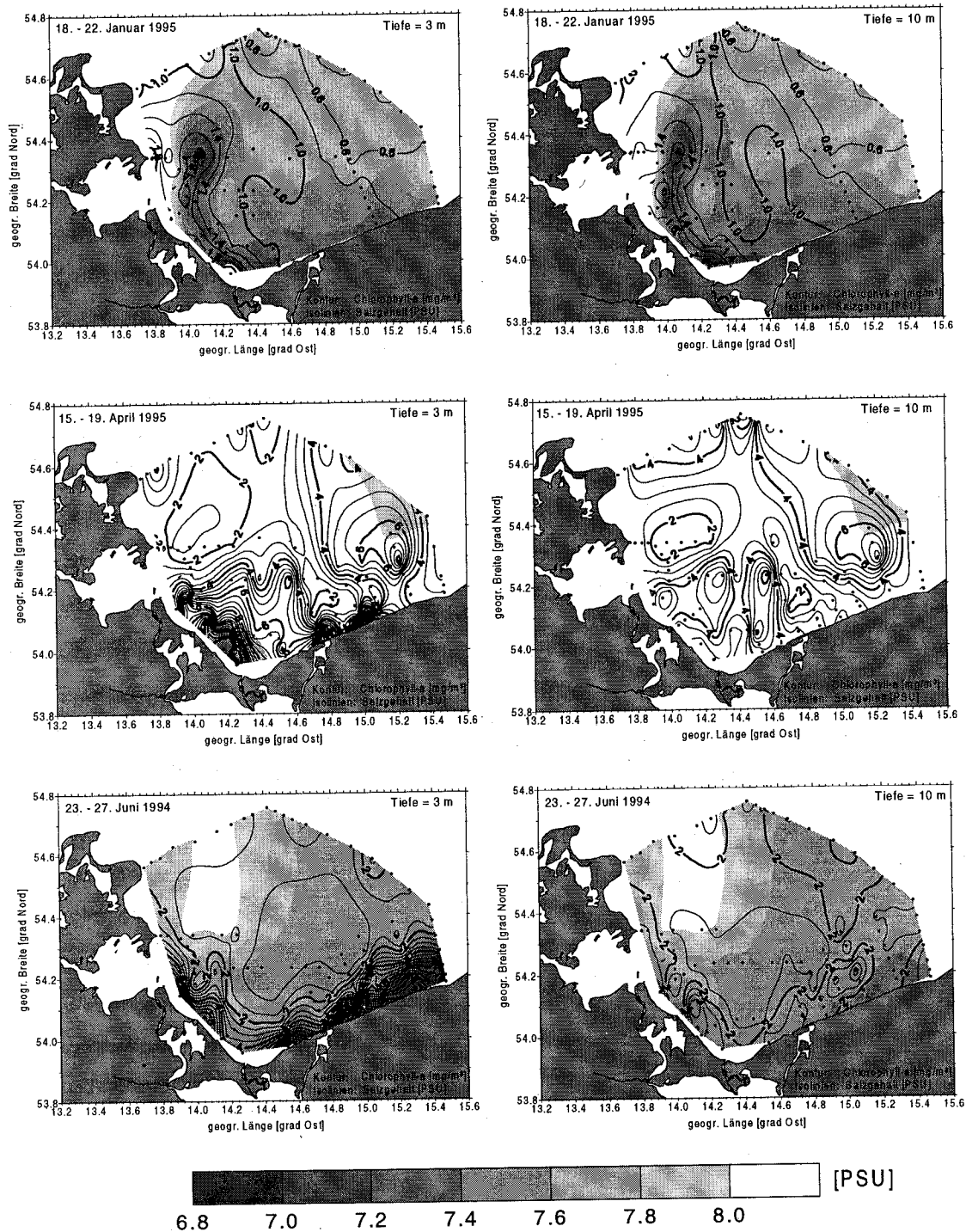


Abb. 5.23: Saisonale Variationen der Horizontalverteilung der Chlorophyll-a-Konzentration in der Pommerschen Bucht in der Oberflächenschicht und bei 10 m Wassertiefe. (Kontur - Salzgehalt; Isolinien - Chlorophyll-a-Verteilung)

in der oberflächennahen Wasserschicht nimmt die Chlorophyll-a-Konzentration dort ab. Die Zone der maximalen Chlorophyll-a-Konzentration verlagert sich in die tieferen Schichten in die Nähe der Sprungschicht, wo durch diffusiven Austausch mit dem Tiefenwasser noch genügend Nährsalze zur Verfügung stehen.

Die Sommersituation vom Juni 1994 zeigt die Chlorophyll-a-Verteilung unter westlichen Windbedingungen. Das Phytoplankton wird im Küstenstrahlstrom entlang der polnischen Küste in die Bornholmsee transportiert. Auch im Sommer ist die Chlorophyll-a-Verteilung in der Haffwasserfahne eng mit dem Salzgehalt korreliert. Die maximalen Konzentrationen liegen mit $9-10 \frac{mg}{m^3}$ unter den Frühjahrswerten. In den übrigen Teilen der Bucht betragen die Chlorophyll-a-Konzentrationen $1-3 \frac{mg}{m^3}$, wobei das Maximum der Chlorophyll-a-Konzentrationen auch im Sommer bei 10-12 m Wassertiefe auftritt.

Während der TRUMP-Expeditionen wurden auf einigen hydrographischen Schnitten ADCP-Strömungsmessungen durchgeführt. In Verbindung mit den Fluoreszenzmessungen der CTD-Sonde ermöglichen sie eine Bestimmung des Chlorophyll-a-Transportes entlang dieser Schnitte.

Die ADCP-Strömungsdaten stehen mit einer vertikalen Auflösung von 1 m und einer horizontalen Auflösung von 300-400 m zur Verfügung. Auf dieses Raster wurden die Inhaltsstoffdaten linear interpoliert, so daß zu jedem ADCP-Datenpunkt ein Satz an hydrographischen Parametern existiert. Der Inhaltsstofftransport wird an jedem Datenpunkt gesondert bestimmt. Durch Summenbildung erhält man den Gesamttransport durch den Schnitt. Ein saisonaler Vergleich der Chlorophyll-a-Transporte ist nur bedingt möglich, da die Transporte durch Änderungen im Haffwassereintrag und im Windfeld wesentlich stärker beeinflusst werden als durch saisonale Effekte. Für einen Schnitt von der Küste Usedom zur Oderbank (Schnitt D in Abbildung 5.24), zu dem bei allen Ausfahrten Messungen vorliegen, wurden die Transporte unter östlichen Windbedingungen in Tabelle 5.9 dargestellt.

Datum	Massen-transport [$\frac{m^3}{s}$]	Chlorophyll-a-Transport [$\frac{mg}{s}$]	mittlerer Salzgehalt [PSU]
20.01. 1995	10 759	12 507	7,56
22.04. 1995	19 912	77 921	8,78
27.06. 1995	28 718	197 960	7,53

Tabelle 5.9: Chlorophyll-a- und Massentransporte auf einem Schnitt von Usedom zur Oderbank

Deutlich ist die rapide Zunahme der Chlorophyll-a-Transporte während der Vegetationsperiode. Im Juni findet man den höchsten Transport an der Küste Usedom. Im April ist der Chlorophyll-a-Transport geringer als erwartet. Der mittlere Salzgehalt von 8,78 PSU zeigt jedoch, daß der geringe Haffwasseranteil die Ursache für dieses Ergebnis ist. Die räumliche Variabilität der Chlorophyll-a-Transporte verdeutlicht Abbildung 5.24.

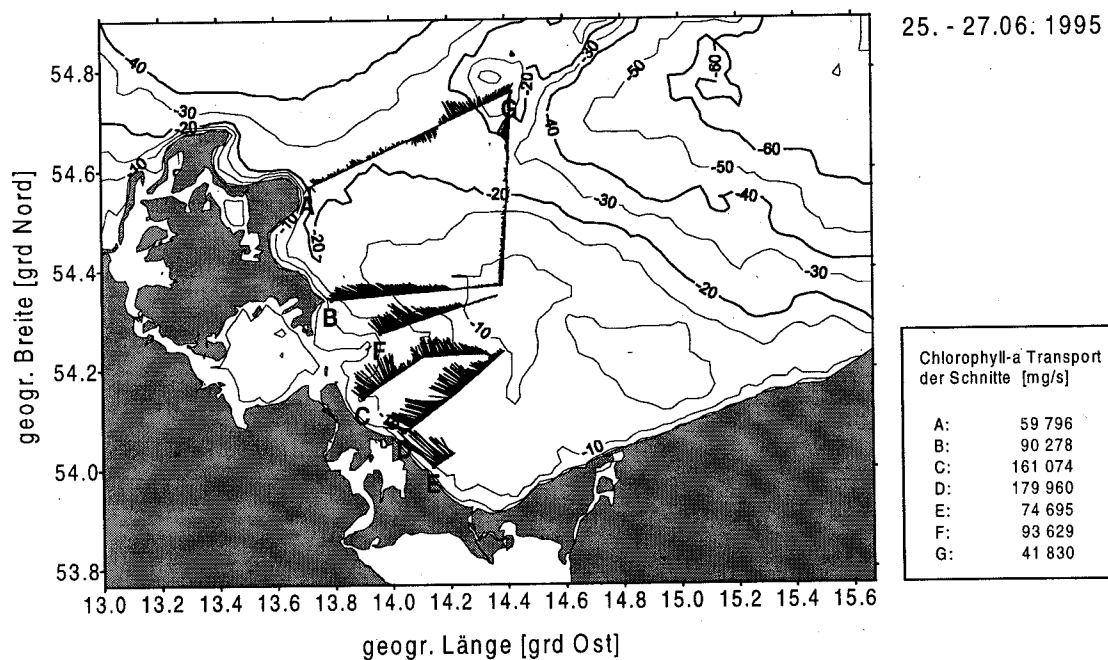
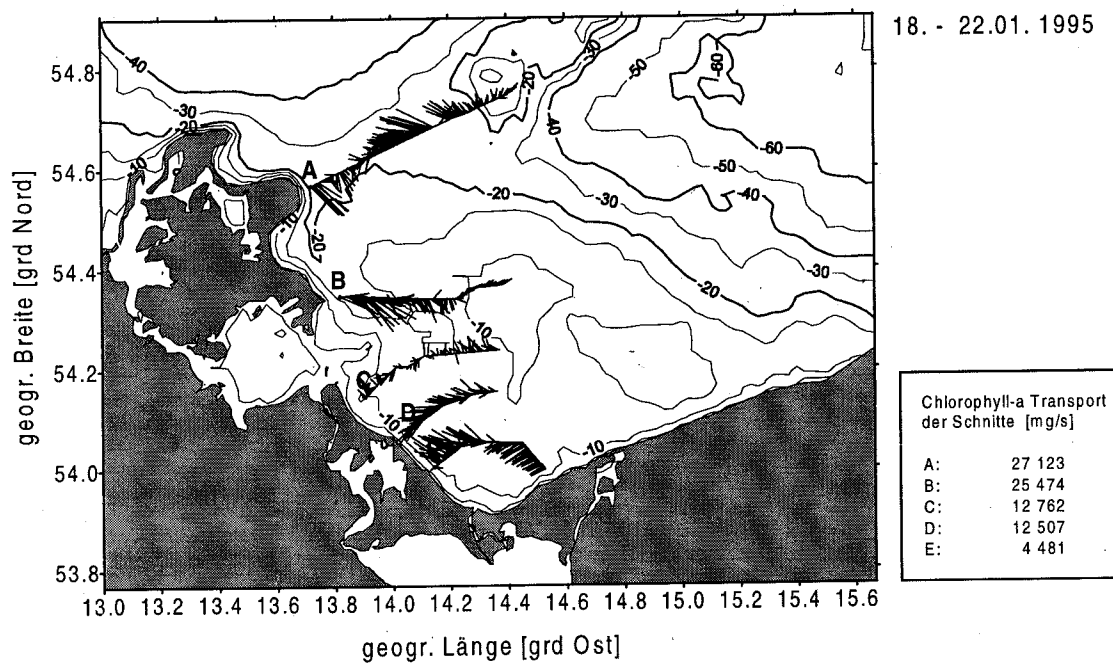


Abb. 5.24: Vertikal integrierte Chlorophyll-a-Transporte in der Pommerschen Bucht im Januar (oben) und im Juni 1995 (unten)

Das Ziel der Abschätzung von Biomassentransporten aus der Küstenzone in die offene Ostsee kann mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht erreicht werden. Die Bedeutung der Transportberechnungen ist vor allem darin zu sehen, daß sie die Möglichkeit bieten, gekoppelte numerische Modelle zu verifizieren bzw. zu verbessern. Auf sich allein gestellt geben die berechneten Transporte zwar einen Eindruck von möglichen Transportraten im Untersuchungsgebiet, ein umfassendes Bild kann aus ihnen aber nicht abgeleitet werden. Die Berechnung von Inhaltsstoffbilanzen erfordert die Einbeziehung gekoppelter numerischer Modelle, da in dynamisch sehr aktiven Gebieten mit derzeitigen Meßstrategien nur Schnappschüsse eng begrenzter Bereiche in synoptischen Zeitskalen erfaßt werden können.

6 Zusammenfassung

Die wichtigsten Ergebnisse der Arbeit werden im folgenden noch einmal zusammenfassend dargestellt.

Das Windfeld in der Pommerschen Bucht ist räumlich weitgehend homogen, wie Vergleiche mehrerer Stationen gezeigt haben. Die mittleren Windgeschwindigkeiten betragen im Sommer 5-6 $\frac{m}{s}$ und im Winter 8-9 $\frac{m}{s}$. Die intensivsten zeitlichen Fluktuationen des Windfeldes liegen auf der Zeitskala durchziehender Tiefdruckgebiete (2-4 Tage). West- und Ostwindlagen sind die am häufigsten beobachteten Windsituationen in der Pommerschen Bucht. Sie erwiesen sich auch als effektivste Situationen für den Wasseraustausch der Bucht mit den angrenzenden Ostseebecken.

Die Strömung im Bereich der Pommerschen Bucht ist durch zwei charakteristische Regime gekennzeichnet. Entlang der topographischen Grenze zum Arkona- und Bornholmbecken wird meist ein starkes Stromband beobachtet, das die inneren Teile der Bucht von den Advektionsprozessen der angrenzenden Ostseebecken abschirmt. Die Herausbildung dieses Strombandes ist einerseits eine Reaktion auf die barotrope Anregung im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee, andererseits verhindert die Wellenleiterwirkung der Nordgrenze der Bucht ein Eindringen der in den Becken generierten topographischen Wellen in die Bucht. Sie werden entlang der Tiefendiskontinuität geführt und stellen eine energetische Kopplung der Nordküste Rügens (Arkona) mit der polnischen Küste bei Kolberg her.

Die Strömungen innerhalb der Bucht sind hauptsächlich windgetrieben und können durch eine lineare Theorie (mit Ekmantransport, Auftrieb an Küsten, Küstenstrahlstrom und Kelvinwellen) gut erklärt werden. Die Oberflächenströmung ist eng mit dem Windfeld korreliert. Auf Änderungen im Windfeld reagiert die Strömung mit 0-2 Stunden Verzögerung. An der Küste üben Kelvinwellen eine steuernde Wirkung auf die Strömung aus. Für die West- und Ostwindlage existieren in der Pommerschen Bucht charakteristische Strömungsmuster. Westliche Windbedingungen erzeugen einen in der Deckschicht auf die polnische Küste gerichteten Ekmantransport, dessen Divergenz zu einer Vertikalkomponente der Strömung (Abtrieb) und zu einem geostrophisch balancierten Strahlstrom an der polnischen Küste führt. Die Küsten Usedom und Rügens stellen eine Divergenz in der Topographie und im Windfeld dar, die zur Abstrahlung von Kelvinwellen von der Greifswalder Oie und der Swinemündung führt. Sie breiten sich entlang der Küste Usedom und der polnischen Küste nach Osten aus. Die Strömungsgeschwindigkeit im Küstenstrahlstrom wird beim Durchgang der Kelvinwellenfront arretiert. Der Abtrieb an der Küste wird weitgehend abgestoppt. Es bildet sich ein Küstenstrahlstrom, dessen Geschwindigkeit nach Osten zunimmt.

Bei östlichen Windlagen wird ein zur Westwindsituation inverses Stromregime angetroffen. Ostwind verursacht in der Deckschicht einen nordwärts gerichteten Ekmantransport, dessen Divergenz an der polnischen Küste Auftriebsstrukturen erzeugt. Es etabliert sich ein westwärts gerichteter Küstenstrahlstrom an der polnischen Küste. Die Geschwindigkeit im Küstenstrahlstrom wird wiederum durch Kelvinwellen gesteuert.

Neben dem Stromfeld wird auch der Wasserstand in der Pommerschen Bucht hauptsächlich durch den Wind geregelt. Der Windstau über der Ostsee führt bei nord- bis nordöstlichen Winden zu erhöhten Wasserständen in der Bucht, bei süd- bis südwestlichem Wind verringert sich der Wasserstand. Das Maximum der Kreuzkovarianzfunktion zwischen Wind und Wasserstand in der Pommerschen Bucht wird bei Windrichtungen um 31° erreicht. Das entspricht der topographischen Hauptachse der Ostsee. Die Angleichzeit des Wasserstandes an den Wind beträgt etwa 5 Stunden.

Der Wasseraustausch zwischen Oderhaff und Pommerscher Bucht wird in erster Näherung durch den barotropen Druckgradienten zwischen Haff und Ostsee gesteuert. Dieser steht im Kanal mit der Bodenreibung im Gleichgewicht. Barokline Prozesse und der Windstauereffekt im Haff müssen für eine realistische Beschreibung jedoch berücksichtigt werden. Das für die Berechnung des Wasseraustausches entwickelte Boxmodell gibt die Transporte zwischen Haff und Ostsee in guter Übereinstimmung zu den Meßdaten in der Swine wieder. Die Abweichungen des modellierten Haffpegels von den beobachteten Werten sind gering.

Unter normalen Abflußmengen der Oder, bis etwa $2000 \frac{m^3}{s}$, ist der Wasseraustausch durch ein pulsartiges Regime gekennzeichnet, bei dem sich, durch die Wasserstandsschwankungen in der Pommerschen Bucht geregelt, Ein- und Ausstromlagen abwechseln. Die Transportraten während der Ein- und Ausstromereignisse liegen um ein vielfaches höher als der aktuelle Oderabfluß. Im Jahresdurchschnitt besitzt die Swine mit 69 % den größten Anteil am Wasseraustausch mit der Ostsee. Auf die Dziwna entfallen 14 % und auf den Peenestrom 17 % des Wasseraustausches. Der Salztransport ins Haff erfolgt wegen der unterschiedlichen Kanalgeometrie fast ausschließlich durch die Swine.

Das in die Bucht eingeströmte Haffwasser hat nur eine geringe Eigendynamik. Der Transport aus der Bucht in die angrenzenden Becken wird weitgehend durch die windgetriebene Zirkulation in der Bucht bestimmt. Unter Westwindbedingungen wird aus der Swine ausgeströmtes Haffwasser im Küstenstrahlstrom als schmales Band eng an der polnischen Küste anliegend nach Osten transportiert. Der küstensenkrechte Dichtegradient ruft barokline geostrophische Strömungsmuster hervor, die zur Stabilisierung des Transportbandes beitragen. Durch die differenzielle Advektion bildet sich an der Küste eine hydrostatisch instabile Dichteschichtung. Die einsetzende Konvektion führt zur vertikalen Vermischung von Haff- und Buchtwasser und damit zum Abbau des küstensenkrechten Dichtegradienten außerhalb einer schmalen Grenzschicht an der Küste. Unter langanhaltenden Westwinden kann das Haffwasser entlang der polnischen Küste bis in die Gdansker Bucht transportiert werden. Einsetzender Ostwind erzeugt einen seewärts gerichteten Ekmantransport, der eine Aufweitung des Transportbandes zur Folge hat. Durch beginnende Auftriebsprozesse löst sich das Mischwasser von der polnischen Küste ab und verdriftet in die vorgelagerten Seegebiete. Hier erfolgt die windgetriebene Vermischung mit dem Oberflächenwasser der Ostsee. Durch die Integration in das westwärts gerichtete Stromband an der Nordgrenze der Bucht wird ein Teil des Mischwassers bis in das Arkonabecken transportiert.

Bei Ostwind aus der Swine ausgeströmtes Haffwasser wird entlang der Küste Usedom in nordwestlicher Richtung transportiert. Die räumliche Struktur der Haffwassermasse hat

mehr die Form einer Blase, da die barokline geostrophische Strömungskomponente der windgetriebenen Strömung entgegen wirkt. An der Greifwalder Oie wird der direkte Transport in die Arkonasee durch die Bodentopographie und durch den Einstrom von salzreichem Wasser aus der Arkonasee zunächst blockiert. Es etabliert sich ein baroklines geostrophisches Stromfeld um den Mischwasserkörper, das eine schnelle horizontale Aufweitung der Blase verhindert. Einsetzende Südwinde können die Blockade aufheben. Die Mischwasserblase wird durch den Ekmantransport an die Westküste der Oderbank verschoben, wo sie mit einem starken Stromband in die Arkonasee transportiert werden kann. In der bodennahen Wasserschicht kommt es durch einen Kompensationsstrom zum Einstrom salzhaltigen Bodenwassers aus der Arkonasee, das entlang der Sassnitzrinne bis zur Greifwalder Oie vordringen kann.

Die Einträge aus der Oder stellen für die Pommersche Bucht die wichtigste Quelle von Nähr- und Schadstoffen dar. Im Oderhaff erfolgt keine nennenswerte Ablagerung der eingebrachten Substanzen. Während der Vegetationsperiode wird hier jedoch der überwiegende Teil der anorganischen Nährsalze in organisches Material transformiert. Die Nährsalzkonzentrationen im Haffwasser zeigen starke saisonale Schwankungen. Maximale Einträge an Nährsalzen erfolgen in der Zeit des Frühjahrshochwassers der Oder von Ende Februar bis Anfang Mai. Die räumliche Verteilung der Nährstoffe in der Pommerschen Bucht wird hauptsächlich durch den Wind gesteuert. Im Winter sind die Nährsalzkonzentrationen wegen der konservativen Vermischung eng an den Salzgehalt gekoppelt. Durch die hohe biologische Aktivität in der Vegetationsperiode sind die Nährsalzkonzentrationen von April bis Oktober nicht mit der Salzverteilung korreliert. Die Primärproduktion in der Bucht ist im Frühjahr und Sommer phosphatlimitiert. Im Spätsommer erfolgt ein Wechsel zur Stickstofflimitierung.

Die Fluoreszenzmessungen zeigen, daß die Variabilität der beobachteten biochemischen Prozesse sehr groß ist. Räumliche Strukturen der Chlorophyll-a-Verteilung sind eng begrenzt (10-20 km). Durch die Kombination von Strömungsmessungen des geschleppten ADCP mit räumlich hochaufgelösten Daten der Chlorophyll-a-Konzentration konnten Chlorophyll-a-Transporte auf einzelnen hydrographischen Schnitten bestimmt werden. Wegen der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität der Verteilungsmuster ist die Bilanzierung des Transportes für das gesamte Gebiet der Pommerschen Bucht mit schiffsgebundenen Stationsprogrammen in synoptischen Zeiträumen nicht möglich. Dazu ist eine Kombination von Messungen und numerischer Modellierung erforderlich.

Die Verteilungsmuster und die Transportwege der anthropogenen Einträge von der Pommerschen Bucht in die angrenzenden Becken sind nun relativ gut bekannt. Der nächste Schritt, die Berechnungen von Inhaltsstoffbilanzen und Verweilzeiten des Haffwassers in der Bucht, erfordert die Einbeziehung numerischer Modelle. Dabei wird die Bestimmung der mittleren Stoffflüsse in die angrenzenden Becken über größere Zeiträume von besonderer Bedeutung sein.

Fragen zum Ablauf chemisch-biologischer Prozesse in isolierten Flußwasserblasen lassen

sich durch weitere Untersuchungen mit dem vorhandenen Datenmaterial beantworten. Ein genaueres Verständnis des Transportes von partikulärem Material in die Becken soll mit Hilfe von derzeitig laufenden Projekten wie BASYS¹ und PROSA² erreicht werden.

¹Baltic Sea System Study

²Partikeltransport- und Resuspensionsprozesse zwischen Odermündung und Arkonabecken

Danksagung

Bei Herrn Dr. H.U. Lass, meinem Betreuer, möchte ich mich für die ständige Unterstützung während der Entstehung dieser Arbeit herzlich bedanken. Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. W. Fennel, der durch viele Hinweise und Gespräche zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat. Dr. K. Nagel und Dr. C. Humborg danke ich für die Unterstützung bei chemisch-biologischen Fragestellungen.

Für die Bereitstellung von Meßdaten bedanke ich mich bei Dr. K.W. Gurgel vom IfM Hamburg für die CODAR-Daten, bei Dr. K. Pfeiffer und Dr. E. Jasinska für die Strömungsmessungen in der Swine, bei Dr. M. Pastuszek und S. Sitek für die Nährstoffdaten aus Oderhaff und Swine sowie bei Dr. H. Siegel für die Satellitenbilder.

Desweiteren möchte ich mich auch bei allen anderen Kollegen bedanken, die mich während der Entstehung dieser Arbeit unterstützt haben.

Literatur

- VAN AKEN, H.M., 1986: The onset of seasonal stratification in shelf seas due to differential advection in the presence of a salinity gradient. *Cont. Shelf Res.*, **5**, 475-485
- AMOROCHO, J. AND DEVRIES, J.J., 1980: A New Evaluation of the Wind Stress Coefficient Over Water Surfaces. *J. Geophys. Res.*, **85**(C1), 433-442
- BESZCZYNSKA-MÖLLER, A., 1995: The structure of the water mass and transport conditions in the Pomeranian Bight (Southern Baltic) in September 1993. *Bull.-Sea-Fish.-Inst.-Gdynia*, **136**, 5-13
- BOCK, K.H., 1971: Monatskarten des Salzgehaltes der Ostsee. *Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H B:12*, 148 S.
- BRYAN, K., 1969: A Numerical Method for the Study of the Circulation of the World Ocean. *J. Comp. Phys.* **4**, 347-376
- BSH, 1996: Naturverhältnisse in der Ostsee. Hamburg - Rostock, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
- BUCKMANN, K. UND PFEIFFER, K., 1995: Hydrographische Messungen, Datenauswertung und -aufbereitung sowie Simulation der Hydrodynamik und der Wasseraustauschprozesse. in 2. GOAP Statusseminar, Greifswald, 58 S.
- CHARNEY, J.G., 1955: The generation of ocean currents by Wind. *J. Marine Res.*, **14**, 477-498
- CHEKALYUK, A.M. AND GORBUNOV, M.YU., 1994: Diel variability of in vivo chlorophyll fluorescence in near-surface water layer. in *Ocean Optics 12*, Bergen, 140-151
- CHERESKIN, T.K., 1995: Direct evidence for an Ekman balance in the California Current. *J. Geophys. Res.*, **100**(C9), 18.261-18.269
- CORRENS, M., 1973: Beitrag zum Wasserhaushalt des Oderhaffs. *Berliner Geogr. Arbeiten Nr. 56*, 693-704
- CSANADY, G.T., 1982: *Circulation in the Coastal Ocean*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 278 S.
- CYBERSKA, B., LAUER, Z. AND TRZOSINSKA, A., 1996: Environmental Conditions in the Polish Zone of the Southern Baltic Sea during 1995. Gdynia, Institut of Meteorology and Water Management, 228 S.
- DAHLKE, S., LAMPE, R., MEYER, H. UND WESTPHAL, H., 1995: Nährstoffe im Oderästuar - zur Funktion des Gewässers als Transformator. in 2. GOAP Statusseminar, Greifswald, 58 S.
- DEFANT, A., 1927: Triftströme bei geschichtetem Wasser. *Zeitschrift für Geophysik*, 310

- DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. UND SEIDLER, G., 1975: Allgemeine Meereskunde. Berlin - Stuttgart, Gebrüder Borntraeger, 593 S.
- ESSELBORN, S., 1996: Aufschlüsse über die windgetriebene Zirkulation vor Usedom im Sommer 1994. Universität Hamburg, Fachbereich Geowissenschaften, Diplomarbeit, 70 S.
- ESSEN, H.H., 1993: Ekman Portion of Surface Currents, as Measured by Radar in Different Areas. Dt. Hydrogr. Z., **45**, 57-85
- EKMAN, V.W., 1905: On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean-Currents. Arkiv för Matematik, Astronomy o. Fysik, **2**(11), 1-52
- FENNEL, W. AND MUTZKE, A., 1997: The initial evolution of a bouyant plume. J. Mar. Sys., **12**, 53-68
- FENNEL, W. AND SEIFERT, T., 1995: Kelvin wave controlled upwelling in the western Baltic. J. Mar. Sys., **6**, 289-300
- FENNEL, W., 1994: Theoretische Ozeanographie. Vorlesung an der Universität Rostock
- FENNEL, W., 1992: Responses of a coastal ocean. Trends in Phys. Oceanography, **1**, 163-179
- FENNEL, W., SEIFERT, T. AND KAYSER, B., 1991: Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea. Cont. Shelf Res., **11**, 23-36
- FENNEL, W. AND SCHMIDT, M., 1991: Response to topographical forcing. J. Fluid Mech., **223**, 209-240
- FENNEL, W. AND LASS, H.U., 1989: Analytical Theory of Forced Oceanic Waves. Berlin, Akademie-Verlag, 312 S.
- GIDHAGEN, L., 1982: Coastal Upwelling in the Baltic. SMHI Reports Hydrology and Oceanography, **37**, Norrköping
- GILL, A.E., 1982: Atmosphere - Ocean Dynamics. International Geophysics Series **30**, London, Academic Press Inc., 662 S.
- GILL, A.E., DAVEY, M.K., JOHNSON, E.R. AND LINDEN, P.F., 1986: Rossby adjustment over a step. J. Mar. Res., **44**, 713-738
- GODIN, G., 1995: Magnitude of Stokes' Drift in Coastal Waters. Dt. Hydrogr. Z., **47**, 277-286
- GURGEL, K.W., 1996: The Variability of Surface Current Fields in the Pommeranian Gulf as Measured by Decameterwave Radar. IBW PAN Gdansk, Hydrotechnical Transactions, **60**, 53-64
- GURGEL, K.W., 1993: Flächenhafte Messung der Oberflächenströmung vom fahrenden Schiff aus. Berichte aus dem ZMK, Reihe B, Ozeanographie, **4**

- HAARDT, 1994: BackScat - Fluorometer Model: 1302 Chla/Yell/Aut2R/MO. Klein Barkau, Dr. Haardt - Optik Mikroelektronik, 26 S.
- HELA, I., 1944: Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee mit besonderer Berücksichtigung des Wasseraustausches durch die dänischen Gewässer. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A, I. Mathematica-Physika*, **28**, 108 S.
- HELCOM, 1986: Water Balance of the Baltic Sea. International Summary Report, Helsinki, *Baltic Sea Environment Proceedings* **16**,
- HØJERSLEV, N.K., 1980: On the origin of yellow substances in marine environments. University of Copenhagen, Report of the Institute of Physical Oceanography, **42**, 39-56
- HOPKINS, T.S., 1996: A note on the geostrophic velocity field referenced to a point. *Cont. Shelf Res.*, **16**(12) 1621-1630
- HUTHNANCE, J.M., 1981: Waves and currents near the continental shelf edge. *Progress in Oceanography*, **10**, 193-226
- JOHNSON, E.R. AND DAVEY, M.K., 1990: Free-surface adjustment and topographic waves in coastal currents. *J. Fluid Mech.*, **219**, 273-289
- JOHNSON, E.R., 1990: The low-frequency scattering of Kelvin waves by stepped topography. *J. Fluid Mech.*, **215**, 23-44
- JOHNSON, E.R., 1985: Topographic waves and the evolution of coastal currents. *J. Fluid Mech.*, **160**, 499-509
- KIĘLCZYŃSKA, B. AND ROBAKIEWICZ, W., 1988: Hydrodynamic conditions in the Odra estuary for chosen weather conditions. in 3rd Polish - German Seminar, Proceedings, 35 gez. S. Hannover University, Hannover
- KILLWORTH, P.D., STAINFORTH, D., WEBB, D.J. AND PATERSON, S.M., 1989: A Free Surface Bryan-Cox-Semtner Model. Deacon Laboratory, Institut of Oceanographic Sciences, Report No. **270**, 184 S.
- KRAUSS, W., 1993: Ekman Drift in Homogeneous Water. *J. Geophys. Res.*, **98**(c11), 20.187-20.209
- KRAUSS, W. AND BRÜGGE, B., 1991: Wind-Produced Water Exchange between the Deep Basins of the Baltic Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, **21**(3), 373-384
- KUBIAK, J., 1983: Nitrogen, Phosphorus and Primary Production in the Pomeranian Bay. *Acta hydrochim. et hydrobiol.*, **11**(4), 439-447
- LASS, H.U. AND MATTHÄUS, W., 1996: On temporal wind variations forcing salt water inflows into the Baltic Sea. *Tellus*, **48A**(5), 663-671

- LASS, H.U. UND RÜSS, D., 1994: Ein geschleppter BBADCP für Strömungsmessungen im flachen Wasser. Proceedings of the 4. ADCP-Workshop, Kiel, FWG Report 19, 3-8
- LASS, H.U. AND TALPSEPP, L., 1993: Observations of coastal jets in the Southern Baltic. Cont. Shelf Res., 13(2/3), 189-203
- LASS, H.U., 1988: A theoretical study of the barotropic water exchange between the North Sea and the Baltic and the sea level variations of the Baltic. Beitr. Meereskunde, Berlin, 58, 19-33
- LASS, H.U., SCHWABE, R., MATTHÄUS, W. AND FRANCKE, E., 1987: On the dynamics of water exchange between the Baltic and the North Sea. Beitr. Meereskunde, Berlin, 57, 27-49
- LENZ, W., 1971: Monatskarten der Temperatur der Ostsee. Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H B:11, 148 S.
- LILJEBLADH, B. AND STIGEBRANDT, A., 1996: Observations of the deepwater flow into the Baltic Sea. J Geophys. Res., 101(C4), 8895-8911
- LONGUET-HIGGINS, M.S., 1968a: On the trapping of waves along a discontinuity of depth in a rotating ocean. J. Fluid Mech., 31(3), 417-434
- LONGUET-HIGGINS, M.S., 1968b: Double Kelvin waves with continuous depth profiles. J. Fluid Mech., 34(1), 49-80
- LOZĂN, J.L., LAMPE, R., MATTHÄUS, W., RACHOR, E., RUMOHR, H. AND WESTERNHAGEN, H.V. (HRSG.), 1996: Warnsignale aus der Ostsee. Berlin, Parey Buchverlag, 385 S.
- MAJEWSKI, A. (HRSG.), 1980: Zalew Szczeciński. Warszawa, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, 339 S.
- MAJEWSKI, A., 1974: Charakterystyka Hydrologiczna Zatoki Pomorskiej. Warszawa, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, 115 S.
- MATTHÄUS, W., NEHRING, D., LASS, H.U., NAUSCH, G., NAGEL, K. UND SIEGEL, H., 1997: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1996. Meereswiss. Ber., Warnemünde, 24, 1-49
- MATTHÄUS, W., 1993: Salzwassereinbrüche und ihre Bedeutung für die Meeresumwelt der Ostsee. Wasser und Boden, 12, 922-928
- MATTHÄUS, W., 1992: Der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee. Geographische Rundschau, 44(11), 626-631
- MATTHÄUS, W., 1979: Mittlere thermische Schichtungsverhältnisse im Oberflächenwasser der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde, Berlin, 42, 123-131

- MEYER, Z., 1995: Hydraulic problems of Odra river outlet. Gdansk, Polish Academy of Sciences Hydroengineering Institut, 84 S.
- MIKULSKI, Z., 1966: Wasserhaushalt der baltischen Haffs. Berlin, Beitr. Meereskunde, **19**, 5-17
- MOHRHOLZ, V. AND LASS, H.U., 1998: Transports between Oderhaff and Pomeranian Bight - a simple barotropic box model. submitted to: Dt. Hydrogr. Z.
- MOHRHOLZ, V. AND LASS, H.U., 1997: Chlorophyll-a distribution and transport in the Pomeranian Bight. submitted to: Estuarine, Coastal and Shelf Science
- MOHRHOLZ, V., LASS, H.U., MATTHÄUS, W., NEUMANN, T., PASTUSZAK, M. AND SIEGEL, H., 1997: The Impact of the Oder flood on the Pomeranian Bight. Ückermünde, 7. German-Polish Seminar
- MYSAK, L.A., 1969: On the generation of double Kelvin waves. J. Fluid Mech., **37**(3), 417-434
- NEUMANN, G. AND PIERSON, W.J., 1966: Principles of Physical Oceanography. N.J., Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs
- OCHOCKI, S., MACKIEWICZ, T., NAKONIECZNY, J. AND ZALEWSKI, M., 1995: Primary Production, Chlorophyll, and Qualitative and Quantitative Composition of Phytoplankton in the Pomeranian Bay (Southern Baltic). Bull.-Sea-Fish.-Inst.-Gdynia, **136**, 33-42
- OFFICER, C.B., 1979: Discussion of the Behaviour of Nonconservative Dissolved Constituents in Estuaries. Estuarine and Coastal Marine Science, **9**, 91-94
- OPPERMAN, R., 1997: Das Oderhochwasser 1997. Bericht der Arbeitsgruppe Aktionsplan Oder der IKSO, Koblenz - Berlin, Bundesanstalt für Gewässerkunde, 66 S.
- OSADCZUK, K., OSADCZUK, A., MEYER, H. AND WILLE, A., 1996: Variation of Biogenic Compounds in Water of Swina Mouth and Szczecin Bay. Hydrotechnical Transactions, IBW PAN Gdansk, **60**, 109-118
- PFEIFFER, K.D. AND WALKOWIAK, A.S., 1988: Relevant Physical Processes in the Odra Estuary and Aspects of their Numerical Modelling. in 3rd Polish - German Seminar, Proceedings, Hannover University, Hannover, 17 gez. S.
- PIOTROWICZ, M., 1973: Ocena dopływurzecznego do Baltiku z terenu Polski w latach 1961-1970. Gospodarka Wodna, **3**
- POLLEHNE, F., BUSCH, S., JOST, G., MEYER-HARMS, B., NAUSCH, M., RECKERMANN, M., SCHAENING, P., SETZKORN, D., WASMUND, N. AND WITEK, Z., 1995: Primary Production Patterns and Heterotrophic Use of Organic Material in the Pomeranian Bay (Southern Baltic). Bull.-Sea-Fish.-Inst.-Gdynia, **136**, 43-60

- PREISENDORFER, R.W., 1988: Principle Component Analysis in Meteorology and Oceanography. Elsevier, Developments in Atmospheric Science, **17**, 425 S.
- PRICE, J.F., WELLER, R.A. AND SCHUDLICH, R.R., 1987: Wind-Driven Ocean Currents and Ekman Transport. Science, **238**, 1534-1538
- RHEINHEIMER, G. (Hrsg.), 1995: Meereskunde der Ostsee. Berlin, Springer-Verlag, 338 S.
- SCHMIDT, M., 1996: Einführung in die theoretische Ozeanographie. Vorlesung an der Universität Rostock
- SCHULZ, S., 1994: Variability of chlorophyll a in the Baltic Sea in relation to PEX 86 results. ICES Coop. Res. Rep., **201**, 116-120
- SIEGEL, H., GERTH, M. AND SCHMIDT, T., 1996: Water exchange in the Pomeranian Bight investigated by satellite data and shipborne measurements. Cont. Shelf Res., **16**, 1793-1817
- SIEGEL, H., GERTH, M. AND MUTZKE, A., 1997: Dynamics of the Oder River Plume in the Southern Baltic Sea - Satellite Data and Numerical Modelling. submitted
- SOLOMON, H., 1979: A Note on the Conservation of Potential Vorticity Across a Discontinuity in Shallow Water with Application to Theories of Equatorial Dynamics and Rossby Lee Waves. J. Phys. Oceanogr., **9**, 1032-1035
- STIENEN, CH., 1983: Chlorophyll-a Fluorescence related to phytoplankton species succession and daylight. International Council for the Exploration of the Sea. C.M. /L:22
- SÜNDERMANN, J., PFEIFFER, K.D. AND NÖHREN, I., 1994: Future Aspects of Research Activities of the Lower Odra Region. in 5th German - Polish Seminar on Coastal and Estuary Dynamics, Proceedings, GKSS-Forschungszentrum, Geesthacht, 281-289
- THIEL, G., 1938: Strombeobachtungen in der westlichen Ostsee im Juli 1936. Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte und des Marineobservatoriums, **58**(7), 28 S.
- TRUCKENBRODT, E., 1989: Fluidmechanik Band1. Berlin, Springer-Verlag, 389 S.
- VISSER, A.W., 1996: Shear Dispersion in a Wind and Density Driven Plume. Coastal and Estuarine Studies, **53**, 31-45
- VOIPIO, A., 1981: The Baltic Sea. Elsevier Oceanography Series, **30**, 418 S.
- WÜBBER, CH. AND KRAUSS, W., 1979: The two-dimensional seiches of the Baltic Sea. Oceanol. Acta, **2**, 435-446
- WULFF, F., STIGEBRANDT, A. AND RAHM, L., 1990: Nutrient Dynamics of the Baltic Sea. Ambio, **19**, 126-133

ZÜLICHE, CH. AND SATTLER, C., 1996: Ekman Transport in Shallow Waters under Fluctuating Winds. in *Dynamik, Evolution, Strukturen*, Hrsg.: Jan A. Freund, Berlin, Verlag Dr. Köster, 147-157

Meereswissenschaftliche Berichte

MARINE SCIENCE REPORTS

- 1 (1990) Postel, Lutz:
Die Reaktion des Mesozooplanktons, speziell der Biomasse, auf küstennahen Auftrieb vor Westafrika (The mesozooplankton response to coastal upwelling off West Africa with particular regard to biomass)
- 2 (1990) Nehring, Dietwart:
Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee von 1979 bis 1988 - ein Vergleich (Hydrographic and chemical conditions in the western and central Baltic Sea from 1979 to 1988 - a comparison)
Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang:
Aktuelle Trends hydrographischer und chemischer Parameter in der Ostsee, 1958 - 1989 (Topical trends of hydrographic and chemical parameters in the Baltic Sea, 1958 - 1989)
- 3 (1990) Zahn, Wolfgang:
Zur numerischen Vorticityanalyse mesoskaler Strom- und Massfelder im Ozean (On numerical vorticity analysis of mesoscale current and mass fields in the ocean)
- 4 (1992) Lemke, Wolfram; Lange, Dieter; Endler, Rudolf (Eds.):
Proceedings of the Second Marine Geological Conference - The Baltic, held in Rostock from October 21 to October 26, 1991
- 5 (1993) Endler, Rudolf; Lackschewitz, Klas (Eds.):
Cruise Report RV "Sonne" Cruise SO82, 1992
- 6 (1993) Kulik, Dmitri A.; Harff, Jan:
Physicochemical modeling of the Baltic Sea water-sediment column:
I. Reference ion association models of normative seawater and of Baltic brackish waters at salinities 1-40 ‰, 1 bar total pressure and 0 to 30°C temperature
(system Na-Mg-Ca-K-Sr-Li-Rb-Cl-S-C-Br-F-B-N-Si-P-H-O)
- 7 (1994) Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang; Lass, Hans-Ulrich; Nausch, Günther:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1993
- 8 (1995) Hagen, Eberhard; John, Hans-Christian:
Hydrographische Schnitte im Ostrandstromsystem vor Portugal und Marokko 1991 - 1992
- 9 (1995) Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang; Lass, Hans Ulrich; Nausch, Günther; Nagel, Klaus:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1994
Seifert, Torsten; Kayser, Bernd:
A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea
- 10 (1995) Schmidt, Martin:
Analytical theory and numerical experiments to the forcing of flow at isolated topographic features
- 11 (1995) Kaiser, Wolfgang; Nehring, Dietwart; Breuel, Günter; Wasmund, Norbert; Siegel, Herbert; Witt, Gesine; Kerstan, Eberhard; Sadkowiak, Birgit:
Zeitreihen hydrographischer, chemischer und biologischer Variablen an der Küstenstation Warnemünde (westliche Ostsee)

- Schneider, Bernd; Pohl, Christa:
Spurenmittelkonzentrationen vor der Küste Mecklenburg-Vorpommerns
- 12 (1996) Schinke, Holger:
Zu den Ursachen von Salzwassereintrüben in die Ostsee
- 13 (1996) Meyer-Harms, Bettina:
Ernährungsstrategie calanoider Copepoden in zwei unterschiedlich trophierten Seegebieten der Ostsee (Pommernbucht, Gotlandsee)
- 14 (1996) Reckermann, Marcus:
Ultraplankton and protozoan communities and their interactions in different marine pelagic ecosystems (Arabian Sea and Baltic Sea)
- 15 (1996) Kerstan, Eberhard:
Untersuchung der Verteilungsmuster von Kohlenhydraten in der Ostsee unter Berücksichtigung produktionsbiologischer Meßgrößen
- 16 (1996) Nehring, Dietwart; Matthäus, Wolfgang; Lass, Hans Ulrich; Nausch, Günther; Nagel, Klaus:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1995
- 17 (1996) Brosin, Hans-Jürgen:
Zur Geschichte der Meeresforschung in der DDR
- 18 (1996) Kube, Jan:
The ecology of macrozoobenthos and sea ducks in the Pomeranian Bay
- 19 (1996) Hagen, Eberhard (Editor):
GOBEX - Summary Report
- 20 (1996) Harms, Andreas:
Die bodennahe Trübezone der Mecklenburger Bucht unter besonderer Betrachtung der Stoffdynamik bei Schwermetallen
- 21 (1997) Zülicke, Christoph; Hagen, Eberhard:
GOBEX Report - Hydrographic Data at IOW
- 22 (1997) Lindow, Helma:
Experimentelle Simulationen windangeregter dynamischer Muster in hochauflösenden numerischen Modellen
- 23 (1997) Thomas, Helmuth:
Anorganischer Kohlenstoff im Oberflächenwasser der Ostsee
- 24 (1997) Matthäus, Wolfgang; Nehring, Dietwart; Lass, Hans Ulrich; Nausch, Günther; Nagel, Klaus; Siegel, Herbert:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1996
- 25 (1997) v. Bodungen, Bodo; Hentzsch, Barbara (Herausgeber):
Neue Forschungslandschaften und Perspektiven der Meeresforschung - Reden und Vorträge zum Festakt und Symposium am 3. März 1997.
- 26 (1997) Lakaschus, Sönke:
Konzentrationen und Depositionen atmosphärischer Spurenmittel an der Küstenstation Arkona
- 27 (1997) Löffler, Annekatriin:
Die Bedeutung von Partikeln für die Spurenmittelverteilung in der Ostsee, insbesondere unter dem Einfluß sich ändernder Redoxbedingungen in den zentralen Tiefenbecken
- 28 (1998) Leipe, Thomas; Eidam, Jürgen; Lampe, Reinhard; Meyer, Hinrich; Neumann, Thomas; Osadczyk, Andrzej; Janke, Wolfgang; Puff, Thomas; Blanz, Thomas; Gingele, Franz Xaver; Dannenberger, Dirk; Witt, Gesine:
Das Oderhaff. Beiträge zur Rekonstruktion der holozänen geologischen Entwicklung und anthropogenen Beeinflussung des Oder-Ästuars.

- 29 (1998) Matthäus, Wolfgang; Nausch, Günther; Lass, Hans Ulrich; Nagel, Klaus; Siegel, Herbert:
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1997
- 30 (1998) Fennel, Katja:
Ein gekoppeltes, dreidimensionales Modell der Nährstoff- und Planktondynamik für die westliche Ostsee
- 31 (1998) Lemke, Wolfram:
Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression
- 32 (1998) Wasmund, Norbert; Alheit, Jürgen; Pollehne, Falk; Siegel, Herbert; Zettler, Michael L.:
Ergebnisse des Biologischen Monitorings der Ostsee im Jahre 1997 im Vergleich mit bisherigen Untersuchungen
- 33 (1998) Mohrholz, Volker:
Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht