

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 62 · 1991

Contents

E. HAGEN: Observations of diurnal and interdiurnal variabilities of coastal upwelling over the shelf off the namibian coast, autumn 1976 (in German)	3
H. PIAZENA, G. N. PANIN: The influence of atmospheric moisture stratifications on the gradient-derived estimation of turbulent fluxes of momentum, heat and moisture above the surface of water bodies	35
H. PRANDKE, A. STIPS: Cox numbers in Baltic pycnoclines: a comparison with observations from the ocean	47
H.-J. SCHÖNFELDT: Dispersion relationship of edge waves on natural beach profiles with longshore bars (in German)	53
H. SIEGEL: Empirical algorithms for the determination of chlorophyll by remote sensing methods	69
P. SÖDERBERG, T. FLODÉN: Pockmark developments along a deep crustal structure in the northern Stockholm Archipelago, Baltic Sea	79
D. WEISS: Load and change of rubble-mound breakwaters (Preliminary results of estimations at the breakwater "A" at Dranske/Rügen) (in German)	103
<i>Scientific Note</i>	119

Akademie Verlag

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 62 · 1991



Akademie Verlag

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific
Research

Die „Beiträge zur Meereskunde“ erscheinen in unregelmäßiger Folge und in fortlaufender Numerierung ihrer Hefte. Publiziert werden Originalbeiträge zur wissenschaftlichen Meeresforschung, insbesondere zu meeresphysikalischen, -chemischen, -geologischen und -biologischen Problemen sowie zur Entwicklung der Meeresforschungstechnik. Manuskriptsendungen werden erbeten an den Herausgeber: Prof. Dr. sc. Dieter Lange, Institut für Meereskunde Warnemünde, O-2530 Rostock-Warnemünde, BR Deutschland. Es können Originalarbeiten in deutscher, englischer und russischer Sprache eingereicht werden. Von jedem Beitrag werden 70 Sonderdrucke kostenfrei geliefert. Um Beachtung der Hinweise für Autoren auf der 3. Umschlagseite wird gebeten.

*

The “Beiträge zur Meereskunde” is published at irregular intervals and numbered consecutively. It is a medium for the publication of original articles on the marine scientific research: the physical and chemical oceanography, the marine geology and biology as well as the marine research technology. Manuscripts should be submitted to the editor: Prof. Dr. sc. Dieter Lange, Institut für Meereskunde Warnemünde, O-2530 Rostock-Warnemünde, Federal Republic of Germany.

lic of Germany. Original contributions are accepted in German, English or Russian. 70 reprints of each article published will be supplied free of charge. See the last page for Note to Contributors which will be printed alternately in English and Russian.

*

Журнал „Beiträge zur Meereskunde“ не является периодическим изданием, но с порядковой нумерацией. В журнале публикуются оригинальные статьи, посвященные научным исследованиям морей и океанов, в частности физическим, химическим, геологическим и биологическим проблемам моря, а также развитию технических средств исследования морей. Авторские рукописи просим высылать в адрес издателя: Prof. Dr. sc. Dieter Lange, Institut für Meereskunde Warnemünde, O-2530 Rostock-Warnemünde, Федеративная Республика Германии. Статьи принимаются на немецком, английском или русском языках. Автору высылаются бесплатно 70 отдельных экземпляров оттисков. Просим обратить внимание на инструкцию для авторов, находящуюся на последней странице. Инструкция печатается попеременно на английском и русском языках.



Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 62 · 1991

Inhalt

- E. HAGEN: Beobachtungen der täglichen und mehrtägigen Auftriebsvariabilität über dem Schelf vor Namibia im Herbst 1976 3
- H. PIAZENA, G. N. PANIN: Zum Einfluß von Wasserdampfdichteschichtungen auf die Bestimmung der turbulenzbedingten Ströme von Impuls, Wärme und Feuchte aus Gradientmessungen über Gewässeroberflächen (in English) 35
- H. PRANDKE, A. STIPS: Cox-Zahlen in den Dichtesprungschichten der Ostsee: ein Vergleich mit Beobachtungen im offenen Ozean (in English) 47
- H.-J. SCHÖNFELDT: Dispersionsbeziehungen von Randwellen auf natürlichen Bodenprofilen mit uferparallelen Sandbänken 53
- H. SIEGEL: Empirische Algorithmen für die Chlorophyllbestimmung mit Fernerkundungsmethoden (in English) 69
- P. SÖDERBERG, T. FLODÉN: Pockmarks an einer Störungszone im nördlichen Stockholmer Schärengbiet (in English) 79
- D. WEISS: Belastung und Veränderung von Natursteinwellenbrechern (Erste Untersuchungsergebnisse am Wellenbrecher „A“ bei Dranske/Rügen) 103
- Wissenschaftliche Kurzmitteilung 119

Herausgeber:

Prof. Dr. Dieter Lange
unter Mitwirkung von Prof. Dr. Hans-Jürgen Brosin, Prof. Dr. Lutz Brüggemann, Dr. Wolfgang Matthäus,
Prof. Dr. Dietwart Nehring, Dr. Klaus Striggow und Dr. Manfred Sturm (Schriftleitung)
Institut für Meereskunde, Seestr. 15, O-2530 Warnemünde

Das vorliegende Werk wurde sorgfältig erarbeitet. Dennoch übernehmen Autoren, Herausgeber und Verlag für die Richtigkeit von Angaben, Hinweisen und Ratschlägen sowie für eventuelle Druckfehler keine Haftung

Lektorat: Dipl.-Met. Heide Deutscher

Manuskriptbearbeitung: Dipl.-Phys. Helga Müller

ISBN 3-05-501279-8
ISSN 0067-5148

© Akademie Verlag GmbH, Berlin 1991

Erschienen in der Akademie Verlag GmbH, O-1086 Berlin (Federal Republic of Germany),
Leipziger Str. 3-4

Gedruckt auf säurefreiem Papier

Alle Rechte, insbesondere die der Übersetzung in andere Sprachen, vorbehalten. Kein Teil dieses Buches darf ohne schriftliche Genehmigung des Verlages in irgendeiner Form — durch Photokopie, Mikroverfilmung oder irgendein anderes Verfahren — reproduziert oder in eine von Maschinen, insbesondere von Datenverarbeitungsmaschinen, verwendbare Sprache übertragen oder übersetzt werden. Die Wiedergabe von Warenbezeichnungen, Handelsnamen oder sonstigen Kennzeichen in diesem Buch berechtigt nicht zu der Annahme, daß diese von jedermann frei benutzt werden dürfen. Vielmehr kann es sich auch dann um eingetragene Warenzeichen oder sonstige gesetzlich geschützte Kennzeichen handeln, wenn sie nicht eigens als solche markiert sind.

All rights reserved (including those of translation into other languages). No part of this book may be reproduced in any form — by photoprinting, microfilm, or any other means — nor transmitted or translated into a machine language without written permission from the publishers. Registered names, trademarks, etc. used in this book, even when not specifically marked as such, are not to be considered unprotected by law.

Gesamtherstellung: Druckhaus „Thomas Müntzer“ GmbH, O-5820 Bad Langensalza
Umschlaggestaltung: Michael Schmidt
Printed in the Federal Republic of Germany

Beitr. Meereskd., Berlin 62 (1991), 3-34

EBERHARD HAGEN

Beobachtungen der täglichen und mehrtägigen Auftriebsvariabilität über dem Schelf von Namibia im Herbst 1976

Mit 22 Abbildungen

Zusammenfassung: Das FS „A. v. Humboldt“ der Akademie der Wissenschaften der DDR führte im Oktober/November 1976 eine Expedition in das Auftriebsgebiet von Namibia durch. Das Untersuchungsgebiet erfaßte die Region von 17° 24' S bis 22° 33' S und von 14° 10' E bis 11° 36' E.

Mit einem Stationsabstand von 20 sm sind küstenparallele Untersuchungen im Tiefenbereich zwischen 100 m und 200 m durchgeführt worden sowie küstensenkrechte mit Stationsabständen von 5 sm und 10 sm im Südtel und mit 10 sm und 20 sm im Nordteil des Untersuchungsgebietes. Die zeitliche Variabilität des Auftriebs wurde über 15 Tage kontinuierlich durch Vertikalsondierungen mit NANSEN-Schöpfern vermessen. Die Meßfolge betrug 3 h. Die Ankerstation befand sich über dem Schelf auf der Position 22° 16' S, 14° 05' E bei einer Wassertiefe von 81 m.

Die Meßergebnisse werden in die aus der neueren Literatur zugänglichen Auffassungen zur raumzeitlichen Variabilität des küstennahen Auftriebs eingeordnet und hinsichtlich der Variabilitätsskalen interpretiert. Es wird der Nachweis erbracht, daß sich großskalige Variationen im Südostpassat deutlich durch advektiv bedingte Umstellungen der Strömung innerhalb der Unterschicht von 30 m Tiefe bis zum Boden auswirken. Das lokale Windfeld bleibt in seinem Einfluß auf das Stromfeld der 20-m-Deckschicht beschränkt.

Abstract: The r/v „A. v. Humboldt“ of the Academy of Sciences of the GDR carried out an expedition in the area of coastal upwelling between 17° 24' S, 22° 33' S and 14° 10' E, 11° 36' E off Namibia in October/November 1976.

Longshore investigations were performed by station spacing of 20 n.m. between isobaths of 100 m and 200 m while sections perpendicular directed to the shoreline were measured with station distances of 5 n.m. and 10 n.m. in the southern part, but with 10 n.m. and 20 n.m. in the northern part

of the area under consideration. The time variability of upwelling was continuously observed by vertical profiles obtained from Nansen-casts with a time step of 3 h at the anchor station placed at the position 22° 16' S, 14° 05' E for 15 days. Here the water depth was 81 m.

The results are arranged according to conceptions available from recent literature and they are interpreted with respect to the variability scales of the upwellings. The main result is that more large scale changes of the southeast tradewinds effect an efficient advection of waters at depths between 30 m and the sea-bed, and that the influence of local winds is limited to currents at depths between 20 m and the sea-surface.

Резюме: НИС »Александр Гумбольдт« АН ГДР работало в октябреноябре 1976 г. в области прибрежного апвеллинга, расположенного у Намибии. Исследуемый район ограничен широтами 17° 24' ю. и 22° 33' ю. и долготами 14° 10' в. и 11° 36' в.. Шаг сетки составил 20 м.м. вдоль морского берега при глубинах между 100 м и 200 м, 5 м.м. и 10 м.м. в южной части района на разрезах, перпендикулярных к берегу, а шаг сетки составил 10 м.м. и 20 м.м. в северной части района. Временная изменчивость апвеллинга по вертикали непрерывно измерялась в течение 15 дней батометрами Нансена. Измерения проводились с интервалом в 3 часа. Гидрографическая станция расположена на шельфе, её координаты 22° 16' ю., 14° 05' в., при глубине места в 81 м.

Результаты измерений сравнивались с литературными источниками и были интерпретированы по отношению к характерным масштабам колебаний. Было доказано, что крупномасштабная изменчивость юговосточного пассата влияет на адвекцию на глубине в 30 м и до дна. Влияние местного ветра ограничено на течение внутри верхних 20 м.

1. Einleitung

Das küstennahe Gebiet mit Wasserauftrieb über dem Schelf vor der Küste Namibias besitzt aus fischereibiologischer Sicht eine große Bedeutung. Derzeitig ist es eines der ertragreichsten Hauptfangplätze der internationalen Hochseefischerei.

Für eine Reihe praktischer Belange ist es notwendig, die räumlichen und zeitlichen Skalen des Auftriebs zu kennen. Seine Variationen sind einem mittleren Grundzustand aufgeprägt. Der beständige Südostpassat (SEP) erzeugt in der ozeanischen Deckschicht eine ablandig gerichteten Massentransport. Dadurch entsteht über dem Schelf ein Massendefizit. Im Ergebnis werden innerhalb des küstennahen Kaltwassergürtels niedrigere Wasserstandsanomalien beobachtet als im offenen Südatlantik. Es existiert ein küstennormaler Gradient im Wasserstand und ein entsprechender Druckgradient im Niveau der Dichtesprungschicht, die das warme Deckschichtwasser vom kalten Tiefenwasser trennt. Die Sprungschicht besitzt kräftige Vertikalgradienten für die einzelnen Untersuchungsgrößen. Sie selbst wirkt auf vertikale Eigenschaftsflüsse als Sperrschicht, die die Mischungsprozesse innerhalb der Deckschicht von denen der Unterschicht entkoppelt. Die Tiefenlage der Dichtesprungschicht verhält sich invers zur Wasserstands-anomalie der Meeresoberfläche. Das Vorzeichen der internen Druckgradienten im Niveau der Dichtesprungschicht ist folglich invers zum Vorzeichen des küstensenkrechten Wasserstandsgefälles. Die Sprungschicht steigt aus intermediären Tiefen in Richtung zur Küste an die Oberfläche auf. Dort, wo der Druckgradient sein Maximum erreicht, wird ein geostrophischer Strom in küstenparalleler Richtung angetroffen. Für den ablandigen Transport innerhalb der Deckschicht wirkt dieser als Barriere, und es kommt zu intensiven Vermischungsprozessen. Das Massendefizit über dem Schelf wird durch einen auflandigen Kompensationsstrom teilweise ausgeglichen. Er trans-

portiert aus Tiefen von 100 m bis 300 m kaltes, nährstoffreiches, aber sauerstoffarmes Wasser in das Schelfgebiet und speist den Auftriebsprozeß. Das aufquellende Wasser vermischt sich mit dem Wasser der Deckschicht und schafft die Voraussetzungen für eine üppige Entwicklung von Phyto- und Zooplankton als Weidegrundlage für Nutzfischarten. Der küstennahe Kaltwassergürtel wird durch die küstenparallel verlaufende Oberflächenfront in Richtung zum offenen Atlantik dort abgegrenzt, wo die Dichtesprungschicht zur Oberfläche aufsteigt und der Kern des geostrophischen Strombandes angetroffen wird. Die Front folgt im wesentlichen dem Verlauf der Schelfkante.

Die quantitative und qualitative Intensivierung der experimentellen und theoretischen Untersuchungen hat zu dieser Thematik in den vergangenen Jahren eine Reihe wichtiger Fragestellungen beantwortet werden können. Beispielsweise erklärten PHILANDER und YOON (1982) sowie SUGIYOHARA und KITAMURA (1984) die prinzipiellen Zusammenhänge bei der raumzeitlichen Entwicklung des küstennahen Auftriebs. Die erörterten Vorstellungen über den Grundzustand im Auftrieb sind für alle Auftriebsgebiete innerhalb der Passate übertragbar. Hinsichtlich der „Störungen“ werden dagegen erhebliche regionale Unterschiede festgestellt (SMITH 1981). Das betrifft auch ihre Auswirkungen auf die regionale Bioproduktivität. Verantwortlich dafür ist sowohl die Vielfalt in den „beständigen“ Passaten als auch die Mannigfaltigkeit in der Bodentopographie und Küstenkonfiguration. Folglich variieren die „Störungen“ über ein breites Band an Raum- und Zeitskalen. Die Überlagerung der unterschiedlichsten Prozesse mit verschiedenen Skalen erzeugt am Ort den stochastischen Charakter des Auftriebs. Eine wichtige Aufgabe der Auftriebserkundung besteht im Auffinden und Erklären typischer Variationen im Strom- und Massengebiet sowie in der Bestimmung der dazugehörigen raumzeitlichen Skalen. Erst

dann sind die Voraussetzungen für das Verstehen von chemischen und biologischen Verteilungsmustern geschaffen. Die synoptische Beobachtung von physikalischen, chemischen und biologischen Größen ist die dazu notwendige Forderung für das Studium des Ökosystems „Auftrieb“. Umfangreiche Übersichten zur regionalen Ozeanographie der Benguelastromregion vor Südwestafrika (SWA) wurden von NELSON und HUTCHINGS (1983), SHANNON (1985) sowie von CHAPMAN und SHANNON (1985) vorgelegt. Beispielsweise erarbeiteten SHANNON u. a. (1986) erste Aussagen zu den zwischenjährlichen Anomalien des Auftriebs bezüglich seines klimatologischen Erwartungszustandes.

Demnach reagiert das ganze Benguelastromsystem auf globale Veränderungen im System von Ozean und Atmosphäre. Es werden extrem „warme“ und „kalte“ Jahre festgestellt. Ihre Aufeinanderfolge ist weder periodisch noch derzeitig vorhersagbar. Sie sind als Reaktion des Südostatlantiks auf entsprechende Anomalien im tropischen Pazifik aufzufassen. Eine theoretische Erklärung steht dafür noch aus.

Der Jahresgang im Auftrieb vor Namibia wurde sowohl von BOYD und AGENBAG (1985) als auch von SHANNON (1985) ausführlich beschrieben.

Zur täglichen und mehrtägigen Auftriebsvariabilität liegen für das Gebiet südlich von 33° S einige Ergebnisse von ANDREWS und HUTCHINGS (1980) sowie von NELSON und HUTCHINGS (1983) vor. Derartige Beobachtungen fehlen jedoch aus dem Gebiet vor der Küste Namibias, wie es aus der Übersicht von SHANNON (1985) und der Bibliographie von LUTJEHARMS (1987) hervorgeht. Diese Feststellung betrifft speziell Strömungsmessungen mit einer Dauer von mehr als 10 Tagen.

Nach der Durchsicht aller verfügbaren Daten aus dem Schelfgebiet vor Namibia scheint es so zu sein, daß die Strömungsmessungen der AdW der DDR im November 1976 die ersten Zeitreihen lieferten, die sich über 15 Tage erstreckten. Unter Beachtung

der bisherigen Ausführungen besteht das Anliegen dieser Arbeit sowohl in der Beschreibung von Beobachtungsergebnissen zur täglichen und mehrtägigen Variabilität des Massen- und Stromfeldes, ausgewählter chemischer Parameter und des Gehaltes an Chlorophyll-a als auch darin, die bisher nur in einem Datenbericht veröffentlichten Meßergebnisse in aufbereiteter Form verfügbar zu machen und ihre Aussagen in die Ergebnisse der neueren Literatur einzuordnen.

2. Untersuchungsgebiet

Das Auftriebsgebiet vor SWA erstreckt sich nach den Untersuchungsergebnissen von DEFANT (1936), CURRIE (1953, 1965), HART und CURRIE (1960) sowie von SHANNON, NELSON und JURY (1981) von etwa 16° S bis 34° S. Für den Auftrieb sind Geschwindigkeiten des SEP mit Beträgen größer als 5 m s^{-1} günstig (SHANNON 1985). Der SEP treibt in einer wenige Dekameter mächtigen Deckschicht den Benguelastrom mit Geschwindigkeiten bis zu 0.65 m s^{-1} . Dieser folgt nach Triftbojenexperimenten von HARRIS und SHANNON (1979) dem Schelfverlauf bis zu der geographischen Breite von 27° S. Nördlich davon erhält er mehr und mehr eine Komponente nach Westen. Sein „Stromband“ verläßt nördlich des Wal-fischrückens (22° S) die küstennahe Auftriebsregion und geht mit Annäherung an den Äquator in den Südäquatorialstrom über.

Der Kaltwassergürtel besitzt Oberflächentemperaturen von etwa 15 °C bis 18 °C. Infolge von mehrtägigen Windfluktuationen, Irregularitäten im Schelfprofil und im Küstenverlauf entstehen „Störungen“ im Strom- und Massengebiet sowie in den chemischen und biologischen Feldverteilungen. Es erscheinen intensive Kaltwasserinseln mit Oberflächentemperaturen um 13 °C bis 15 °C, die in den großräumigen Kaltwassergürtel eingebettet sind. Im Jahresverlauf wird der Auftrieb

durch die Küste und den Verlauf der 200-m-Isobathe begrenzt (vgl. Abb. 1). Die Kaltwasserzellen sind lokal fixiert und erstrecken sich weiter als die eigentliche Auftriebszone in den Südostatlantik hinaus. Relativ zu ihrer Umgebung besitzen sie einen höheren Nährstoffgehalt und geringere Sauerstoffkonzentrationen. Die Auswertung von Satellitenbildfolgen belegte eine regionale Häufung der Kalt-

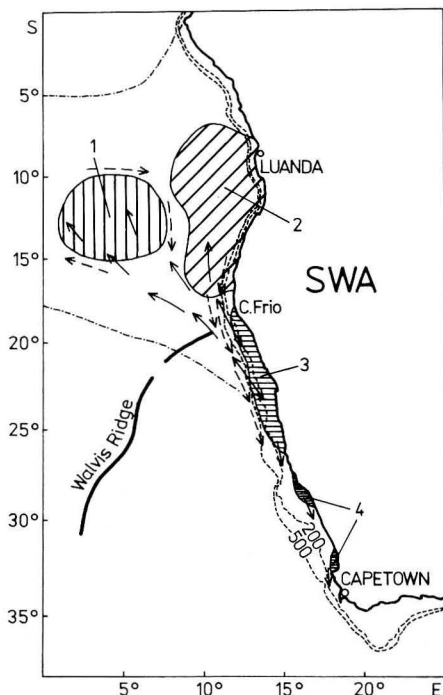


Abb. 1
Gebiete mit einem Minimum im Sauerstoffgehalt innerhalb des küstennahen Auftriebsgebietes vor Südwestafrika (SWA) in modifizierter Form nach CHAPMAN und SHANNON (1985) (Die Strich-Punkt-Linien grenzen das O₂-Minimum ein, das nach „Meteor“-Daten lokalisiert worden ist; die Lage des Walfischrückens ist angedeutet und der Verlauf der Schelfkante wird durch die Isobathen von 200 m und 500 m beschrieben; ferner bedeuten: 1 – Hauptminimum des O₂ nach BUBNOV (1972) im Gebiet des Angoladomes; 2 – Region des absoluten O₂-Minimums im Südostatlantik nach BUBNOV (1972); 3 – Gebiete mit einem O₂-Defizit vor Namibia; 4 – Lokale Zonen mit geringem O₂-Gehalt in der Orange- und St.-Helena-Bucht)

wasserzellen entlang der Küste. Ihre Ausdehnung erreichte Küstenentfernungen von 200 km (vgl. Abb. 2 mit Abb. 3). Maximale Kaltwasserfilamente wurden vor Lüderitz (25° S) festgestellt. Dieses Gebiet liegt in der Zone, in der zwischen 20° S und 30° S ganzjährig Auftrieb beobachtet wird. Hier

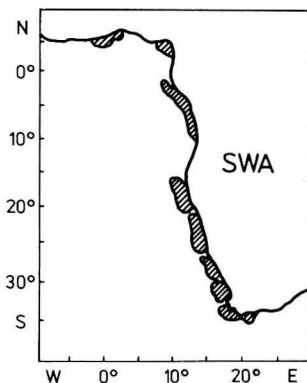


Abb. 2
Mittlere Häufung der Auftriebszellen entlang der Küste Südwestafrikas (SWA), modifiziert dargestellt nach LUTJEHARMS und MEEUWIS (1987)

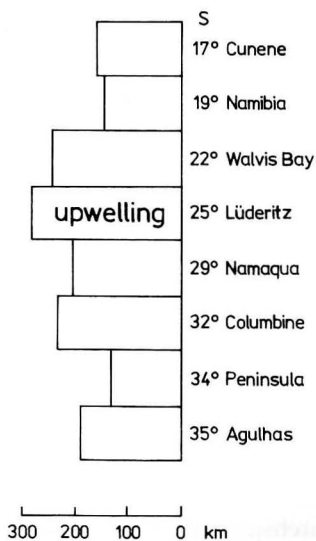


Abb. 3
Mittlere Ausdehnungen küstennaher Auftriebszellen in Richtung des offenen Südostatlantiks aus Fernerkundungsdaten in modifizierter Form nach LUTJEHARMS und MEEUWIS (1987)

ist der SEP in Richtung und Stärke am beständigsten. Nach den Untersuchungen von JANKE (1920) sowie von BOYD und AGENBAG (1985) erreichen die Oberflächen-temperaturen ihr Minimum von Juni bis November und ihr Maximum von Dezember bis Mai.

Der Vergleich von Abb. 1 mit Abb. 2 läßt erkennen, daß zwischen 10° S und 15° S ein Küstenabschnitt ohne eingelagerte Auftriebszellen besteht. Es ist die nördliche Begrenzung des Auftriebsgebietes vor SWA. Nach SVERDRUP, JOHNSON und FLEMING (1952) sowie BUBNOV (1972) wird südlich von Luanda bis Cap Frio (vgl. Abb. 1) die Region mit den geringsten Sauerstoffgehalten des Südatlantiks angetroffen. Hier dominiert eine ablandige Windkomponente. Der Auftrieb wird nicht generiert. Die tägliche und jahreszeitliche Sprungschicht erreicht über dem Schelf nicht die Meeresoberfläche. Das Wasser der tieferen Schichten ist auch über dem Schelf vom Wasser der Windmischungsschicht durch die Sprungschicht separiert. Im Sauerstoffzyklus kommt es in Bodennähe zu Stagnationserscheinungen, die dazu führen können, daß man Schwefelwasserstoff beobachtet. Im Vergleich zu den Auftriebsgebieten vor Oregon, Peru und Chile und vor Nordwestafrika wird vor SWA bei Strömungen von Norden nach Süden innerhalb der bodennahen Schichten sehr sauerstoffarmes Wasser verfrachtet. Möglicherweise verringert sich der Sauerstoffgehalt während des Transportprozesses noch zusätzlich durch Austauschvorgänge innerhalb der Bodenreibungsschicht. Der minimale Sauerstoffgehalt in den bodennahen Schichten des Auftriebsgebietes vor SWA ist eine regionale Besonderheit. Bezüglich der Temperatur-Salzgehalts-Eigenschaften des Auftriebswassers vor Namibia wird auf die Ergebnisse von LUTJEHARMS und VALENTINE (1987) verwiesen. Demnach unterscheidet sich das Auftriebswasser über dem Schelf streng vom Wasser des offenen Südostatlantiks. Das Mischwasser der Auftriebszone wird regional unterschiedlich

durch die variierenden Anteile des eingespeisten Südatlantischen Zentralwassers (SACW) bestimmt. Das SACW zeichnet sich durch eine lineare Temperatur-Salzgehalts-Beziehung aus. In den lokal fixierten Kaltwasserzungen wird beispielsweise kein Wasser mit den Eigenschaften des tieferen SACW-Bereiches angetroffen. In ihnen dominiert das Wasser aus den oberen Bereichen der SACW-Geraden. Diese Beobachtung spricht für „gealtertes Auftriebswasser“, da frisches Auftriebswasser den unteren Bereichen der Definitionsgewaden des SACW entspricht. Nach den Ergebnissen von HUTCHINGS (1981) sind die Areale der Auftriebsfilamente nicht gleichzeitig Gebiete mit einer erhöhten Biomasse. Ähnliche Aussagen sind bei LUTJEHARMS und STOCKTON (1987) zu finden, die zeigen konnten, daß sich die Biomasse an den Berandungen der Auftriebsfilamente vergrößert, während sie sich in deren Zentren signifikant verringert. Die örtlich fest liegenden Auftriebszellen sind häufig nicht mehr als 100 km in küstenparalleler Richtung voneinander separiert (Abb. 2). Ihre küstennormale Ausdehnung ändert sich von Zelle zu Zelle. Die Auswertung einer Vielzahl von Fernerkundungsbildern durch SHANNON, SCHLITTENHARDT und MOSTERT (1984) und durch TAUNTON-CLARK (1985) zeigte eine Reaktionszeit der Zellen auf lokale Windänderungen von etwa 12 bis 24 Stunden. Die Zeitangaben differieren für die Oberflächentemperatur und für den Chlorophyllgehalt, wie es durch die zusätzliche biologische Response zu erwarten ist. Doch zeigen alle Auftriebsfilamente gewisse Gemeinsamkeiten. Sie liegen nahezu ortsfest, wo kräftige Gradienten der Wassertiefe parallel zum Schelfkantenverlauf auftreten. Dies ist über Cañons der Fall. Hier wird im Stromfeld eine zusätzliche Vorticity-Produktion ausgelöst, die zur Wirbelbildung beiträgt. Gleichfalls ist nicht auszuschließen, daß lokale Änderungen in der küstenparallelen Komponente des Windes einen Beitrag zur Ortsbeständigkeit der Filamente leisten können. So bedingt nach

JURY (1985) die Orographie der Küstenlandschaft regionale Besonderheiten im SEP, die ortsgebunden sind.

Im Auftriebsgebiet werden mehrtägige Rhythmen im Strom- und Massengebiet beobachtet. Nach HAGEN (1979) sind derartige Variationen eng an die Dynamik barotroper Kontinentalschelfwellen gekoppelt. Aus Beobachtungsergebnissen und einfachen theoretischen Abschätzungen wurde gefolgert, daß die niederfrequenten energiereichen Wellenmuster im Bereich der Schelfkante und über dem Schelf den schwach baroklinen Bewegungsvorgängen ihre Strukturen aufprägen, da die spezifischen Zeitskalen der barotropen Wellen wesentlich kürzer sind als die der baroklinen Wellentypen. An die Wellenmuster sind mesoskale Wirbelanordnungen gebunden. Sie laufen mit der Phasengeschwindigkeit von etwa 9 km d^{-1} polwärts. Ihre meridionalen Wellenlängen liegen, je nach Modalstruktur, zwischen 350 km und 600 km. Ähnliche Angaben wurden von VAN FOREEST, SHILLINGTON und LEHECKIS (1984) gemacht. Die Kontinentalschelfwellen besitzen vor Namibia typische Perioden von 2 bis 7 Tagen. Zusammenfassend schlußfolgerten HAGEN (1981) und HAGEN u. a. (1981), daß es im erörterten Zeitbereich von einigen Tagen ausreicht, die lineare Wellentheorie zur Erklärung einer Vielzahl von beobachteten Variationsmustern über dem Schelf anzuwenden. Dennoch bleibt die Frage nach der Wirkung von sporadisch erfolgreicher Advektion auf den Wasserauftrieb im Detail unbeantwortet. Die nachfolgende Untersuchung widmet sich diesem Problemkreis.

3. Beobachtungsprogramm

Das FS „A. v. Humboldt“ der Akademie der Wissenschaften der DDR unternahm von Oktober bis November 1976 eine Expedition zur Erkundung des Wasserauftriebs vor der Küste Namibias. Das Anliegen der Forschungsreise bestand im Auffinden von

Aussagen zur küstenparallelen und küstensenkrechten Ausdehnung des Auftriebsgebietes. Ferner sollten Angaben über die täglichen und mehrtägigen Variationen auftriebsrelevanter Untersuchungsgrößen erarbeitet werden.

Die Feldarbeiten begannen am 17. Oktober auf der Station 259 und endeten am 19. November mit den Arbeiten auf der Station 341. Die Stationsanordnung ist der Abb. 4 zu entnehmen.

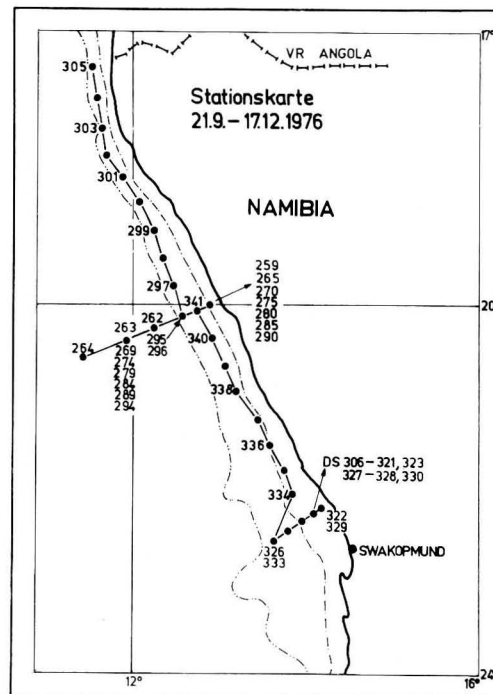


Abb. 4
Stationspositionen des FS „A. v. Humboldt“ im Auftriebsgebiet vor Namibia nach SCHULZ, SCHEMAINDA, NEHRING (1979)

Zunächst wurde vor Dune Point ein küstensenkrechter Schnitt bis zu einer Küstenentfernung von 124 km siebenfach vermessen. Anfangs- und Endpunkt dieses Meßprofils wurden durch die Koordinaten $20^{\circ} 00' \text{ S}$, $12^{\circ} 53' \text{ E}$ und $20^{\circ} 33,7' \text{ S}$, $11^{\circ} 36,5' \text{ E}$ festgelegt. Der Vermessungszyklus eines Schnittes erstreckte sich über

24 Stunden. Jede Stationsposition wurde zur gleichen Tageszeit bearbeitet. In diesem Sinne spiegeln die Resultate zwischentägige Veränderungen in den Feldverteilungen wider. Vom 25. bis 26. Oktober wurde zwischen 20° S und 17° S ein küstenparalleler Schnitt mit Stationsabständen von 20 sm vermessen. Er beschreibt die ozeanologischen Verhältnisse im Tiefenbereich zwischen 100 m und 200 m (vgl. Abb. 4). Die Stationsfolge reichte von Station 296 bis Station 305. Nach einem Hafenaufenthalt in Lobito wurden die Arbeiten am 2. November um 16 Uhr GMT auf der Ankerstation bei einer Wassertiefe von 81 m fortgesetzt. Ihre Position hat die Koordinaten $22^{\circ} 16' \text{ S}$, $14^{\circ} 05' \text{ E}$. Die Arbeiten auf der Dauerstation wurden am 17. November um 16 Uhr GMT beendet. Der kontinuierliche Meßzyklus der Vertikalsondierungen er-

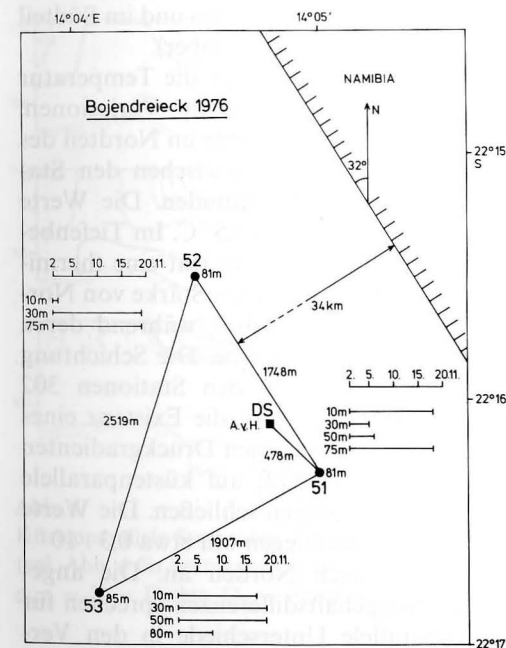


Abb. 5
Anordnung der Meßbojen 51, 52 und 53 mit Strömungsmessern des Typs LSK 801.2 und deren Meßtiefen und Meßdauer in der Umgebung der Dauerstation (DS) von FS „A. v. Humboldt“ nach HAGEN (1979)

folgte in Abständen von 3 Stunden. Jede Beobachtungsserie erhielt eine fortlaufende Stationskennung von 306 bis 321.

Parallel zu den Messungen auf der Ankerstation registrierten drei autonome Flachwasserbojen mit Strömungsmessern des Typs LSK 801.2 Strömungsrichtung und Strömungsgeschwindigkeit (vgl. Abb. 5). Die Bojenkonstruktion wurde von MÜLLER (1974) und die Strömungsmesser wurden von FRANKE u. a. (1980) ausführlich beschrieben.

Im Anschluß an die Dauerstation wurde nochmals ein küstensenkrechter Schnitt mit einer Ausdehnung von 70 km vermessen, der die Position der Ankerstation beinhaltet (vgl. Abb. 4). Dieser Schnitt wurde sowohl am 17. als auch am 18. November beprobt. Die ersten Messungen erfolgten auf den Stationen 322 bis 326 und die Wiederholung auf den Stationen 329 bis 333.

Abschließend wurde im Bereich der 100-m-Isobathe ein küstenparalleler Schnitt mit der Stationsfolge von 334 bis 341 durchgeführt (Abb. 4).

4. Datengrundlage

Die verwendeten Daten von Temperatur, Salzgehalt, Dichte, Phosphat- und Sauerstoffgehalt wurden dem Datenbericht von SCHULZ, SCHEMAINDA und NEHRING (1979) entnommen, ebenso die Angaben für Chlorophyll-a. Die Beobachtungen erfolgten mit NANSEN-Schöpfern in vorgegebenen Solltiefen von 1 m und dann von 10 m bis 80 m in Abständen von Dekametern. Die Temperaturen wurden mit Kippthermometern gemessen, während Salz- und Sauerstoffgehalt wie die chemischen Größen aus den geschöpften Wasserproben im Labor bestimmt worden sind. Die verwendete Meßmethodik wurde von SCHEMAINDA, SCHULZ und NEHRING (1972) dargelegt.

Für jede Beobachtungsserie wurden die Daten aus den aktuellen Wassertiefen mit Hilfe der Spline-Interpolation von AKIMA

(1970) auf die Solltiefen interpoliert. Dann sind für die gewünschten Niveaus zeitliche Mittelwerte und deren Standardabweichungen berechnet worden. Die Dichte wurde nach der alten UNESCO-Standardformel ermittelt. Als Bezugsdichte wurde $\rho_0 = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ gewählt. Mit $g = 9,8 \text{ m s}^{-2}$ für die Erdbeschleunigung wurde die VÄISÄ-LÄ-Frequenz $N^2 = (g/\rho_0) d\rho/dz$ berechnet. Darin ist dz die Solltiefen- und $d\rho$ die entsprechende Dichtedifferenz. Zur Abschätzung einer aktuellen thermisch homogenisierten Deckschicht H^+ wurde die Tiefe ermittelt, in der die Wassertemperatur exakt 1 K geringer war als an der Oberfläche.

Die Wind- und Strömungsregistrierungen wurden in ihre küstensenkrechten (\hat{u}) und küstenparallelen Komponenten (\hat{v}) zerlegt und zu Stundenmittelwerten zusammengefaßt. Dazu ist das Koordinatensystem um 32° entgegen der Uhrzeigerrichtung im Bezug zur Nord-Süd-Achse gedreht worden.

Alle meteorologischen Beobachtungsgrößen wurden ebenfalls zu Stundenmittelwerten verdichtet. Für die angestrebte Vergleichbarkeit der stündlich und dreistündig vorliegenden Meßwerte wurden gleichlange Meßreihen erzeugt, indem die Streichung von stündlichen Werten nach einer Filterung erfolgte. Die Filterung bestand aus einer übergreifenden Mittelung der Werte als „Tiefpaß“. Durch Subtraktion der Tiefpaßwerte von der Originalreihe wurde eine „Hochpaßreihe“ erzeugt. Als Mittelungsintervall wurde die lokale Trägheitsperiode über 32 Stunden und der Tagesgang mit 24 Stunden gewählt. Hinsichtlich der spektralanalytischen Auswertung der Wind- und Strömungsbeobachtungen wird auf HAGEN (1979) verwiesen.

Aus den verfügbaren Angaben zur Lufttemperatur am trockenen und am feuchten Thermometer wurden die relative Luftfeuchtigkeit und der Dampfdruck des Wasserdampfgehaltes bestimmt. Die Rechnungen sind mit Hilfe der von MÖLLER (1970) angegebenen Formeln vorgenom-

men worden. Als Bezugswert für den Luftdruck wurde sein Mittelwert zur Zeit der Ankerstation mit $\bar{p}_a = 1014,2 \text{ hPa}$ genutzt. Alle meteorologischen Beobachtungen erfolgten etwa 10 m über der Wasseroberfläche.

Weitere Angaben zur Datenbearbeitung sind in den jeweiligen Folgeabschnitten enthalten.

5. Räumliche Strukturen

5.1. Küstenparallel

Die küstenparallel durchgeführten Messungen erstreckten sich während zweier zeitlich getrennter Meßphasen von 17° S im Norden bis 23° S im Süden. Die Darstellung in Abb. 6 vermittelt einen Eindruck über die Strukturen des Auftriebs für sieben ausgewählte Untersuchungsgrößen im Nordteil (17° S bis 20° S im Oktober) und im Südteil (20° S bis 23° S im November).

An der Oberfläche zeigt die Temperatur nur geringe küstenparallele Variationen. Das kälteste Wasser wurde im Nordteil des Untersuchungsgebietes zwischen den Stationen 303 und 304 gefunden. Die Werte waren hier kleiner als $13,5^\circ \text{ C}$. Im Tiefenbereich unterhalb von 20 m trat eine thermische Schichtung auf, deren Stärke von Norden nach Süden zunahm, während deren Tiefenlage geringer wurde. Die Schichtung verschwand zwischen den Stationen 302 und 305. Dadurch wird die Existenz eines küstenparallelen internen Druckgradienten angezeigt. Dieser läßt auf küstenparallele Ausgleichströmungen schließen. Die Werte des Salzgehaltes stiegen um etwa $0,3 \cdot 10^{-3}$ von Süden nach Norden an. Die angezeigten Salzgehaltsdifferenzen sprechen für küstenparallele Unterschiede in den Vermischungsprozessen, speziell in den Wasserschichten unterhalb der Temperatursprungschicht. Darauf deuten auch die dargestellten Dichtefeldstrukturen hin.

Das Aufquellen von Auftriebswasser wird im Nordteil des Schnittes durch das Ver-

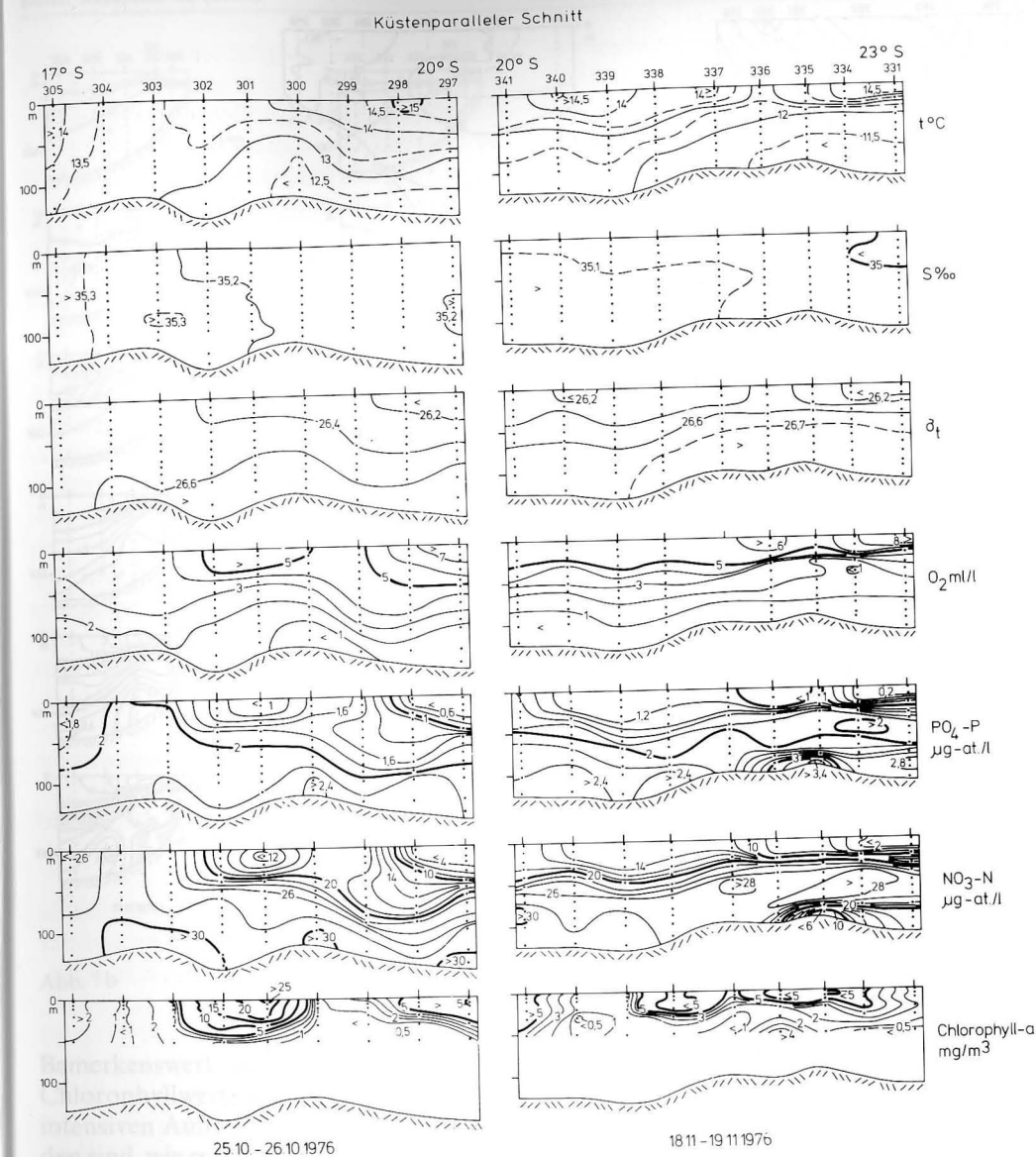


Abb. 6

Küstenparallele Strukturen ausgewählter Untersuchungsgrößen im Kaltwassergürtel vor Namibia (vgl. Abb. 4 für Stationspositionen; es sind: t – Temperatur, S – Salzgehalt, $\sigma_t = 1000 \cdot [\rho(S, t, p = 0)/\rho_{\text{max}} - 1]$ – Dichte, O_2 – Sauerstoffgehalt, $PO_4\text{-P}$ – Phosphat, $NO_3\text{-N}$ – Nitrat)

schwinden einer Dichteschichtung bei nahezu senkrechtem Verlauf der Isohalinen angezeigt. Allgemein folgt die Dichtestruktur der thermischen Schichtung. Dementsprechend wurden auch die Verteilungen des Sauerstoffgehaltes vorgefunden. Die maxi-

malen Sauerstoffwerte wurden innerhalb der winddurchmischten Deckschicht mit einer Mächtigkeit von 15 m bis 20 m beobachtet. Das Vorhandensein von lokalen Auftriebszellen wird durch die Extrema im Phosphat- und Nitratgehalt unterstrichen.

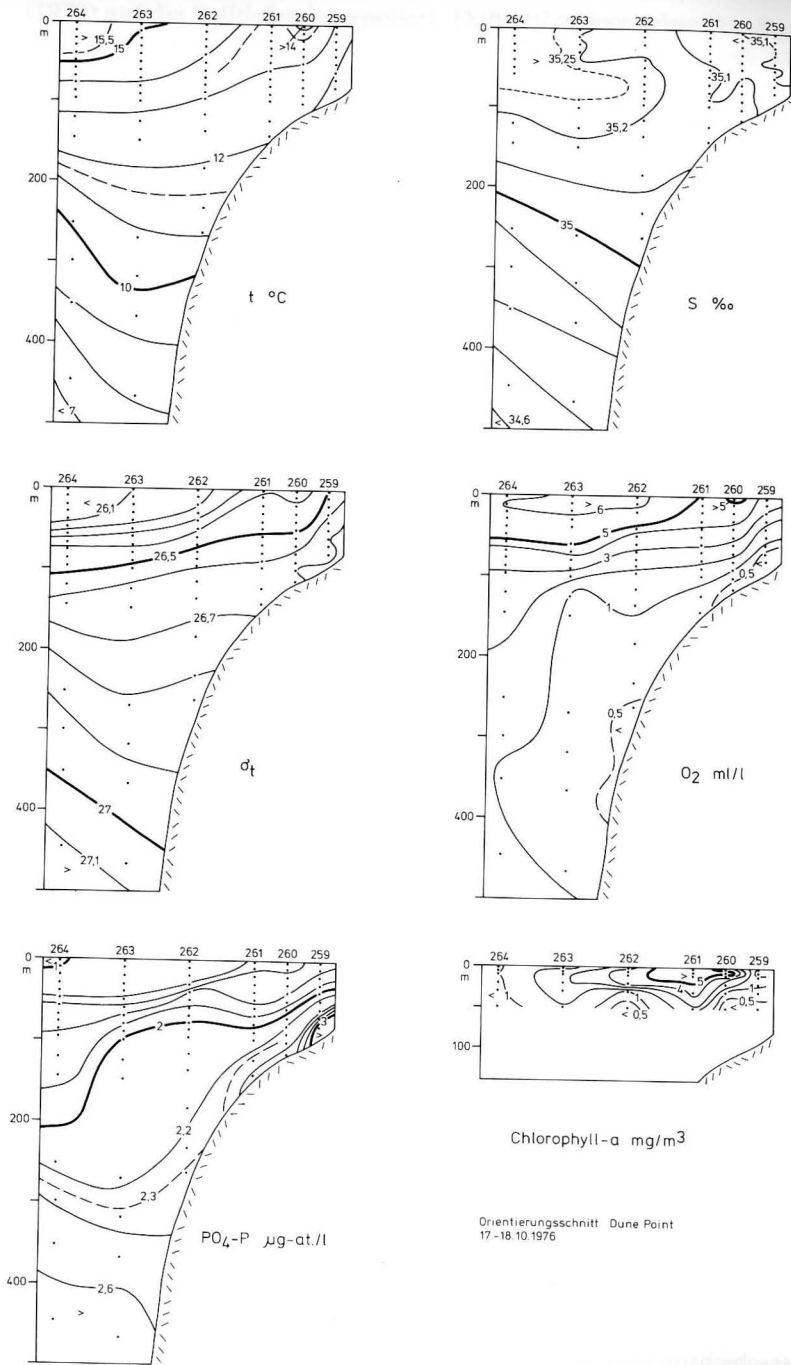


Abb. 7a

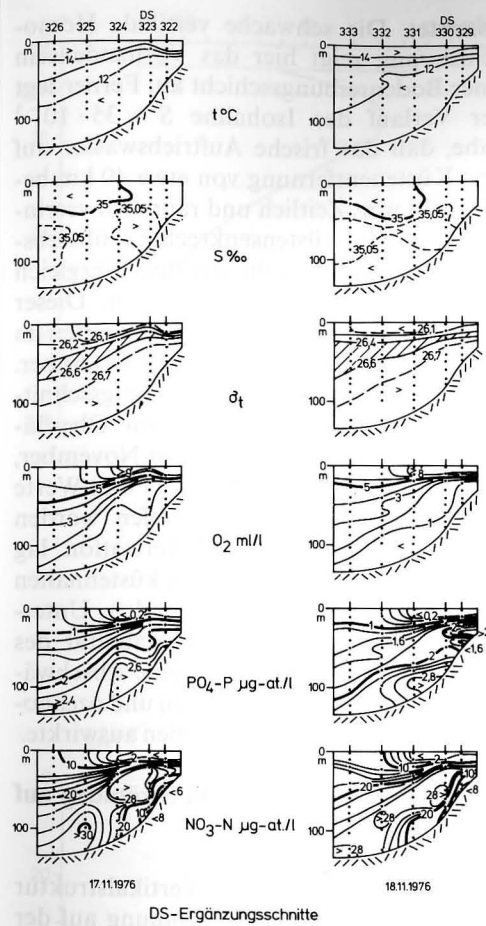


Abb. 7b

Abb. 7

Beispiele für küstennormale Strukturen in der Temperatur (t), im Salzgehalt (S), in der Dichte (σ_t), im Sauerstoffgehalt (O_2), im Phosphatgehalt ($PO_4\text{-P}$), im Nitratgehalt ($NO_3\text{-N}$) und im Chlorophyll-a-Gehalt durch das Auftriebsgebiet vor Namibia

a – im Oktober 1976 vor Dune Point; b – im November 1976 im Bereich der Dauerstation (Stationspositionen sind der Abb. 4 zu entnehmen; die Stationsabstände betragen vor Dune Point 20 sm und 10 sm, aber 10 sm und 5 sm im DS-Gebiet!)

Bemerkenswert ist es, daß die größten Chlorophyllwerte an den Berandungen der intensiven Auftriebszellen angetroffen worden sind, wie es nach der Literaturrecherche erwartet werden konnte. Beispielsweise lag das aktuelle Auftriebsgeschehen im Nordteil des Schnittes zwischen den Stationen 302 und 305, während die Chlorophyllanreicherungen zwischen den Stationen 300 und 303 gemessen wurden.

Summarisch belegen die Darstellungen in Abb. 6, daß sich das ganze Untersuchungsgebiet von 17°S bis 23°S im Tiefenbereich zwischen 100 m und 200 m innerhalb des großräumigen Auftriebs befand.

5.2. Küstensenkrecht

Aussagen zur Ausdehnung des Auftriebs konnten aus den Messungen abgeleitet werden, die entlang des Schnittes vor Dune Point im Oktober bis zu einer Küstenentfernung von 180 km durchgeführt worden sind (vgl. die Stationspositionen in Abb. 4). Einige Vertikalschnitte dieser Messungen sind in der Abb. 16 bei CHAPMAN und SHANNON (1985) dargestellt. Die Abb. 7a vermittelt ein Beispiel dafür, daß sich der aktive Auftrieb bis an die Oberfläche auf eine Zone beschränkte, die auf Küstenentfernungen von 50 km bis 80 km begrenzt blieb. So legt das Aufsteigen der Isopykne $\sigma_t = 26,5$ in

Richtung zur Küste nahe, daß das an der Station 259 aufgequollene Wasser isopyknisch von Station 264 aus Tiefen von 120 m herantransportiert werden konnte. Die biologische Wirksamkeit des Auftriebs in der 15 m mächtigen Deckschicht wird durch Maxima im Chlorophyllgehalt zwischen den Stationen 260 und 262 widerspiegelt. Auch küstensenkrecht wurden die Extremwerte nicht im Auftriebszentrum beobachtet, sondern an dessen westlicher Flanke über dem Schelfabhang. Hier deutet das Aufspreizen der Isopyknen und das der Linien gleichen Phosphatgehaltes auf intermediäre Strömungsdivergenzen hin, die intensive Vermischungsprozesse bedingen. Aus dem Aufsteigen der Isolinien zur Oberfläche ist nach Abb. 7a zu folgern, daß sich der Auftriebseinfluß annähernd bis zur 200-m-Isobathe ausdehnte. Vertikal homogenisierte Verhältnisse wurden bis zu einer Wassertiefe von 100 m angetroffen. Zwischen der Küste und der 100-m-Isobathe lag der eigentliche küstennahe Kaltwassergürtel. In den Tiefenschichten wurde westlich des Schelfabhanges ein deutlicher Einfall der Dichteflächen zur Schelfkante hin beobachtet. Dazu korrespondiert ein Druckgradient, der auf einen nach Süden gerichteten Unterstrom zwischen 250 m und 500 m schließen läßt. Nach Abb. 7a zeichnete sich dieser durch ein relatives Minimum im Sauerstoffgehalt aus.

Küstensenkrechte Messungen wurden nach einem Monat etwa 260 km südlich von Dune Point wiederholt. Die Schnittlänge betrug annähernd 75 km. An der westlichsten Station betrug die Wassertiefe 130 m. Dieser Schnitt wurde zweimal vermessen. Die Ergebnisse sind in der Abb. 7b dargestellt. Der Vergleich der Strukturen zeigt vom 17. 11. zum 18. 1. keine wesentlichen Veränderungen in den beobachteten Vertikalstrukturen des Auftriebs an. Augenfällig wird es, daß beispielsweise die Isopykne $\sigma_t = 26,5$ nicht mehr zur Meeresoberfläche aufsteigt. Innerhalb der 10-m-Schicht über dem Boden wurden hohe Nährstoff-, aber geringe Sauerstoffwerte be-

obachtet. Die schwache vertikale Homogenisierung zeigt hier das Vorhandensein einer Bodenreibungsschicht an. Ferner legt der Verlauf der Isohaline $S = 35 \cdot 10^{-3}$ nahe, daß das frische Auftriebswasser auf eine Küstentfernung von etwa 40 km beschränkt war. Zeitlich und räumlich verringerte sich die küstensenkrechte Auftriebsausdehnung. Dies geht aus dem Vergleich von Abb. 7a mit Abb. 7b hervor. Dieser Trend entspricht dem Auftriebsverhalten im Jahresverlauf von Oktober bis November. Beispielsweise zeigen die Ergänzungsschnitte im Bereich der Dauerstation Oberflächentemperaturen um 14 °C im November, während im Oktober vor Dune Point Werte von 12 °C bis 13 °C angetroffen worden sind. Die Position der Ankerstation lag nach Abb. 7b innerhalb des küstennahen Kaltwassergürtels. Die folgenden Untersuchungen zur zeitlichen Variabilität des Auftriebs belegen, wie sich seine Abschwächung in den meteorologischen und ozeanologischen Untersuchungsgrößen auswirkte.

6. Mittlere Schichtung und Strömung auf der Dauerstation

Die beobachtete mittlere Vertikalstruktur der Schichtung und der Strömung auf der Dauerstation (DS) sind in Abb. 8a, b dargestellt (vgl. die Stationspositionen in Abb. 4). Das Profil der Väisälä-Frequenz $\bar{N}(z)$ zeigt in Abb. 8a zwischen den Tiefen von 10 m und 20 m ein Maximum von $1,32 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$. In diesem Niveau befindet sich die mittlere Tiefenlage der Dichtesprungschicht. Im vorliegenden Fall trennt sie die Deckschicht mit einer tiefenabhängigen Schichtungszunahme von der Unterschicht mit fast linearer Schichtungsabnahme. Der angezeigte Vertrauensbereich der Mittelwerte wurde gemäß der *t*-Verteilung für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% errechnet. Erwartungsgemäß ist die Schichtungsvariabilität in der 10-m-Deckschicht am größten und nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Vergleich zu den Schichtungsverhältnissen im offenen Südostatlantik sind

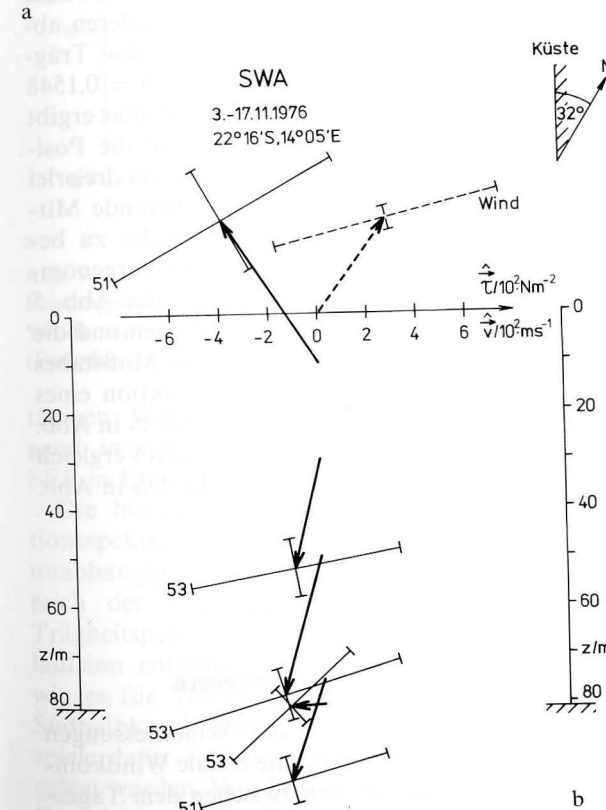
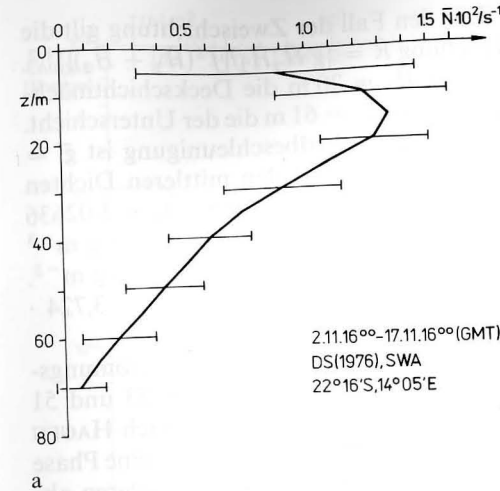


Abb. 8 Mittlere Vertikalstrukturen von Schichtung und Strömung für die Zeit der Dauerstation (DS) a) Väisälä-Frequenz (*N*) als Maß für die Dichteschichtung, erhalten aus den auf Solltiefen interpolierten Dichtedaten mit den Bereichen der Standardabweichungen; b) Vektor der Windschubspannung $\vec{\tau}$ (gestrichelt) im Vergleich zu den Vektoren der Strömung \vec{v} an den Bojen 51 und 53 in den Meßtiefen 10, 30, 50, 75 und 80 m mit der Orientierung der großen und kleinen Halbachsen der Streu-ellipsen für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% gemäß der *t*-Verteilung (Der Küstenverlauf bildet im Untersuchungsgebiet zur Nordrichtung einen Winkel von 32°!)

die in Abb. 8a dargestellten vertikalen Änderungen nur gering. Als vertikal und zeitlich gemittelter Schichtungswert wurde $\bar{N} = (6,93 \pm 4,38) 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ für die DS errechnet.

In der Abb. 8b wird der Vektor der Windschubspannung mit den Vektoren der

Strömung verglichen. Die Balkenkreuze an den Vektorspitzen bezeichnen die Lage der großen und kleinen Halbachsen der Unsicherheitsellipsen mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%. Sie beschreiben die Wertebereiche, in denen der entsprechende Vektor während der Beobachtungszeit vari-

ieren konnte. Der Wind wehte mit einer beachtlichen auflandigen Komponente und einer kräftigen Nordkomponente. Seine Streuellipse hatte die große Halbachse in die auflandige Richtung. Die großen Halbachsen der Strömungsmessungen weisen die gleiche Lage auf, zumindest oberhalb von 80 m. Die Messungen im 80-m-Niveau erfolgten im Einflußbereich der Bodenreibungsschicht, während die Meßtiefe von 10 m innerhalb der Windmischungsschicht lag. In der Deckschicht wurde ein Triftstrom nach Nordwesten beobachtet, wie er nach der EKMAN-Theorie erwartet wurde. Er hat in Abb. 8b eine kräftige ablandige Komponente, die das Oberflächenwasser in Richtung des offenen Atlantiks verfrachtet, d. h., es liegen auftriebsgünstige Bedingungen vor. Unterhalb der Dichtesprungschicht (vgl. Abb. 8a) wurde oberhalb der Bodenreibungsschicht ein küstenparalleler Strom nach Süden vorgefunden. Die stärksten vertikalen Scherungen der Strömung wurden im Sprungschichtniveau beobachtet. In der Schicht von 30 m bis 75 m waren die Stromvektoren einheitlich orientiert. Das in Abb. 8b dargestellte mittlere Strömungsprofil wurde aus den Messungen an den Bojen 51 und 53 zusammengesetzt (vgl. Abb. 5). Dazu bedarf es einer Rechtfertigung. Der charakteristische räumliche Maßstab für schichtungsabhängige Strömungen wird durch den internen ROSSBY-Radius R festgelegt. Innerhalb von R „ähneln“ sich die zeitlichen Reaktionsmuster der Strömung auf äußere Anregungen. Liegen nun die drei Bojenstationen innerhalb des mittleren ROSSBY-Radius, dann ist es gerechtfertigt, aus den Messungen der drei Bojen ein mittleres Vertikalprofil der Strömung zusammensetzen. Die örtliche CORIOLIS-Frequenz ist $f = 5,526 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ mit der Periode $T_f = 32 \text{ h}$. Die Wassertiefe war $H = 81 \text{ m}$. Unter Berücksichtigung der mittleren Schichtung \bar{N} ergibt sich der ROSSBY-Radius zu $\bar{R} = \bar{N} \cdot H/f = (3,2 \pm 2,0) \text{ km}$.

Für den Fall der Zweischichtung gilt die Beziehung $\bar{R} = \{\bar{g}' \bar{H}_1 \bar{H}_2 / [f^2 (\bar{H}_1 + \bar{H}_2)]\}^{1/2}$. Hier ist $\bar{H}_1 = 20 \text{ m}$ die Deckschichtmächtigkeit und $\bar{H}_2 = 61 \text{ m}$ die der Unterschicht. Die reduzierte Erdbeschleunigung ist $\bar{g}' = g [(\bar{\rho}_2 - \bar{\rho}_1) / \bar{\rho}_0]$ mit den mittleren Dichten gemäß Abb. 10c (S. 19) $\bar{\rho}_1 = 1,02636 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$, $\bar{\rho}_2 = 1,02674 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ und der Bezugsdichte $\bar{\rho}_0 = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Aus diesen Werten resultiert $\bar{g}' = 3,724 \cdot 10^{-3} \text{ m s}^{-2}$ und $\bar{R} = 4,3 \text{ km}$.

Die Kreuzkorrelation der Strömungsmeßreihen zwischen den Bojen 53 und 51 lieferte für die Tiefe von 10 m nach HAGEN (1979) auf der Trägheitsfrequenz eine Phase von 39° . Sie entspricht einer mittleren ablandigen Laufgeschwindigkeit des Trägheitssignals $\bar{c}_f = 1907 \text{ m} / 3,421 \text{ h} = 0,1548 \text{ m s}^{-1}$. Der gesuchte ROSSBY-Radius ergibt sich zu $\bar{R} = \bar{c}_f / f = 2,8 \text{ km}$. Für die Position der Ankerstation wurde R auf dreierlei Weise abgeschätzt. Der resultierende Mittelwert ist $\bar{R} = 3,4 \text{ km}$. Trotz der zu berücksichtigenden Fehler bei den vorgenommenen Abschätzungen ist aus der Abb. 5 ersichtlich, daß die drei Meßbojen und die Dauerstation innerhalb dieses Maßstabes lagen. Insofern ist die Konstruktion eines mittleren Strömungsprofils, wie es in Abb. 8b dargestellt worden ist, und sein Vergleich mit dem Schichtungsprofil der DS in Abb. 8a gerechtfertigt.

7. Zeitliche Variabilität

7.1. Mittlere Tagesschwankungen

Die Spektralanalyse der Windmessungen zeigt in Abb. 9a, b für die zonale Windkomponente Variationen zwischen dem Tagesgang und der Trägheitsperiode T_f an. Dagegen erscheint T_f nur in der meridionalen Komponente durch eine Spitze im Leistungsspektrum. Die Energieniveaus sind für T_f in beiden Windkomponenten annähernd gleich. Im niederfrequenten Bereich der Spektren ist die Nord-Süd-Komponente energetisch bevorzugt, d. h. die mehr-

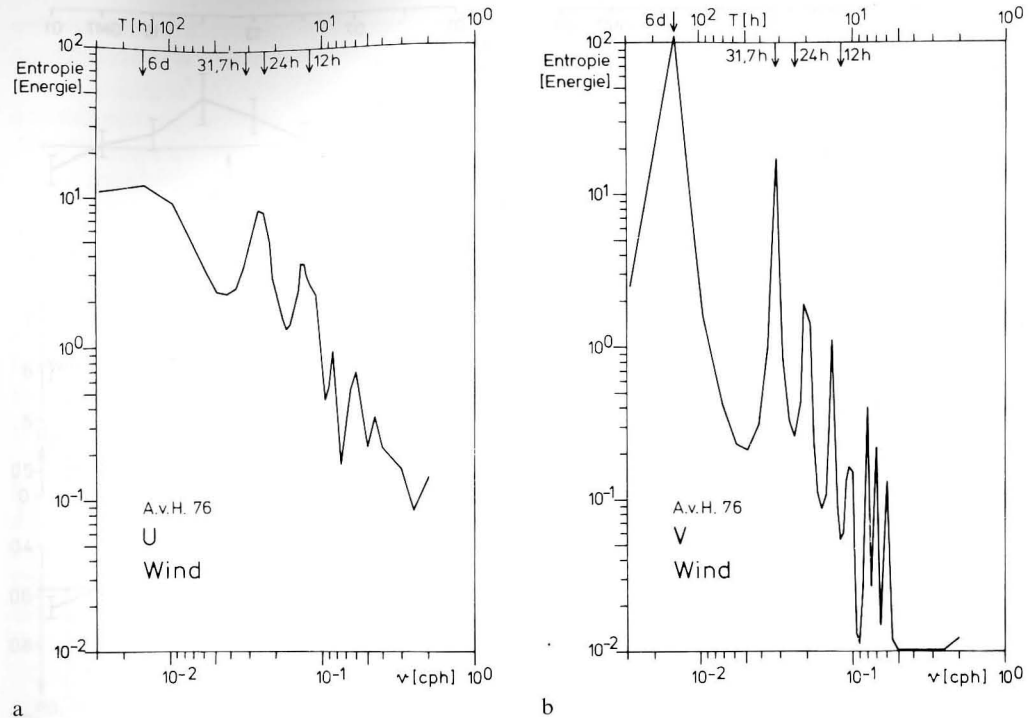


Abb. 9

Leistungsspektren, nach dem Entropieschätzverfahren für a) die zonale (U) und b) die meridionale Windkomponente (V) über die Periode T (h) mit Pfeilanzeigen für energiereiche Frequenzbänder (Perioden in Stunden (h) und Tagen (d))

tägigen Windänderungen traten vorwiegend in der Meridionalenkomponente des SEP in Erscheinung.

Die hier nicht wiedergegebenen Rotationsspektren nach GONELLA (1972) zeigen unabhängig von der Tiefe im Periodenbereich der Tagesschwankungen und der Trägheitsperiode einheitlich einen Umlaufsinn entgegen der Uhrzeigerichtung, wie es für Trägheitssoszillationen auf der Südhalbkugel typisch ist. Ausführliche Beispiele dafür sind von HAGEN (1979) vorgelegt worden. Von Bedeutung ist, daß das Energieniveau für T_f in 10 m Tiefe etwa eine Größenordnung höher als das in 75 m Tiefe war. Die Länge der vorliegenden Strömungsmeßreihen gestattet keine statistisch signifikante Auflösung des Periodenbereiches zwischen dem Tagesgang und der Trägheitsperiode. Aus diesem Grund wird auf eine Darstellung der Rotationsspektren

an dieser Stelle verzichtet. Ebenfalls wird aus diesem Grund von einer Analyse der mittleren täglichen Variabilität der Strömung mit Hilfe von Leistungsspektren abgesehen. Dafür wird es als zweckmäßig erachtet, die mittleren täglichen Verläufe und deren Vertrauensbereiche für die meteorologischen und ozeanologischen Größen zu ermitteln und zu diskutieren.

So wurden alle verfügbaren Werte eines Meßtermins mit gleicher Werteanzahl gemittelt. Bei einer dreistündigen Meßfolge wurden an der Dauerstation (DS) 120 Werte erhalten. Auf jeden der acht täglichen Beobachtungstermine entfielen 15 Werte. Daraus wurden der Mittelwert und die Standardabweichung $\pm \sigma$ errechnet. Mit Hilfe der erhaltenen Standardabweichung wurde für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% gemäß der t -Verteilung der Vertrauensbereich der Mittelwerte zu 0,555

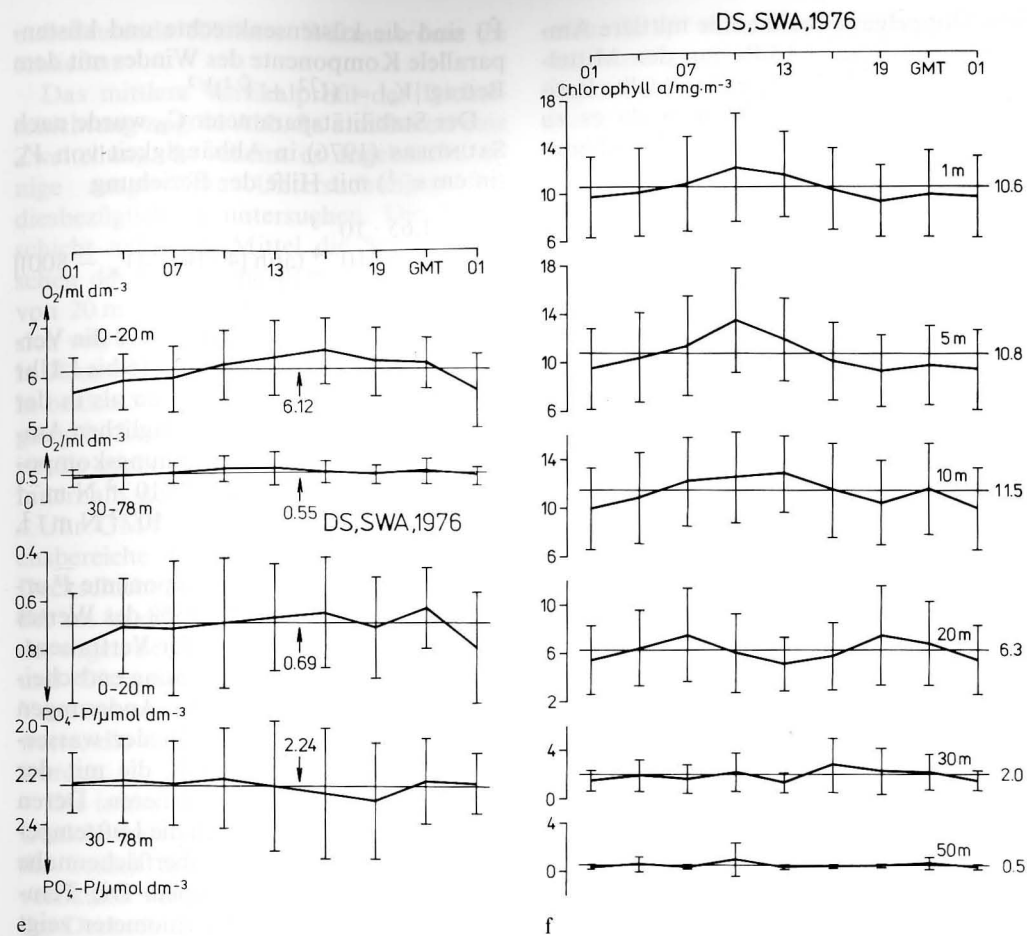
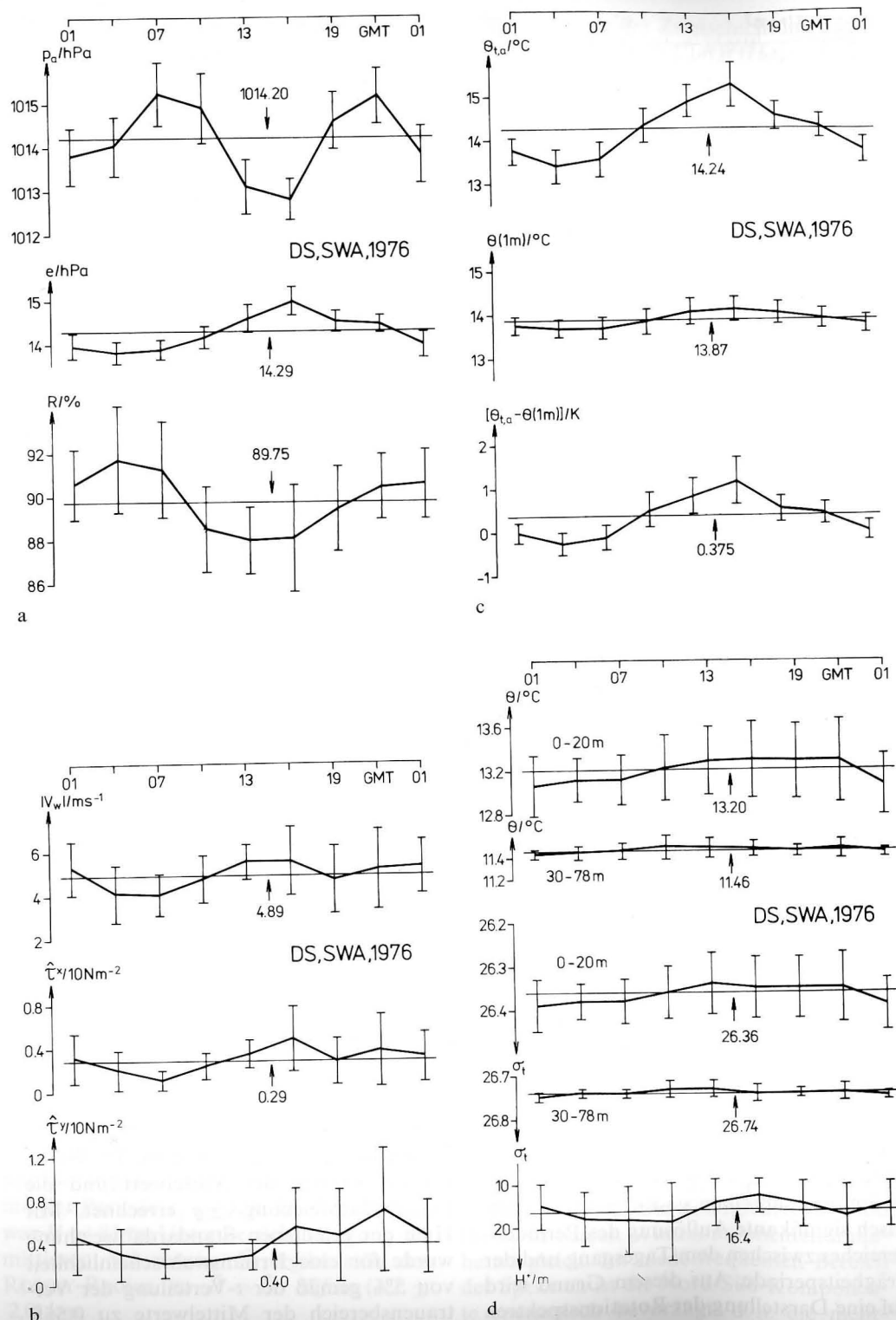


Abb. 10
Mittlere Tagesgänge und deren Vertrauensbereiche mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% gemäß der t -Verteilung in Relation zu den angegebenen Mittelwerten über die Zeit der Dauerstation (DS) für: a) Luftdruck p_a , Dampfdruck e und relative Luftfeuchtigkeit R ; b) Betrag der Windgeschwindigkeit $|v_w|$, küstensenkrechte $\hat{\tau}_x$ und küstenparallele Komponente der Windschubspannung $\hat{\tau}_y$; c) Lufttemperatur am trockenen Thermometer $\theta_{t,a}$, Wassertemperatur in 1 m Tiefe $\theta(1m)$ und die Differenz beider Größen $(\theta_{t,a} - \theta(1m))$; d) vertikale Mitteltemperatur und mittlere Dichte in σ_t -Einheiten über die Deckschicht von der Oberfläche (0 m) bis zur Tiefe von 20 m und über die Unterschicht von 30 m bis 78 m im Vergleich zur Tiefe der thermisch homogenisierten Deckschicht H^+ nach LAMB (1984); e) vertikal gemittelter Sauerstoff- und Phosphatgehalt in der Deck- und Unterschicht; f) Chlorophyll-a-Gehalt in sechs Meßtiefen

$\pm \sigma$ bestimmt. Die erhaltenen mittleren Tagesverläufe sind für ausgewählte Parameter in der Abb. 10 dargestellt worden. Auf diesem Wege konnten eine Reihe Schlußfolgerungen gezogen werden.

Der tägliche Gang des Luftdruckes zeigt in Abb. 10a die charakteristische Doppelpe-

riode der subtropischen Breiten (vgl. HANN-SÜRING 1939). Seine Maxima wurden um 7 und um 20 Uhr GMT gemessen, während die Minima um 16 und um 1 Uhr GMT beobachtet worden sind. Die Größe der Vertrauensbereiche ist über alle Termine während eines Tages vergleichbar. Der täg-

liche Doppelgang besitzt eine mittlere Amplitude von etwa ± 1 hPa um den Mittelwert $\bar{p}_a = 1014,2$ hPa. Die festgestellte Periodizität ist statistisch gesichert, da es zu keiner Überlappung der Vertrauensbereiche kommt.

Der Dampfdruck in der wassernahen Luftschicht zeigt einen Tagesgang mit einem Maximum um 16 Uhr GMT und einen Minimum um 4 Uhr GMT. Die Größe seiner Vertrauensbereiche ist terminunabhängig. Seine mittlere Tagesamplitude schwankt mit $\pm 0,5$ hPa um den Mittelwert $\bar{e} = 14,3$ hPa. Erwartungsgemäß verläuft der tägliche Gang in der relativen Luftfeuchtigkeit zu dem des Dampfdruckes invers. Die geringsten Werte wurden in den frühen Nachmittagsstunden und die größten Werte in den frühen Morgenstunden beobachtet. Die mittlere Tagesamplitude schwankt nur mit $\pm 2\%$ um den Mittelwert $\bar{R} = 90\%$. Die Vertrauensbereiche für die Mittelwerte variieren nur unwesentlich über die Meßtermine. Im Vergleich zu den täglichen Schwankungen der relativen Luftfeuchtigkeit an vergleichbaren Landstationen ist sie in der wassernahen Luftschicht über das Auftriebsgeschehen nahezu konstant.

Der tägliche Gang der Windgeschwindigkeit zeigt in Abb. 10b eine schwache Reaktion auf die Doppelwelle des Luftdruckes an. Die Schwankungen hatten eine mittlere Amplitude von ± 1 m s⁻¹ um den Mittelwert $\bar{V}_w = 4,9$ m s⁻¹. Die Unsicherheit des Terminmittelwertes war um 13 Uhr GMT am geringsten. Die erhaltenen Vertrauensbereiche und die geringen Änderungen der Mittelwerte lassen nach Abb. 10b keine gesicherte Aussage über einen Tagesgang im Betrag der Windgeschwindigkeit zu. Dies trifft auch für die küstensenkrechte und küstenparallele Komponente der Windschubspannung an der Oberfläche zu. Die Windschubspannung wurde durch die empirisch hinreichend verifizierte Zahlenwertgleichung $(\hat{\tau}^x, \hat{\tau}^y) = C_D \cdot \rho_a \cdot |V_w| \cdot (\hat{U}, \hat{V})$ abgeschätzt. Darin ist $\rho_a = 1,25$ kg m⁻³ die mittlere Luftdichte, und $(\hat{U},$

$\hat{V})$ sind die küstensenkrechte und küstenparallele Komponente des Windes mit dem Betrag $|V_w| = (\hat{U}^2 + \hat{V}^2)^{1/2}$.

Der Stabilitätsparameter C_D wurde nach SAUNDERS (1976) in Abhängigkeit von V_w (in cm s⁻¹) mit Hilfe der Beziehung

$$C_D = 1,65 \cdot 10^{-3} + 8 \cdot 10^{-4} \tanh [4 \cdot 10^{-3} (V_w - 800)]$$

bestimmt.

Die Abb. 10b demonstriert, daß die Vertrauensbereiche in der Zeit von 16 bis 1 Uhr GMT deutlich unsicherer waren als in der verbleibenden Tageszeit. Die täglichen Amplituden der Windschubspannungskomponenten schwankten mit $\pm 2 \cdot 10^{-2}$ N m⁻² um die Mittelwerte $\bar{\tau}^x = 2,9 \cdot 10^{-2}$ N m⁻², $\bar{\tau}^y = 4 \cdot 10^{-2}$ N m⁻².

Die küstensenkrechte Komponente $\bar{\tau}^x$ erreicht damit im Mittel nur 73% des Wertes von $\bar{\tau}^y$. Offensichtlich wird der Vertrauensbereich der Windschubspannung entscheidend durch langperiodische Änderungen der Stabilitätsbedingungen in der wassernahen Luftschicht beeinflusst, die mit der lokalen Strahlungsbilanz variieren. Deren Wirkung wird sowohl durch die Lufttemperatur als auch durch die oberflächennahe Wassertemperatur beschrieben. Die Temperatur am trockenen Thermometer zeigt in Abb. 10c einen signifikanten Tagesgang. Er besitzt eine mittlere Amplitude von ± 1 K um den Mittelwert $\bar{\theta}_{t,a} = 14,24$ °C. Die Vertrauensbereiche der Terminwerte zeigen zur Zeit des Maximums um 16 Uhr GMT die größte statistische Unsicherheit an. Das Minimum der Lufttemperatur wurde um 4 Uhr GMT beobachtet. Die Extrema der oberflächennahen Wassertemperatur wurden zu den selben Zeiten festgestellt. Doch ist der Tagesgang in 1 m Tiefe statistisch nicht signifikant. Die mittlere „Tagesamplitude“ betrug 0,2 K um den Wert $\bar{\theta}(1 \text{ m}) = 13,87$ °C. Die entsprechenden Vertrauensbereiche sind im Tagesverlauf einheitlich. Für die Zeit der DS betrug die mittlere Differenz der Temperatur zwischen Luft und Wasser nur 0,4 K. Daraus ist auf relativ

unbedeutende fühlbare Wärmeströme zu schließen.

Das mittlere Vertikalprofil der Dichteschichtung zeigt in Abb. 8a annähernd eine Zweiteilung. So scheint es angebracht, einige ausgewählte Untersuchungsgrößen diesbezüglich zu untersuchen. Die Deckschicht nahm im Mittel die Schicht zwischen der Oberfläche (0 m) und der Tiefe von 20 m ein. Die Unterschicht erstreckte sich von etwa 30 m bis zur letzten Meßtiefe in 78 m. Aus der Abb. 10d geht hervor, daß in beiden Schichten kein gesicherter Tagesgang in Erscheinung tritt. Bemerkenswert ist die große Unsicherheit der Mittelwerte innerhalb der Deckschicht. Sie wurde um 4 Uhr GMT am geringsten. Die Vertrauensbereiche der Terminwerte sind in der Deckschicht etwa um den Faktor drei größer als in der Unterschicht. Entsprechend der engen Beziehung zwischen Temperatur- und Dichteschichtung verhalten sich die Vertrauensbereiche der mittleren Dichtewerte, die durch σ_t -Einheiten ausgedrückt wurden.

Die in der Abb. 10d deutlich gewordene Unsicherheit der Terminmittelwerte über die beiden Schichten legt nahe, daß die vertikalen Vermischungsprozesse innerhalb der Deckschicht zeitlich kräftiger variierten als in der Unterschicht. Ein mögliches Maß für die Eigenschaftsvermischung ist die Tiefe der thermischen Homogenisierung der Wassersäule. Sie wird vorrangig in der Windmischungs- und in der Bodenreibungsschicht beobachtet. Dabei ist die Mächtigkeit der Windmischungsschicht allgemein größer als die der Bodenreibungsschicht. Die thermische Mischungsschicht in Oberflächennähe wird durch H^+ ausgedrückt. Es ist die Tiefe, bei der die Temperatur 1 K geringer ist als an der Oberfläche. Ihr Mittelwert war $\bar{H}^+ = 16,4$ m. Ein signifikanter Tagesgang konnte für H^+ nicht nachgewiesen werden. Nur scheinbar ist ein Doppeltagesgang erkennbar, wie auch für die Windgeschwindigkeit in Abb. 10b. Der Vergleich von Abb. 10b mit Abb. 10d läßt erkennen, daß die Vertrauensbe-

reiche für H^+ dann besser werden, wenn sie sich für $|V_w|$, $\hat{\tau}^x$ und $\hat{\tau}^y$ verschlechtern. es bleibt Spekulation, ob diese Feststellung durch windbedingte Vermischungsprozesse erklärbar ist. Auch ist der Einfluß der nächtlichen Konvektion dabei nicht auszuschließen. Während der Nachtstunden kühlt sich das Oberflächenwasser infolge der langwelligigen Ausstrahlung ab und wirkt relativ zur Umgebung schwerer. Das schwerere Wasser sinkt in tiefere Schichten ab. So wird die Wassersäule bis zur Absinktiefen thermisch homogenisiert. Die Konvektionstiefe kann tiefer hinab reichen als die lokale Windmischungstiefe. Würde die Konvektion entscheidend in die Vermischung der Deckschicht eingreifen, dann sollte in den frühen Morgenstunden eine positive Anomalie des Sauerstoffgehaltes erwartet werden können, falls von biologisch bedingter Sauerstoffzehrung abgesehen wird. Die Sauerstoffgehalte in Abb. 10e bestätigen diese Erwartung nicht. Dagegen traten positive Anomalien in den frühen Nachmittagsstunden auf, die sich auf den Mittelwert $\bar{O}_2 = 6,12$ ml dm⁻³ beziehen. Dadurch wird es wahrscheinlicher, daß die lokale Sauerstoffversorgung vorrangig durch windbedingte Vermischungsprozesse erfolgte (vgl. Abb. 10b mit Abb. 10e), die ihren Ausdruck in den Vertrauensbereichen der Terminmittelwerte finden. Der mittlere Gehalt an Sauerstoff war in der 20-m-Deckschicht um den Faktor 11 größer als in der Unterschicht zwischen 30 m und 78 m. Das ausgewertete Beobachtungsmaterial weist keinen gesicherten Tagesgang innerhalb der beiden separierten Schichten auf. In der Unterschicht wurden einheitliche Vertrauensbereiche für O_2 ermittelt. Für den Phosphatgehalt traf dies nicht zu. Seine Vertrauensbereiche verunsicherten die Terminwerte in der Deck- und Unterschicht gleichermaßen. Daraus ist auf eine große mehrtägige Variabilität im Phosphatgehalt beider Schichten zu schließen. Seine Mittelwerte waren in der Unterschicht um den Faktor 3 größer als in der Deckschicht. Ein signifikanter Tagesgang, wie er durch bio-

logische Aufzehrungsraten erwartet werden kann, wurde in keiner Schicht vorgefunden. Im Phosphatgehalt der Deck- und Unterschicht dominierten die mehrtägigen Variationen. Plausibel wird diese Beobachtung durch die Vorstellung von pulsierender Advektion im Gebiet der Ankerstation, die eine sporadische Zuführung von kaltem und nährstoffreichem Tiefenwasser bewirkt.

Dementsprechend konnten im Chlorophyll-a ebenfalls keine gesicherten mittleren Tagesgänge nachgewiesen werden. Nach der Abb. 10f trifft diese Feststellung für die Meßtiefen von 1, 5, 10, 20, 30 und 50 m zu. Ein Maximum wird um 10 Uhr GMT und ein Minimum um 19 Uhr GMT innerhalb der Schicht von 1 m bis 5 m angedeutet. Die Mittelwerte beider Tiefen sind statistisch nicht signifikant voneinander verschieden. Der mittlere Maximalwert über die Dauer der DS wurde mit $\overline{CL}(10\text{ m}) = 11,5\text{ mg m}^{-3}$ im 10-m-Niveau gemessen. Unterhalb der Dichtesprungschicht nahmen die mittleren Chlorophyll-a-Werte nahezu linear mit der Tiefe ab. Dabei kam es innerhalb der 20-m-Schicht zu keinen wesentlichen Änderungen in den Vertrauensbereichen. Unterhalb der Sprungschicht wurden dagegen kräftige Unsicherheiten in den Schätzungen der Mittelwerte vorgefunden. Beispielsweise deuten die großen Vertrauensbereiche zu den Terminen um 4, 10 und um 22 Uhr GMT in 50 m Tiefe auf große Varianzen hin, die durch „Ausreißer“ verursacht wurden. Wird von methodischen Fehlern abgesehen, dann wird der sporadische Einschub von herangeführten Chlorophyllanreicherungen sehr wahrscheinlich.

Summarisch kann aus den mittleren Tagesverläufen und ihren Vertrauensbereichen gefolgert werden, daß die Dauer einer Ankerstation von 15 Tagen nicht ausreicht, um statistisch gesicherte Tagesgänge für alle auftriebsrelevanten Untersuchungsgrößen nachzuweisen, für die eine entsprechende Erwartungshaltung vorliegt.

Der Nachweis von charakteristischen Tagesgängen erfolgte für die meteorologischen

Größen Luftdruck, Dampfdruck, relative Luftfeuchtigkeit und Lufttemperatur sowie für die Temperaturdifferenz Luft-Wasser. Innerhalb der Deckschicht von der Oberfläche bis 20 m Tiefe und in der Unterschicht von 30 m bis 78 m Tiefe gelang der Nachweis für ausgewählte ozeanologische Größen nicht.

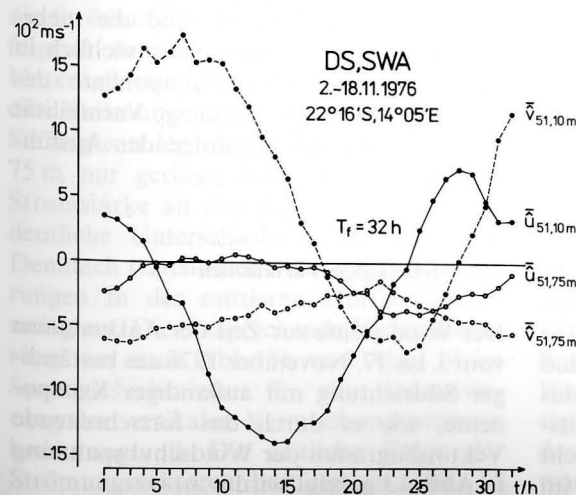
7.2. Mittlere Trägheitsoszillationen

Die spektralanalytische Auswertung der Strömungsmeßreihen der Bojen 51, 52 und 53 durch HAGEN (1979) ergab eine Energieakkumulation im Bereich der lokalen Trägheitsfrequenz f . Nach den Untersuchungen von POLLARD (1970) kann davon ausgegangen werden, daß die Strömungsschwankungen mit der Trägheitsperiode $T_f = 2\pi/f$ durch plötzliche Veränderungen im Wind ausgelöst werden. Dabei bestimmt der Winkel zwischen Wind- und Strömungsvektor weitgehend, ob die Oszillation zu- oder abnimmt. Sind die Trägheitsoszillationen einmal angeregt worden, dann kann im offenen Meer nur die Dissipation dämpfend auf sie wirken. In der Nachbarschaft von Küsten ist nur schwer zwischen Trägheitsoszillation und Trägheitswelle zu unterscheiden. Dort wird der Unterschied zwischen Schwere- und Trägheitswelle bedeutungsvoll. Beispielsweise strahlen die Küsten die Trägheitswellen mit einer geringeren Gruppengeschwindigkeit ab, als es für die Schwerewellen der Fall ist, d. h., die Trägheitswellen verlassen das Anregungsgebiet langsamer als die Schwerewellen. Die lokal erzeugten Trägheitsoszillationen beschreiben nach VERONIS (1956) keine Massenumverteilung, sondern entsprechen vielmehr einer energetischen Pulsation der Strömung. Nicht Rotoren im Feld der an die Meeresoberfläche angreifenden Windschubspannung lösen derartige Stromschwankungen aus, sondern die bis zur Windmischungstiefe durchgreifende Volumenkraft der Windschubspannung. Daher sind sie innerhalb der durchmischten Deck-

schicht am deutlichsten ausgebildet und nehmen in ihrer Stärke mit zunehmender Tiefe ab. Ihre Intensität ist invers proportional zur Mächtigkeit der Windmischungsschicht. Theoretisch wird in der Unterschicht ein Zeitverzug erwartet, der einem Phasensprung von 180° relativ zur Deckschicht entspricht.

Da alle Strömungsmessungen der drei Bojen und auch die Zeitreihen von der Ankerstation die Trägheitsoszillationen enthielten, wurden die Messungen über die Dauer von $T_f = 32\text{ h}$ übergreifend gemittelt. Die erhaltenen Mittelwerte repräsentieren eine Tiefpaßrealisierung der Beobachtungen, in der der Einfluß der Trägheitsvariabilität unterdrückt worden ist. Anschließend wurden die Tiefpaßwerte von der Ausgangsreihe subtrahiert. Die erhaltene Differenz entspricht einer Hochpaßrealisierung, in der die niederfrequenten Variationen mit Perioden länger als T_f eliminiert worden sind. Die Tiefpaßreihen bildeten die Basis für die Analyse der mehrtägigen Variabilität, während die Hochpaßreihen die Grundlage für die Untersuchung der Trägheitsschwankungen lieferten.

Ähnlich wie bei der Berechnung eines mittleren Tagesganges wurden zur Bestimmung einer mittleren Trägheitsoszillation alle interessierenden Zeitreihen gemittelt.



Daraus resultierte eine Kurve mit 32 Stützstellen, die der T_f entsprach. Für die an der Boje 51 gemessenen Strömungskomponenten sind die erhaltenen Trägheitsschwankungen in der Abb. 11 für die Tiefen von 10 m und 75 m dargestellt. Sowohl für die küstensenkrechten als auch für die küstenparallele Stromkomponente sind die Kurven aus 10 m und 75 m Tiefe sinusförmig und gegeneinander verschoben. Die Amplituden sind in der oberen Tiefe um den Faktor 8 größer als in der bodennahen Tiefe. Dort, wo beispielsweise in der \hat{v} -Komponente der 10-m-Messung das Minimum erscheint, wird in 75 m Tiefe ein Maximum angezeigt. Dadurch wird die erwartete Phasenverschiebung der Trägheitsoszillation von 180° zwischen Deck- und Tiefenschicht deutlich.

Aus den in Abb. 11 dargestellten mittleren Trägheitsschwankungen wurden fortschreitende Vektordiagramme konstruiert. Sie sind in der Abb. 12 dargestellt. In der Oberflächennähe wurden an den Bojen 51 und 53 nahezu ideale Trägheitsoszillationen vorgefunden. Die Vektordiagramme sind fast kreisförmig. Ihre schwache Ellipsenform zeigt mit der großen Halbachse parallel zum Isobathenverlauf. In den Zwischenschichten erscheinen die Trägheitsvariationen deutlich abgeschwächt, etwa

Abb. 11
Beispiel für den mittleren Verlauf der küstensenkrechten \bar{u} und der küstenparallelen Komponente der Strömung \bar{v} über die Dauer einer Trägheitsperiode T_f in 10 m und 75 m Tiefe

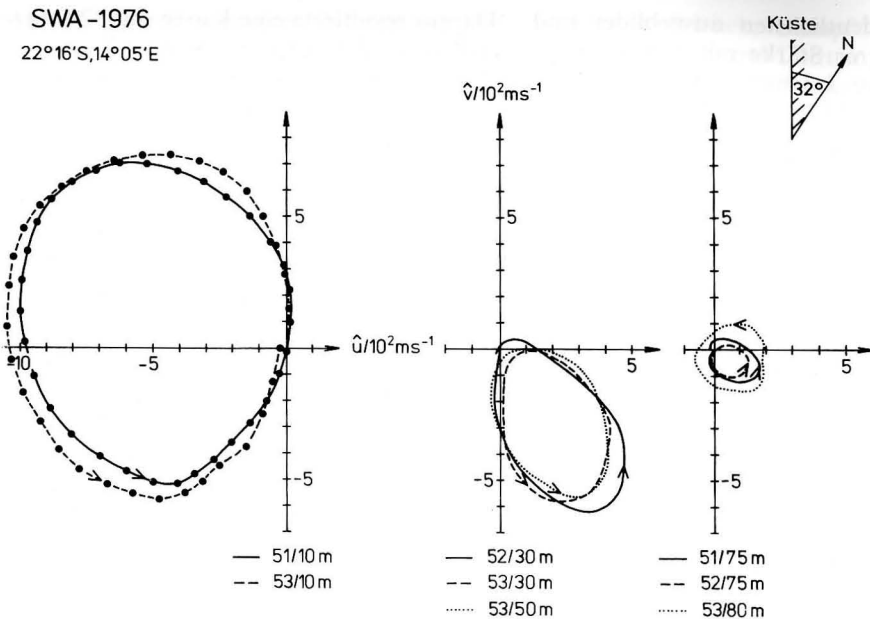


Abb. 12
Fortschreitende Vektordiagramme der trendfreien Strömung über eine Trägheitsperiode T_T an den Bojen 51, 52 und 53; vgl. Abb. 5 für Position (Das Diagramm aus der Tiefe von 80 m an Boje 53 wurde der Übersichtlichkeit wegen parallel zur \hat{u} -Achse verschoben!)

um den Faktor 2. Hier dominiert die Ellipsenform, deren große Halbachse einen mittleren Winkel von 35° zum Küstenverlauf besitzt. Zur mittleren Windrichtung hatte sie einen Winkel von 90° (vgl. Abb. 8b mit Abb. 13). Die stärksten vertikalen Änderungen des Trägheitssignals wurden im Niveau der Dichtesprungschicht festgestellt (vgl. Abb. 8a mit Abb. 13). In Bodennähe war der Einfluß von T_T auf die Strömung am geringsten. Erwartungsgemäß ist der Umlaufsinn der Trägheitsbewegungen in allen Meßtiefen entgegen dem Uhrzeigersinn gerichtet gewesen. Die hier nicht wiedergegebenen Zeitreihen der entsprechenden Vektordiagramme für einzelne Trägheitsperioden ließen erkennen, daß sich die Amplituden von Zyklus zu Zyklus kräftig veränderten, d. h., die Trägheitsoszillationen waren in ihrer Intensität nicht konstant. Sie erreichen ihr Maximum im

Zyklus um den 11. 11. 1976. Aus der Instationarität der beobachteten Trägheitsschwingungen im Stromfeld ist zu folgern, daß der SEP selbst mehrtägige Variationen enthielt, die derartige Perioden stets neu anregten. Nach Abb. 9b sind die mehrtägigen Windänderungen hauptsächlich in der meridionalen Windkomponente des SEP enthalten. Die mehrtägige Variabilität ist Gegenstand der nachfolgenden Ausführungen.

7.3. Mehrtägige Variationen

Der Wind wehte zur Zeit der Ankerstation vom 3. bis 17. November 1976 aus beständiger Südrichtung mit aufländiger Komponente, wie es durch das fortschreitende Vektordiagramm der Windschubspannung in Abb. 13 gezeigt wird.

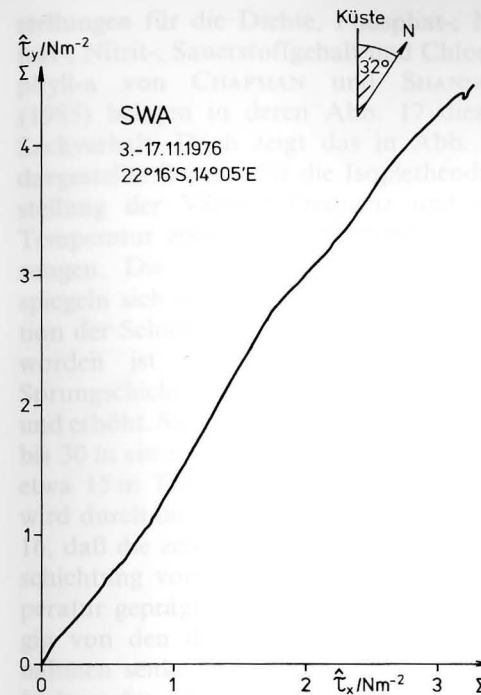


Abb. 13
Fortschreitendes Vektordiagramm für die über T_T übergreifend gemittelte Windschubspannung auf der Ankerstation vor Südwestafrika (SWA)

Der Strom setzte im 10-m-Horizont nach Nordwesten. Diese Richtung entspricht der des Benguelastromes.

Während der Beobachtungszeit drehte die Strömung in dieser Tiefe einem Trend folgend entgegen der Uhrzeigerrichtung. Unterhalb der Dichtesprungschicht wurde eine Strömung nach Südwesten gemessen. Sie zeigte in der Schicht zwischen 30 m und 75 m nur geringe Abweichungen für die Stromstärke an den drei Meßbojen, aber deutliche Unterschiede in der Richtung. Demnach traten in der Unterschicht Scheuerungen in der mittleren Horizontalströmung auf. Die entsprechende Vertikalscherung war nach Abb. 8b und Abb. 14 im Sprungschichtniveau für eine Intensivierung der vertikalen Vermischungsprozesse bedeutungsvoll. Die zeitliche Folge der Strömungsvektoren bestätigt in Abb. 15

diesen Schluß. Gleichzeitig wird deutlich, daß mit episodischen Windereignissen die Strömung innerhalb der Deckschicht, beispielsweise im 10-m-Niveau, beachtlich variiert. Augenfällig sind drei Windereignisse, die am 3. und 4. 11., am 8. und 9. 11. sowie vom 11. bis 13. 11. stattfanden. Nach dem 14. 11. herrschte eine Schwachwindperiode vor. Zu dieser Zeit drehte nach Abb. 14 der Strom in 10 m Tiefe deutlich kräftiger entgegen dem Uhrzeigersinn. Unterhalb der Sprungschicht alternierte die Strömung mit abwechselnder küstensenkrechter und küstenparalleler Richtung. Die mehrtägigen Strömungspulsationen erfaßten die Wassersäule von 30 m bis 80 m, unabhängig von der Position der drei Meßbojen, wie es für den abgeschätzten mittleren ROSSBY-Radius $\bar{R} = 3,4$ km erwartet werden konnte. Sowohl die drei Bojen mit Strömungsmessern als auch die Ankerstation lagen nach Abb. 5 innerhalb dieses kritischen Maßstabes der Bewegungsläufe. Visuell alternierte nach Abb. 15 die Strömung in der Unterschicht mit einer Periode von etwa 5 Tagen. Nach der Windzunahme vom 8. bis 9. 11. wurde hier die Strömung nach Südwesten mit einer schwach ablandigen, aber einer kräftigen küstenparallelen Komponente gemessen. Stromfeldpulsationen bewirkten nach dem 6. 11. nur noch eine Abschwächung und Verstärkung der Südwestströmung. Eine positive Nordkomponente wurde danach nicht mehr beobachtet. Die entsprechenden fortschreitenden Vektordiagramme legen in der Abb. 14 nahe, daß das an der DS angetroffene Wasser in der Unterschicht aus einem Gebiet herangeführt worden ist, welches sich etwa 70 km nordöstlich der DS befand. Das Herkunftsgebiet lag nach Abb. 1 und Abb. 4 in Nachbarschaft des regionalen Minimums im Sauerstoffgehalt und nach Abb. 6 in der Nähe der Station 336. Die küstenparallelen Schnitte in Abb. 6 lassen den Schluß zu, daß das herangeführte Wasser sich in seinen Eigenschaften nicht signifikant von dem Wasser unterschied, das zum Meßbeginn an der DS angetroffen worden ist. Entsprechende Isoplethendar-

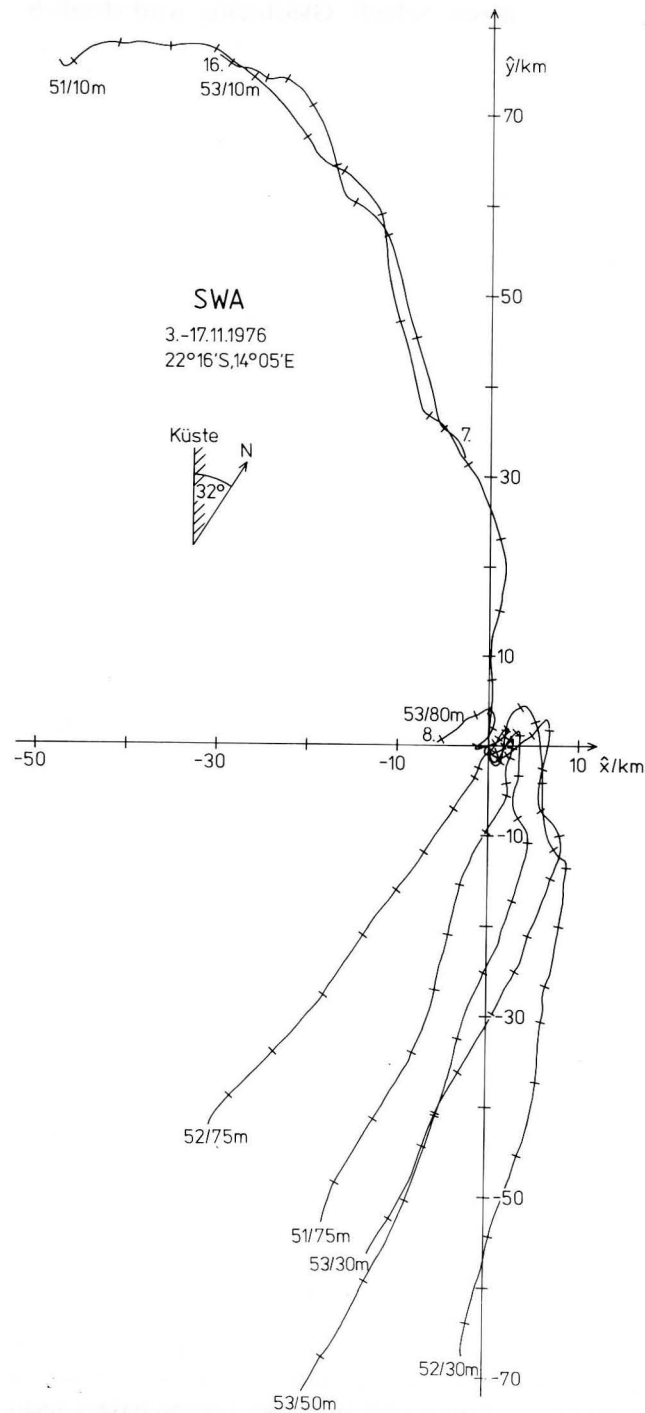


Abb. 14

Fortschreitende Vektordiagramme mit Tagesmarken der über T_f übergreifend gemittelten Strömungswerte, die an den Bojen 51, 52 und 53 gemessen worden sind; vgl. Abb. 5 für Bojenpositionen (Der Strömungsmesser in 10 m Tiefe an Boje 53 wurde zwischenzeitlich gewartet und der in 80 m Tiefe an Boje 53 fiel ab 8. 11. vollständig aus!)

stellungen für die Dichte, Phosphat-, Nitrat-, Nitrit-, Sauerstoffgehalt und Chlorophyll-a von CHAPMAN und SHANNON (1985) belegen in deren Abb. 17 diesen Sachverhalt. Doch zeigt das in Abb. 16 dargestellte Beispiel für die Isolethendarstellung der VÄISÄLÄ-Frequenz und der Temperatur episodisch auftretende Änderungen. Die angeführten Windereignisse spiegeln sich nicht in der zeitlichen Reaktion der Schichtung wider, wie es erwartet worden ist. Der Schichtungsgrad der Sprungschicht wird abwechselnd erniedrigt und erhöht. Sie nimmt die Schicht von 10 m bis 30 m ein und erreicht ihr Maximum in etwa 15 m Tiefe (vgl. Abb. 8a). Deutlich wird durch die Gegenüberstellung in Abb. 16, daß die zeitliche Reaktion der Dichteschichtung vorrangig durch die der Temperatur geprägt wird. Scheinbar unabhängig von den drei beobachteten Windzunahmen senkt sich beispielsweise die Tiefenlage der 13 °C-Isotherme von Meßbeginn bis zum 11. 11. ab, um danach wieder aufzusteigen. Diese Feststellung steht im Einklang mit dem Verhalten der mittleren thermischen Mischungstiefe H^+ in Abb. 18 und weiterer Untersuchungsgrößen, was noch gezeigt werden wird. So erreichte auch die 12 °C-Isotherme am 11. 11. ihre tiefste Lage. Nach Abb. 16 verdeutlicht sich die Bodenreibungsschicht durch labile Schichtungsverhältnisse, die vom Boden bis zu einer Tiefe von 60 m auftraten. Demnach war sie am 10. und 11. 11. am mächtigsten. Zu dieser Zeit begann die Strömung in der Unterschicht einheitlich nach Südwesten zu setzen (Abb. 15).

Daraufhin wurden die mehrtägigen Variationen in den meteorologischen Parametern untersucht. Die Meßreihen und deren Tiefpaßrealisierung sind in Abb. 17 dargestellt. Der Luftdruck zeigt beachtliche Schwankungen ohne erkennbare mehrtägige Periodizität. Deutlich wird auch hier der subtropische Doppeltagesgang. Der mittlere Luftdruck verringert sich bis zum 14. 11., um danach wieder anzusteigen. Zwischen dem lokalen Luftdruckverhalten

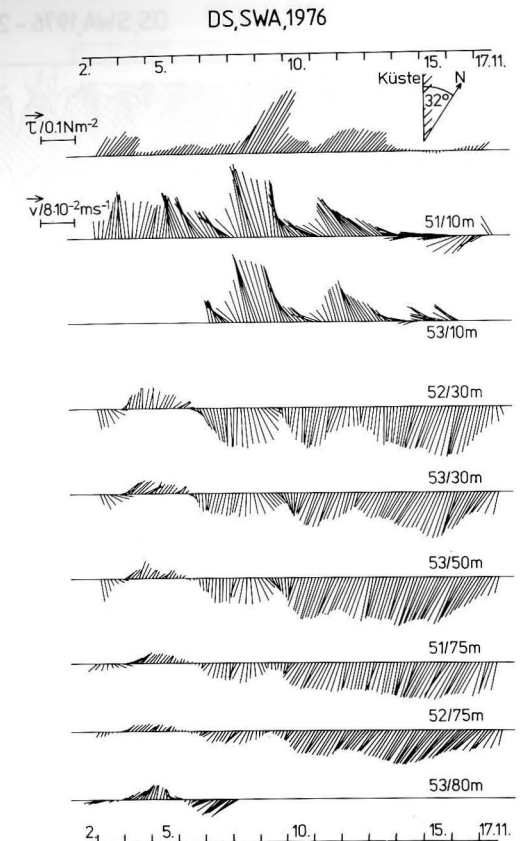


Abb. 15

Vektorfolge der über T_f übergreifend gemittelten Windschubspannung an der Dauerstation (DS) mit denen der Strömung von Bojen 51, 52 und 53; vgl. Abb. 5 für Positionen

und dem Wind bestand keine eindeutige Korrespondenz. Dagegen zeigt die Lufttemperatur in Abb. 17 bis zum 11. 11. eine beständige Abnahme und danach eine Zunahme. Diese Reaktion entspricht derjenigen eines meteorologischen „Frontdurchganges“. Der Tagesgang der Lufttemperatur variiert in seiner Amplitude von Tag zu Tag. Invers zum Trend der Lufttemperatur verhält sich der Trend der relativen Luftfeuchtigkeit. Mehrtägige Perioden konnten für beide Größen nicht festgestellt werden. Anders verhält sich die Trendkurve des Dampfdruckes. Seine

DS, SWA, 1976 - 22°16'S, 14°05'E

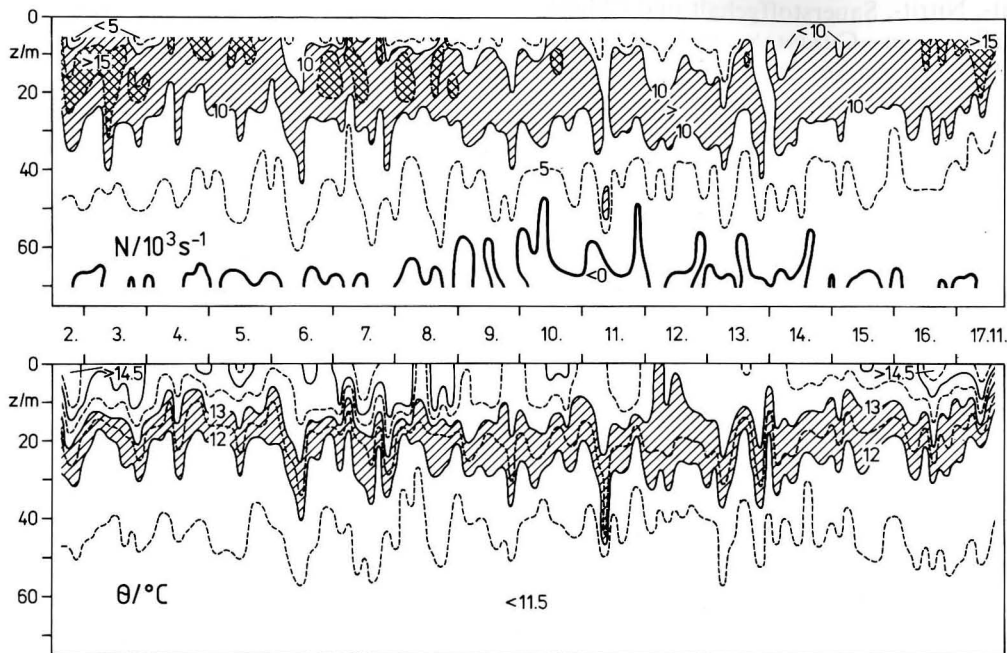


Abb. 16

Isoplethendarstellungen in dreistündiger Folge für die VÄISÄLÄ-Frequenz N als Schichtungsmaß und für die Temperatur θ auf der Dauerstation (DS) bei 81 m Wassertiefe (Der Sprungschichtbereich wurde schraffiert; mit $N < 0$ wird die Existenz einer labilen Schichtung in Bodennähe angezeigt!)

mehrtägigen Zyklen korrespondieren zu denen des Luftdruckes. Doch entsprechen diese Rhythmen nicht den Zyklen von 3 bis 4 Tagen, wie sie für die Differenz Luft-Wassertemperatur in Abb. 18 ausgewiesen wird. Der Vergleich der trendbehafteten Zeitreaktionen in der Lufttemperatur, der Strömung in 10 m Tiefe und in der thermischen Mischungstiefe deutet darauf hin, daß die beobachteten Änderungen im Wasserantrieb durch eine großräumige Umstellung des Wind- und Stromfeldes erklärbar sind. Dementsprechend reagierte die vertikal gemittelte VÄISÄLÄ-Frequenz in Abb. 18. Sie erlangte ihr Minimum am 12. 11., etwa einen Tag nachdem für die thermisch vermischte Schicht H^+ ein Tiefenmaximum beobachtet worden ist. Nach Abb. 18 blieb

der über die Wassersäule gemittelte Phosphatgehalt von der Umstellung im Stromfeld unbeeinflusst. Daraus ist zu schlußfolgern, daß das Nährstoffmilieu während der Zeit der DS einheitlich war, nicht aber die vertikale Nährstoffverteilung innerhalb der Wassersäule. Die vorliegenden Beobachtungen belegen, daß das Trendverhalten innerhalb des Auftriebs von der Oberfläche bis zum Boden vorrangig durch die in Abb. 15 ausgewiesene Umstellung in der Strömung hervorgerufen worden ist. Die lokalen Auftriebsbedingungen wurden entscheidend durch die advektiven Prozesse bestimmt, die großräumiger Natur waren. Dadurch erhielten u. a. auch die lokalen Schichtungsverhältnisse einen Trend aufgeprägt, da sowohl der Wärmeinhalt der

DS, SWA, 1976

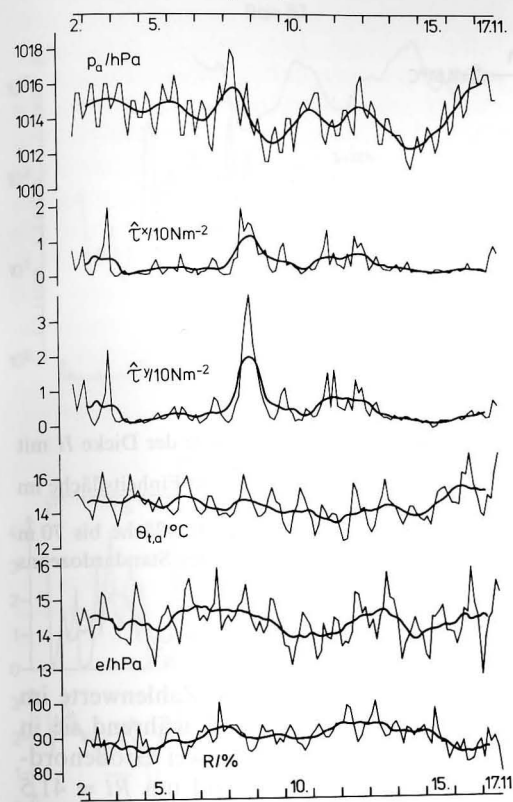


Abb. 17

Zeitlicher Verlauf ausgewählter meteorologischer Größen in dreistündiger Folge mit den über $T_f = 32 \text{ h}$ übergreifend gemittelten Trendverläufen (dicke Linie) auf der Dauerstation (DS) für: Luftdruck p_a , küstensenkrechte $\bar{\tau}^x$ und küstenparallele Komponente der Windschubspannung $\bar{\tau}^y$, Lufttemperatur $\theta_{t,a}$, Dampfdruck e , relative Luftfeuchtigkeit R

Wassersäule als auch deren Vorrat an potentieller Energie verändert worden ist. Aus dem Trendverlauf der vertikal von 1 m bis zur letzten Meßtiefe integrierten Temperaturwerte in Abb. 19 ist zu ersehen, daß, im Vergleich zum Windverlauf in Abb. 15, der totale Wärmeinhalt etwa 4 Tage nach den Windereignissen reagiert. Die integralen Temperaturwerte T_i sind ein Maß für den Wärmeinhalt der Wassersäule pro Einheitsfläche. Die Anomalien beziehen sich in Abb.

DS, SWA, 1976

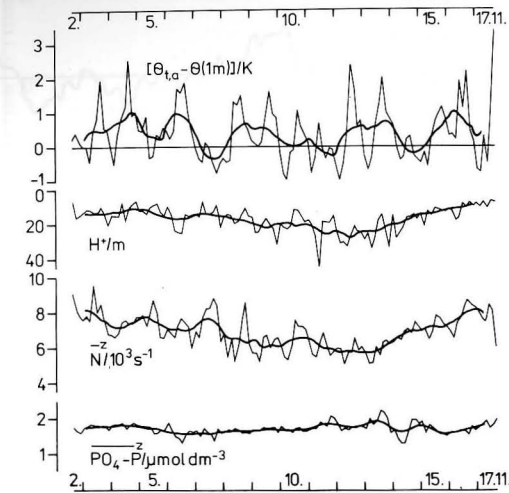


Abb. 18

Zeitlicher Verlauf einiger ozeanologischer Parameter in dreistündiger Folge mit den über $T_f = 32 \text{ h}$ übergreifend gemittelten Trendverläufen (dicke Linie) auf der Dauerstation (DS) für die Temperaturdifferenz Luft-Wasser ($\theta_{t,a} - \theta(1 \text{ m})$) als Maß für den fühlbaren Wärmeaustausch, für die thermisch vermischte Deckschicht H^+ und für die vertikal gemittelte Schichtung \bar{N}^z im Vergleich mit dem entsprechenden mittleren Phosphatgehalt $\text{PO}_4 - \text{P}$ als Indikator für den Nährstoffvorrat innerhalb der Wassersäule

19 auf den Mittelwert über die Zeit der DS. Relativ zum Mittelwert schwanken die Anomalien lediglich um 1%. Beispielsweise wurden am 7. 11. positive Abweichungen beobachtet, die man als Reaktion auf das Auffrischen des Windes am 3. 11. interpretieren kann, bzw. am 16. 11. als Reaktion auf die Windzunahme vom 11. 11. Da die Strömungsmessungen darauf schließen lassen, daß das Herkunftsgebiet des herangeführten Wassers annähernd 70 km nordöstlich der DS lag, ergibt sich mit der festgestellten Zeitreaktion eine mittlere Advektionsgeschwindigkeit von $0,02 \text{ m s}^{-1}$. Dieser Wert entspricht der vertikal und zeitlich gemittelten Geschwindigkeit $\bar{v} = 0,024 \text{ m s}^{-1}$ zwischen den Tiefen von 30 m bis 75 m an den drei Meßbojen.

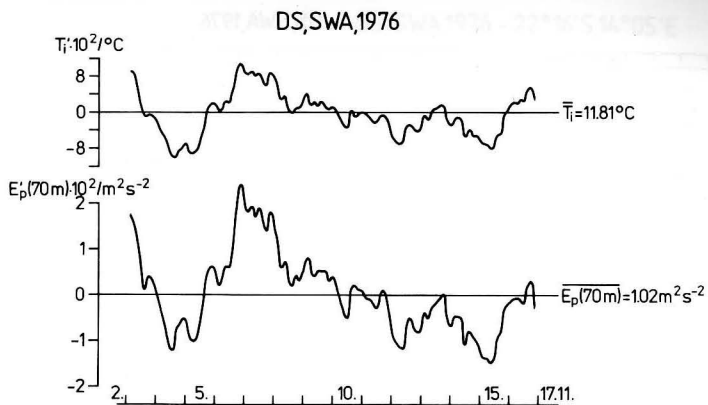


Abb. 19

Trendverlauf der integralen Temperaturanomalien $T_i' = (T_i - \bar{T})$ über die Wassersäule der Dicke H mit $T_i = H^{-1} \int_0^H \theta(z) dz$ als Maß für die Beschreibung der Variation des Wärmeinhaltes pro Einheitsfläche im

Vergleich zu den entsprechenden Anomalien der potentiellen Energie E_p' von der Oberfläche bis 70 m Tiefe, resultierend aus dem Integral über die Dichteanomalien relativ zur Dichte des Standardozeans ($1 \text{ dyn mm} = 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)

Nach Abb. 19 bestimmen die Trendverläufe der T_i' -Werte ausschlaggebend das Anomalieverhalten der potentiellen Energie in 70 m Tiefe. Die vertikale Temperaturstruktur bestimmte die Schichtungsstruktur, und diese wurde durch die Advektion in der Unterschicht modifiziert. Damit veränderten sich die Werte der schichtungsabhängigen potentiellen Energie innerhalb der Wassersäule. Die verfügbare potentielle Energie wurde unterschiedlich in den betreffenden Wassertiefen in kinetische Energie der Strömung umgewandelt. Der Umwandlungsgrad wird durch die Richardson'sche Gradientenzahl Ri beschrieben. In der Abb. 20 ist diese Maßzahl für den Sprungschichtbereich von 10 m bis 30 m und für die Unterschicht von 30 m bis 50 m dargestellt. Je geringer Ri , desto größer ist die Tendenz zur Energieumwandlung. Eine kräftige Schichtung bei geringer vertikaler Stromscherung liefert große Ri -Werte, während geringe Schichtungen und starke Stromscherungen kleine Ri -Zahlen bedingen. Der kritische Bereich wird für $Ri \approx 0,5$ erreicht. Im Niveau der Sprungschicht

schwanken die erhaltenen Zahlenwerte im Mittel um $\bar{Ri} = 1,2 \pm 0,2$, während sie in der Unterschicht ein bis zwei Größenordnungen darüber liegen und um $\bar{Ri} = 41,5 \pm 13,7$ variieren. Demzufolge sind energetische Umwandlungsprozesse im Sprungschichtbereich wahrscheinlich. Durch die Kombination von Schichten und Stromscherung wird hier die Produktion von hochfrequenten Strömungsfuktuationen denkbar. Diese als „Turbulenz“ zusammengefaßten Strömungseigenschaften können zusätzlich zur winderzeugten Vermischung und zur Konvektion einen Vermischungsbeitrag leisten. Innerhalb der Unterschicht wurden bis zum 8./9. 11. dynamisch stabile Bedingungen vorgefunden. Nach dem „Windimpuls“ änderten sich die Verhältnisse. Die Ri -Werte erreichten am 13. 11. ein Minimum mit Werten um $Ri = 1$. Anschließend konnte eine beständige Zunahme beobachtet werden, die bis zum Abbruch der Messungen anhielt. Der Zeitverlauf der Ri -Zahlen in Abb. 20 korrespondiert zum Verlauf der T_i' -Werte und zu dem der potentiellen Energie in Abb.

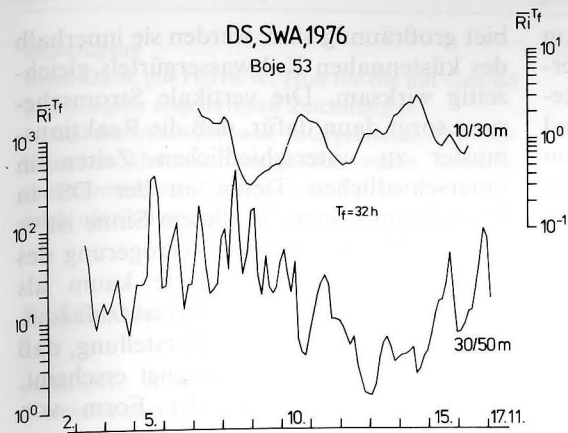


Abb. 20

Trendverläufe der Richardson'schen Gradientenzahlen $Ri = N^2 / (dv/dz)^2$, ermittelt aus den über T_f übergreifend gemittelten Stromscherungen an der Meßboje 53 und der entsprechenden Schichtung N^2 an der Dauerstation (DS) für den Tiefenbereich der Sprungschicht zwischen 10 m und 30 m sowie für die Unterschicht zwischen 30 m und 50 m

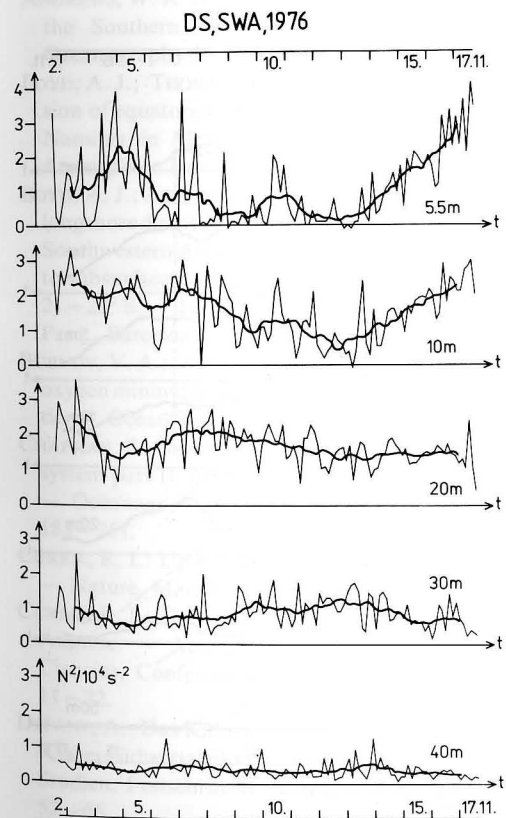


Abb. 21

Zeitlicher Verlauf der quadratischen Väisälä-Frequenz N^2 in dreistündiger Folge und den über T_f übergreifend gemittelten Trendkurven (dicke Linie) in fünf Meßtiefen an der Dauerstation (DS) (Bemerkenswert sind die Minima der Schichtung am 12./13. 11. innerhalb der oberen 10 m-Schicht!)

19. Das ähnliche Zeitverhalten wird offensichtlich durch die advektiven Strömungsprozesse bestimmt. Im Niveau der Sprungschicht wurden völlig andere Bedingungen für die dynamische Stabilität vorgefunden. Wie auch die Strömung in Abb. 15 haben die Ri -Werte eine Periodizität von 3 bis 4 Tagen ohne vergleichbaren Trend. Diese Beobachtung spricht für wellenartige Rhythmen im Strom- und Massenfeld.

Die Trendverläufe der quadratischen Väisälä-Frequenz bestätigen in Abb. 21 diesen Sachverhalt für die obere 10 m-Schicht. Die Schichtung erreichte hier am 12./13. 11. ein Minimum. Dieses konnte bezüglich der $Ri =$ Werte nur durch entsprechende Stromscherungen kompensiert werden. Aus dem Vergleich der Abb. 20 und Abb. 21 ist zu folgern, daß die Ri -Zahlen in der Unterschicht vorrangig durch Stromscherungen beeinflusst waren, in der Deckschicht aber von den Schichtungsbedingungen bestimmt worden sind.

Summarisch belegen die vorgestellten Beobachtungen auf der DS vor Namibia, daß innerhalb des küstennahen Kaltwassergürtels die advektiven Prozesse wesentlich das Trendverhalten der untersuchten Größen beeinflusst. Die Advektion wurde durch Variationen im Südostpassat umgestellt, die großräumiger Natur gewesen sein müssen. Großräumig wird hier so verstanden, daß sich die Windänderungen einheitlich über

ein Gebiet auswirkten, das auch das 70 km entfernte Herkunftsgebiet des in der Unterschicht herangeführten Wassers beinhaltete. Beispielsweise berichteten BOYD und THOMAS (1984) über das Vordringen von Warmwasser nach Süden, das gleichfalls durch großräumige Anomalien im SEP ausgelöst worden war. Von Bedeutung ist dabei, daß daran stets eine Abschwächung der Folgeerscheinungen des Auftriebs eingeleitet wird. Dazu gehört auch die Abnahme der Konzentration von Phyto- und Zooplanktonbiomasse sowie die des Chlorophyll-a.

Durch die bisherigen Ausführungen über die Bedeutung der Advektion für die Interpretation des Trendverhaltens von Untersuchungsgrößen aus dem Auftriebsgebiet über dem Schelf vor Namibia läßt sich das mit der Tiefe stark variierende Zeitverhalten der Chlorophyll-a-Beobachtungen verstehen. In der Abb. 22 sind ihre Trendverläufe für die Meßhorizonte dargestellt. Die entsprechenden Verläufe für die Komponenten der Windschubspannung ermöglichen einen direkten Vergleich zwischen lokaler Anregung und „physikalisch bedingter Reaktion“. Bis zu einer Tiefe von 5 m, d. h. innerhalb der Windmischungsschicht, erfolgt eine sofortige Response. Ab 10 m Tiefe kann ein Zeitverzug zwischen Wind und Chlorophyll-a-Gehalt festgestellt werden. Mit wachsender Tiefe vergrößert sich diese Verzögerung. Typische Trendmuster in 20 m Tiefe erscheinen in 30 m nach 2 und in 50 m erst nach 6 Tagen. Die Zeitverzögerung nimmt nicht linear mit der Tiefe zu, sondern zeigt näherungsweise eine exponentielle Reaktion.

Hypothetisch kann aus der Abb. 22 die Schlußfolgerung gezogen werden, daß die beobachtete tiefenabhängige Zeitresponse im Chlorophyll-a vorrangig durch die Advektion verursacht worden ist. Das entfernt von der DS produzierte Muster im Trend des Chlorophyll-a wurde, je nach Advektionsgeschwindigkeit, in den Bereich der DS verfrachtet. Da die Störungen im SEP im Vergleich zum Untersuchungsge-

biet großräumig sind, werden sie innerhalb des küstennahen Kaltwassergürtels gleichzeitig wirksam. Die vertikale Stromsicherung sorgt dann dafür, daß die Reaktionsmuster zu unterschiedlichen Zeiten in unterschiedlichen Tiefen an der DS in Erscheinung treten. In diesem Sinne ist es in Abb. 22 ausgewiesene Verzögerung des Chlorophyll-a mit der Tiefe kaum als biologische Reaktion am Ort aufzufassen. Insofern domstriert diese Darstellung, daß es nicht in jedem Fall geeignet erscheint, derartige Zeitreihen in der Form von Isolethen darzustellen.

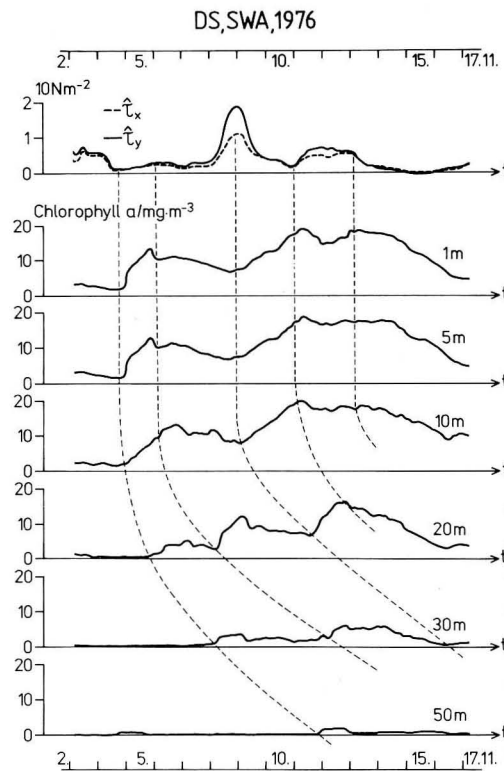


Abb. 22
Trendkurven der Windschubspannungskomponenten im Vergleich zu den entsprechenden Trends im Chlorophyll-a für sechs Beobachtungstiefen an der Dauerstation (DS)
(Der mit der Tiefe zunehmende Zeitverzug typischer Reaktionsmuster im Chlorophyll-a wurde nach visuellem Vergleich durch gestrichelte Linien markiert!)

Danksagung

Mein Dank gilt Herrn W. HUB für die mit Geduld und Sorgfalt angefertigten Zeichnungen.

Bei der Auswahl und Interpretation der biologischen Untersuchungsgrößen waren kritische und konstruktive Hinweise von Dr. W. KAISER für mich nützlich und der Arbeit förderlich.

8. Literatur

- AKIMA, H.: A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. — *J. Appl. Computational Math.* **17** (1970) (4), 589–602.
- ANDREWS, W. R. H.; HUTCHINGS, L.: Upwelling in the Southern Benguela Current. — *Progress in Oceanography* **9** (1980), 1–81.
- BOYD, A. J.; THOMAS, R. M.: A southward intrusion of equatorial water off northern and central Namibia in March 1984. — *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, No. 27 (1984), 16–17.
- BOYD, A. J.; AGENBAG, J. J.: Seasonal trends in the longshore distribution of surface temperatures off Southwestern Africa 18–34° S, and their relation to subsurface conditions and currents in the area 21–23° S. — In: *Int. Symp. Upw. W Afr.*, Inst. Pesq., Barcelona, Vol. I (1985), 119–148.
- BUBNOV, V. A.: Structure and characteristics of oxygen minimum layer in the Southeastern Atlantic. — *Oceanology* **12** (1972), 193–201.
- CHAPMAN, P.; SHANNON, L. V.: The Benguela ecosystem part II. Chemistry and related processes. — *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* **23** (1985), 183–251.
- CURRIE, R. I.: Upwelling in the Benguela Current. — *Nature*, March 21, 1953, 497–500.
- CURRIE, R. I.: The oceanography of the South-East Atlantic. — *Anais da Academia Brasileira de Ciencias, Conferencias*, Rio de Janeiro (1965), 11–22.
- DEFANT, A.: Das Kaltwasserauftriebsgebiet vor der Küste Südwestafrikas. — In: *Länderkundliche Studien, Festschrift W. Krebs*, Stuttgart (1936), 52–66.
- FRANCKE, E.; LASS, H. U.; MÖCKEL, F.; PLÜSCHKE, G.: Der ozeanologische Strömungsmesser LSK 801. — *Beitr. Meeresk.*, H. 44/45 (1980), 127–138.
- GONELLA, J.: A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series. — *Deep-Sea Res.* **19** (1972), 833–846.

HAGEN, E.: Zur Dynamik charakteristischer Variationen mit barotropem Charakter in mesoskalen ozeanologischen Feldverteilungen küstennaher Auftriebsgebiete. — *Geod. Geoph. Veröff.*, R. IV, H. 29 (1979), 3–71.

HAGEN, E.: Mesoscale upwelling variations off the west African coast. — In: *Coastal and Estuarine Sciences I, Coastal upwelling*, Editor: RICHARDS, F. A., American Geophysical Union, Washington, D. C. (1981), 72–78.

HAGEN, E.; SCHEMAINDA, R.; MICHELCHEN, N.; POSTEL, L.; SCHULZ, S.; BELOW, M.: Zur küstensenkrechten Struktur des Kaltwasserauftriebs vor der Küste Namibias. — *Geod. Geoph. Veröff.*, R. IV, H. 36 (1981), 99 S.

HANN-SÜRING: Lehrbuch der Meteorologie. Hrsg.: R. SÜRING. Vol. 1, 5. Auflage. — Leipzig W. Kellner 1939, 480 S.

HARRIS, T. F. W.; SHANNON, L. V.: Satellite-tracked drifter in the Benguela Current system. — *South Afric. J. Sci.* **75** (1979), 316–317.

HART, T. J.; CURRIE, R. I.: The Benguela Current. — *Discovery Reports* **31** (1960), 123–298.

HUTCHINGS, L.: The formation of plankton patches in the southern Benguela Current. — In: *Coastal and Estuarine Sciences I, Coastal upwelling*, Editor: F. A. RICHARDS, American Geophysical Union, Washington, D. C. (1981), 496–506.

JANKE, J.: Strömungen und Oberflächentemperaturen im Golf von Guinea. — *Archiv der Deutschen Seewarte* **38** (1920), 68 S.

JURY, M. R.: Wind shear and upwelling along the SW tip of Africa. — In: *Int. Symp. Upw. W Afr.*, Inst. Inv. Pesq., Barcelona, Vol. I (1985), 149–159.

LAMB, P. J.: On the mixed-layer climatology of the north and tropical Atlantic. — *Tellus* **36** (1984), 292–305.

LUTJEHARMS, J. R. E.: The physical oceanology of the South East Atlantic Ocean a bibliography for the period 1980 to 1985. — WNNR-Verlag T/SEA 8714, Stellenbosch, South Africa (1987), 102 pp.

LUTJEHARMS, J. R. E.; MEEWIS, J. M.: The extent and variability of south-east Atlantic upwelling. — *South Afric. J. Mar. Sci.* **5** (1987), 51–62

LUTJEHARMS, J. R. E.; STOCKTON, P. L.: Kinematics of the upwelling front off Southern Africa. — *South Afric. J. Mar. Sci.* **5** (1987), 35–49.

LUTJEHARMS, J. R. E.; VALENTINE, H. R.: Water types and volumetric considerations of the south-east Atlantic upwelling regime. — *South Afric. J. Mar. Sci.* **5** (1987), 63–71.

- MÖLLER, F.: Feuchtemessung, Thermodynamik der Atmosphäre, Wolkenphysik. — In: Meteorologisches Taschenbuch, Band II. Hrsg.: F. BAUR. — Leipzig: Geest & Portig 1970, S. 476–485.
- MÜLLER, G.: Über den Einsatz der Flachwasser-Bojenstation „Schelf 73“. — Seewirtschaft 9 (1974), 563–565.
- NELSON, G.; HUTCHINGS, L.: The Benguela upwelling area. — Progress in Oceanography 12 (1983), 333–356.
- PHILANDER, S. G. H.; YOON, J. H.: Eastern boundary currents and coastal upwelling. — J. Phys. Oceanogr. 12 (1982), 862–879.
- POLLARD, R. T.: On the generation by winds of inertial waves in the ocean. — Deep-Sea Res. 17 (1970), 795–812.
- SAUNDERS, P. M.: On the uncertainty of wind stress curl calculations. — J. Mar. Res. 34 (1976), 155–160.
- SCHEMAINDA, R.; SCHULZ, S.; NEHRING, D.: Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks, Teil I: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt 1970. — Geod. Geophys. Veröff., R. IV, H. 7 (1972), 57 S.
- SCHULZ, S.; SCHEMAINDA, R.; NEHRING, D.: Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Auftriebsprozesse, Teil VIII: Das ozeanologische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 21. 9. bis 20. 12. 1976 nach Südwafrika. — Geod. Geophys. Veröff., R. IV, H. 28 (1979), 43 S.
- SHANNON, L. V.; NELSON, G.; JURY, M. R.: Hydrological and meteorological aspects of upwelling in the Southern Benguela Current. — In: Coastal and Estuarine Sciences 1, Coastal upwelling. Editor: F. A. RICHARDS, American Geophysical Union, Washington, D. C. (1981), 146–159.
- SHANNON, L. V.: The Benguela ecosystem part I. Evolution of the Benguela, physical features and processes. — Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. 23 (1985), 105–182.
- SHANNON, L. V.; SCHLITTENHARDT, P.; MOSTERT, S. A.: The NIMBUS 7 CZCS experiment in the Benguela Current region off Southern Africa, February 1980, 2. Interpretation of imagery and oceanographic implications. — J. Geophys. Res. 89 (1984), 4969–4976.
- SHANNON, L. V.; BOYD, A. J.; BRUNDRIT, G. B.; TAUNTON-CLARK, J.: On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela system. — J. Mar. Res. 44 (1986), 495–520.
- SMITH, R. L.: A comparison of the structure and variability of the flow field in three coastal upwelling regions: Oregon, Northwest Africa, and Peru. — In: Coastal and Estuarine Sciences 1, Coastal upwelling. Editor: F. A. RICHARDS, American Geophysical Union, Washington, D. C. (1981), 107–118.
- SUGINOHARA, N.; KITAMURA, Y.: Long-term coastal upwelling over a continental shelf-slope. — J. Phys. Oceanogr. 14 (1984), 1095–1104.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H.: The oceans, their physics, chemistry, and general biology. Fourth Printing. — New York: Prentice-Hall Inc. 1952, S. 625–745.
- TAUNTON-CLARK, J.: The formation growth and decay of upwelling tongues in response to the mesoscale wind field during summer. — In: South African Ocean Colour and Upwelling Experiment. Editor: L. V. SHANNON, Sea Fisheries Institute, Cape Town (1985), 47–61.
- VAN FOREEST, D.; SHILLINGTON, F. A.; LEHECKIS, R.: Large scale, stationary, frontal features in the Benguela Current system. — Continental Shelf Res. 3 (1984), 465–474.
- VERONIS, G.: Partition of energy between geostrophic and non-geostrophic oceanic motions. — Deep-Sea 3 (1956), 157–177.

Anschrift des Autors:

Dr. sc. E. HAGEN
Institut für Meereskunde
O-2530 Rostock-Warnemünde

Eingereicht: 24. 6. 1988
Zur Veröffentlichung angenommen: 15. 8. 1989

HELMUT PIAZENA, GENNADIJ NIKOLAEVIČ PANIN

The influence of atmospheric moisture stratifications on the gradient-derived estimation of turbulent fluxes of momentum, heat and moisture above the surface of water bodies

With 5 figures and 2 tables

Zusammenfassung: Der Einfluß von Luftfeuchteschichtungen über Wasseroberflächen auf die aus Gradientmessungen bestimmten turbulenten Austauschströme wird auf der Grundlage einer quantitativen Analyse experimenteller Daten und der Abhängigkeit universeller Funktion vom OBUCHOV-schen Stabilitätsparameter als wesentlich nachgewiesen.

Über intensiv verdunstenden Oberflächen müssen die Gradienten von Windgeschwindigkeit, Temperatur und Feuchte auch dann erfaßt werden, wenn mit ihrer Hilfe nur einer der turbulenten Ströme ermittelt werden soll.

Abstract: Evidence is provided for the importance of atmospheric moisture stratifications above water surfaces on gradient-derived turbulent exchange fluxes based on a quantitative analysis of experimental results and of the dependence of universal functions on OBUCHOV's parameter of stability.

In order to estimate the total stratification effect above intensely evaporating surfaces, the gradients of wind speed, temperature and moisture will have to be known, even if only one of the turbulent fluxes is to be determined.

Резюме: На основе экспериментальных данных и теоретической зависимости универсальных функций от параметра стратификации ОБУХОВА доказывается, что стратификация влажности воздуха над водными поверхностями влияет на определение турбулентных потоков из градиентных измерений.

Таким образом, даже при определении одного из турбулентных потоков над интенсивно испаряющимися поверхностями, необходимо комплексное измерение градиентов скорости ветра, температуры и влажности.

Nomenclature

c_{pa} = 1004.83 J/kg K — specific heat of dry air

\bar{c}_p = $c_{pa} \cdot (1 + 0.84 \bar{q})$ — mean specific heat of moist air

g = 9.81 g/m² — gravity acceleration at the earth's surface

\bar{l}_v = 3145461 – 2360 · \bar{T} — condensation heat or evaporation heat of water, [l_v] = J/kg, [T] = K (cf. SONNTAG (1982))

Pr_r, Sc_t — turbulent PRANDTL and SCHMIDT numbers

T_v = $T(1 + 0.61 q)$ — virtual temperature
 $\overline{v'_1 v'_3}, \overline{v'_3 T'}, \overline{v'_3 q'}$ — time-averaged cross-correlation products of the horizontal (v'_1) and the vertical (v'_3) components of the wind vector, the temperature (T') and of specific humidity (q')

$\overline{v'_3 q'}$ — mean turbulent vertical mass flux

\bar{v}_1 — mean horizontal component of the wind vector in surface nearness

x_1 — horizontal coordinate in direction of \bar{v}_1

x_3 — height coordinate

z — height

\bar{q} = $\bar{q}_a + \bar{q}_v$ — mean density of moist air

q_* = $-\overline{v'_3 q'}/v_*$ — scaling density

1. Introduction

The turbulent exchange processes of momentum, sensible and latent heat are essential parts of the energetic interaction between water bodies and the atmosphere.

For the solution of a variety of oceanological and maritime-meteorological problems the turbulent fluxes of

momentum

$$\tau = -\overline{\bar{q} v'_1 v'_3} = \bar{q} v_*^2 \quad (1)$$

sensible heat

$$H = \bar{q} \bar{c}_p \overline{v'_3 T'} = -\bar{q} \bar{c}_p v_* T_* \quad (2)$$

latent heat

$$Q_l = \bar{l}_v Q_v \quad (3)$$

or moisture

$$Q_v = \bar{q} \overline{v'_3 q'} = -\bar{q} v_* q_* \quad (4)$$

which are mediating the turbulent exchange, are, in many cases, calculated from rather simple gradient measurements of the time-averaged values of horizontal wind speed (\bar{v}_1), temperature (\bar{T}) and specific humidity of the air (\bar{q}). The theoretical basis is the MONIN/OBUCHOV (1954) similarity theory which says that the friction velocity v_* and the scaling parameters of temperature T_* and humidity q_* are linked with the gradients of horizontal wind speed, temperature and specific humidity according to

$$v_* = \frac{\kappa z}{\varphi_M(z/L)} \cdot \frac{\partial \bar{v}_1}{\partial x_3} \quad (5)$$

$$T_* = \frac{\lambda_T z}{\varphi_T(z/L)} \cdot \frac{\partial \bar{T}}{\partial x_3} \quad (6)$$

and

$$q_* = \frac{\lambda_q z}{\varphi_q(z/L)} \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_3} \quad (7)$$

The parameters φ_M , φ_T and φ_q are normalised by the VON-KÁRMÁN constant κ , the constant $\lambda_T = \kappa/Pr_t$ introduced by SKEIB (1980) and the constant $\lambda_q = \kappa/Sc_c$, which are universal functions of the OBUCHOV stability parameter for the atmospheric surface layer

$$z/L = -\kappa \frac{zgQ_*}{\tau} \quad (8)$$

Because of

$$q' \approx -\bar{q} \frac{T'_v}{\bar{T}_v} \approx -\bar{q} \left(\frac{T'}{\bar{T}} + \frac{0.61}{1 + 0.61\bar{q}} q' \right) \quad (9)$$

(cf. BERNHARDT and PIAZENA 1988) and of

$$q_* \approx -\bar{q} \left(\frac{T_*}{\bar{T}} + \frac{0.61}{1 + 0.61\bar{q}} q_* \right) \quad (10)$$

the stability parameter z/L may also be described as the total

$$z/L = z/L_T + z/L_q = \frac{z}{L_T} \left(1 + \frac{b}{Bo} \right) \quad (11)$$

($b = 0.61 \bar{c}_p \bar{T} / \bar{l}_v \approx 0.065 \dots 0.075$; $\bar{T} \approx 273.15 \dots 301$ K) of a thermal contribution

$$\frac{z}{L_T} = -\frac{z\kappa g}{\bar{T}} \cdot \frac{v'_3 T'}{v_*^3} = \frac{\kappa z g}{\bar{T}} \cdot \frac{T_*}{v_*^2} \quad (12)$$

and of a contribution

$$\begin{aligned} \frac{z}{L_q} &\approx -\frac{0.61(1 - 0.61\bar{q}) z\kappa g \overline{v'_3 q'}}{v_*^3} \\ &\approx -\frac{0.61 z\kappa g \overline{v'_3 q'}}{v_*^3} = \frac{0.61 z\kappa g q_*}{v_*^2} \end{aligned} \quad (13)$$

($\bar{q} \ll 1$), henceforth called “hygric”, added by the water vapour contained in the atmospheric layer $0 \leq x_3 \leq z$ under consideration.

In equation (10)

$$Bo = \frac{H}{Q_l} = \frac{\bar{c}_p \overline{v'_3 T'}}{\bar{l}_v \overline{v'_3 q'}} = \frac{\bar{c}_p}{\bar{l}_v} \cdot \frac{T_*}{q_*} \quad (14)$$

is the BOWEN ratio.

However, during the measurements only the time-averages of the gradients $\partial \bar{v}_1 / \partial x_3$, $\partial \bar{T} / \partial x_3$ and $\partial \bar{q} / \partial x_3$ of the surface temperature \bar{T}_s and of the specific humidity \bar{q} are covered, meaning that the parameter z/L , which cannot be calculated by direct means, can be found only via the gradient RICHARDSON number

$$\begin{aligned} Ri &= \frac{g}{\bar{T}_s} \cdot \frac{\partial \bar{T}_v / \partial x_3}{(\partial \bar{v}_1 / \partial x_3)^2} \\ &= \frac{g}{(\partial \bar{v}_1 / \partial x_3)^2} \left[\frac{1}{\bar{T}_s} \cdot \frac{\partial \bar{T}}{\partial x_3} \right. \\ &\quad \left. + \frac{0.61}{(1 + 0.61\bar{q})} \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial x_3} \right] \end{aligned} \quad (15)$$

and the relevant relation

$$\frac{z}{L} = \frac{\varphi_M^2(z/L)}{\varphi_T(z/L)} \cdot Ri \quad (16)$$

With reference to the universal functions derived by PANIN et al. (1982)

$$\begin{aligned} \varphi_M(z/L) &= \begin{cases} 1 + 6 \cdot z/L, & \text{for } z/L \geq 0 \\ (1 - 13 \cdot z/L)^{-1/4}, & \text{for } z/L \leq 0 \end{cases} \quad (17) \end{aligned}$$

and

$$\begin{aligned} \varphi_T(z/L) &\approx \varphi_q(z/L) \\ &= \begin{cases} 1 + 9 \cdot z/L, & \text{for } z/L \geq 0 \\ (1 - 6 \cdot z/L)^{-1/2}, & \text{for } z/L \leq 0 \end{cases} \quad (18) \end{aligned}$$

(cf. PANIN and PIAZENA 1983 or PIAZENA 1983) the OBUCHOV stability parameter z/L is therefore, to be approximated in cases of increasing density with increasing height (“vertical unstable stratification”) for

$$-0.2 \lesssim Ri \lesssim -0.001$$

by

$$\frac{z}{L} \approx -0.716 \cdot (|Ri|)^{0.945} \quad (19)$$

(relative error: $\lesssim 8\%$), and in cases of decreasing density with increasing height (“vertical stable stratification”) for $0.001 \lesssim Ri \lesssim 0.20$ by

$$\frac{z}{L} \approx \left[\frac{Ri}{1 - Ri} \right]^{1.019} \quad (20)$$

(relative error: $\lesssim 10\%$; cf. Fig. 1). Here $Ri_c = 0.245$ is the critical gradient RICHARDSON number.

In view of the historical development of the similarity theory for calculations of the universal functions φ_M , φ_T and φ_q only the contribution z/L_T is taken into account (e.g. WEBB 1970, PAULSON 1970, BUSINGER et al. 1971, SKEIB 1980, DYER and BRADLEY 1982).

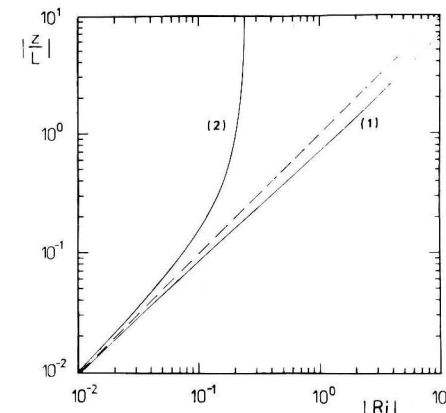


Fig. 1 Relation of the OBUCHOV stability parameter z/L to the gradient RICHARDSON number Ri with unstable ($z/L, Ri < 0$, curve 1) and stable ($z/L, Ri > 0$, curve 2) atmospheric stratifications

However, particularly above the intensely evaporating oceans turbulent moisture fluxes are essential contributors to the heat exchange between the sea surface and the atmosphere with a global mean amount of the BOWEN ratio of about 0.11 and still lower values, i.e. down to 0.05 in the tropics (e.g. BUDYKO 1978, p. 36).

This means that the vertical inhomogeneities of the water vapour density, which cause the vertical water vapour transport, do influence both the balance of the turbulent heat and the stability parameter z/L in a manner no more negligible.

This situation is reflected in Fig. 2 with its representation of the ratio of the OBUCHOV lengths L/L_T as a function of the BOWEN ratio.

Positive BOWEN ratios suggest equally oriented fluxes of sensible and latent heat, i.e. the contribution of the hygric stratification enhances the total stratification effect. With reference to the measuring data available, both heat fluxes are in this case directed from the sea surface into the atmosphere ($H, Q_l > 0$); and the stratification of the air-moisture mixture is unstable (L_T, L_q ,

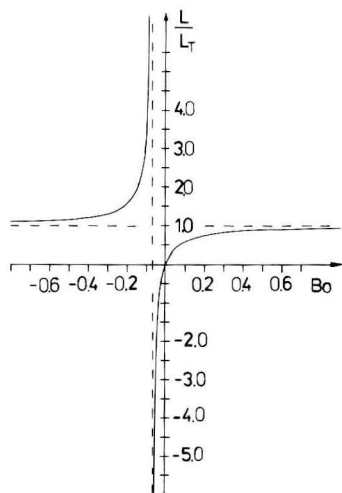


Fig. 2
Ratio of the OBUCHOV lengths of the thermal-hygic and thermal stratification L/L_T as a function of the BOWEN ratio Bo for sea surface temperatures of about 293 K ($b \approx 0.073$)

$L < 0$). Negative BOWEN ratios, however, are caused by the inversion of the sensible heat flux ($H < 0$), following from a thermally stable stratification of the air ($L_T > 0$), which counteracts the unstable hygic stratification ($L_q < 0$). As the result of the superposition there may occur stable ($L > 0$), indifferent ($L \rightarrow \pm \infty$) and even unstable total stratifications ($L < 0$).

This may be illustrated in Fig. 3 by data from measurements in the near-sur-

face atmosphere above the Caspian Sea ("KASPI '71", "KASPEX '76", cf. PANIN 1985), the Black Sea ("KAMČIJA '79", cf. PANIN and PIAZENA 1983), the Baltic Sea ("ZINGST '81", cf. PIAZENA 1983), and Lake Ontario (SMITH 1974).

Since, however, the universal functions φ_M , φ_T and φ_q are closely related to the parameter z/L , the investigation of the systematic error is required which occurs when calculating the turbulence parameters and exchange fluxes from gradient measurements as a consequence of hygic stratification effects not being taken into account.

This immediately follows the paper by BLANC (1983), which – using 250 experimental data – analyses the typical effects of humidity stratifications upon the amounts of the profile-derived gradient RICHARDSON number and of the profile-derived turbulent fluxes of momentum, sensible heat and moisture.

2. Method

Using eqs. (17) and (18) and the functions

$$\begin{aligned} \varphi_M(z/L_T) &= \begin{cases} 1 + 5 \cdot z/L_T, & \text{for } z/L_T \geq 0 \\ (1 - 15 \cdot z/L_T)^{-1/4}, & \text{for } z/L_T \leq 0 \end{cases} \\ &= \end{aligned} \quad (21)$$

$$\begin{aligned} \varphi_T(z/L_T) &\approx \varphi_q(z/L_T) \\ &= \begin{cases} 1 + 6 \cdot z/L_T, & \text{for } z/L_T \geq 0 \\ (1 - 7 \cdot z/L_T)^{-1/2}, & \text{for } z/L_T \leq 0 \end{cases} \end{aligned} \quad (22)$$

which are related to the parameter of the thermal atmospheric stratification z/L_T (cf. PANIN et al. 1982) we determine as error indicators of the scaling parameters v_* , T_* and q_* the ratios

$$\frac{v_*(z/L_T)}{v_*(z/L)} = \frac{\varphi_M(z/L)}{\varphi_M(z/L_T)} \quad (23)$$

$$\frac{T_*(z/L_T)}{T_*(z/L)} \approx \frac{q_*(z/L_T)}{q_*(z/L)} = \frac{\varphi_T(z/L)}{\varphi_T(z/L_T)} \quad (24)$$

(cf. eqs. (5) to (7) for different combinations possible under natural conditions of the parameters z/L_T , z/L_q and of the BOWEN ratio.

From these relations we immediately obtain as error indicators of the calculated fluxes of momentum, sensible heat and moisture (or latent heat)

$$\frac{\tau(z/L_T)}{\tau(z/L)} = \frac{\varphi_M^2(z/L)}{\varphi_M^2(z/L_T)} \quad (25)$$

$$\frac{H(z/L_T)}{H(z/L)} \approx \frac{Q_v(z/L_T)}{Q_v(z/L)} = \frac{\varphi_M(z/L) \cdot \varphi_T(z/L)}{\varphi_M(z/L_T) \cdot \varphi_T(z/L_T)} \quad (26)$$

Similarly, we then study the systematic deviations of the available experimental data.

3. Discussion

As expected, the results of our calculations, described in Fig. 4 a–d for different combinations of the stability parameters z/L_T , z/L_q and of the BOWEN ratio, partly suggest rather large differences between the calculated turbulence parameters and exchange fluxes obtained with and without taking into account the influence of the humidity stratifications.

These systematic deviations are with thermally unstable stratifications ($z/L_T < 0$), lar-

ger, the more the amount of the parameter of the hygic stratification exceeds the thermal parameter, or the smaller the BOWEN ratio is.

In case of thermal stability ($z/L_T > 0$) these differences are particularly large if the thermal and hygic effects of the density stratification are mutually compensated, i.e. if the total stratification is indifferent ($z/L_T \approx -z/L_q$, $z/L \approx 0$).

The discussion of the nomogrammes should take into account that, apart from neglecting the contribution of the atmospheric moisture to the vertical stratification, there are still some further effects, which may produce substantial errors, such as

- (1) insufficient stationarity and horizontal homogeneity of the processes
- (2) an unsuitable selection of the averaging period for the measurement
- (3) insufficient measuring techniques
- (4) vertical divergences of the fluxes within the measuring area (cf. YAGLOM 1977) or
- (5) the only approximate satisfaction of REYNOLDS' postulates (cf. LASS and FENNEL 1979 or BERNHARDT 1980).

Hence, the average error of the gradient-derived turbulent fluxes of momentum, sensible and latent heat cannot be lower than 20 percent even under the most favourable conditions.

According to the Gaussian error propagation law we, therefore, consider the influence of hygic stratifications upon the parameters calculated in the nomogrammes 4a–d to be negligible, if

$$0.93 \lesssim \frac{v_*(z/L_T)}{v_*(z/L)}, \frac{T_*(z/L_T)}{T_*(z/L)}, \frac{q_*(z/L_T)}{q_*(z/L)} \lesssim 1.07$$

and

$$0.90 \lesssim \frac{\tau(z/L_T)}{\tau(z/L)}, \frac{H(z/L_T)}{H(z/L)}, \frac{Q_1(z/L_T)}{Q_1(z/L)} \lesssim 1.10$$

apply.

Under these conditions significant effects of humidity stratifications occur in the wanted turbulent parameters v_* , T_* , q_* and

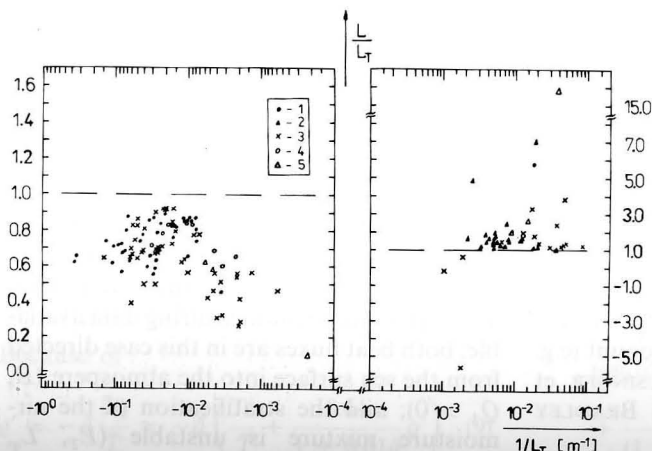
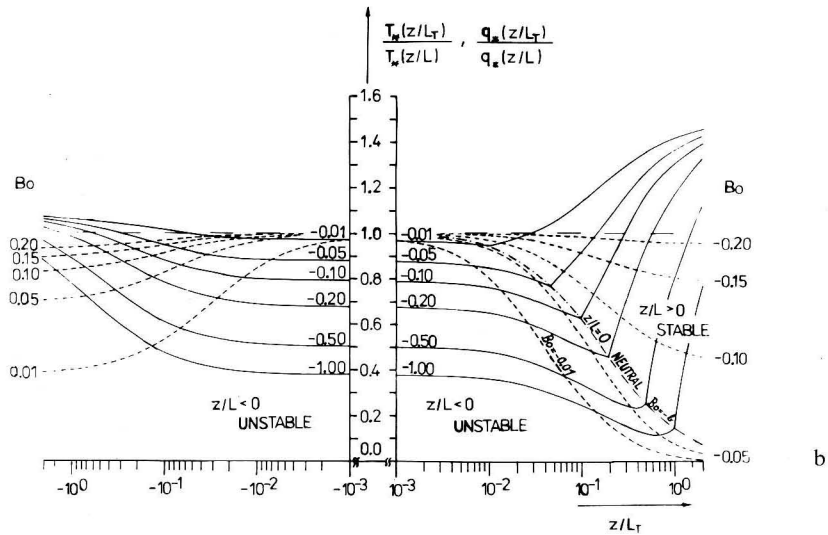
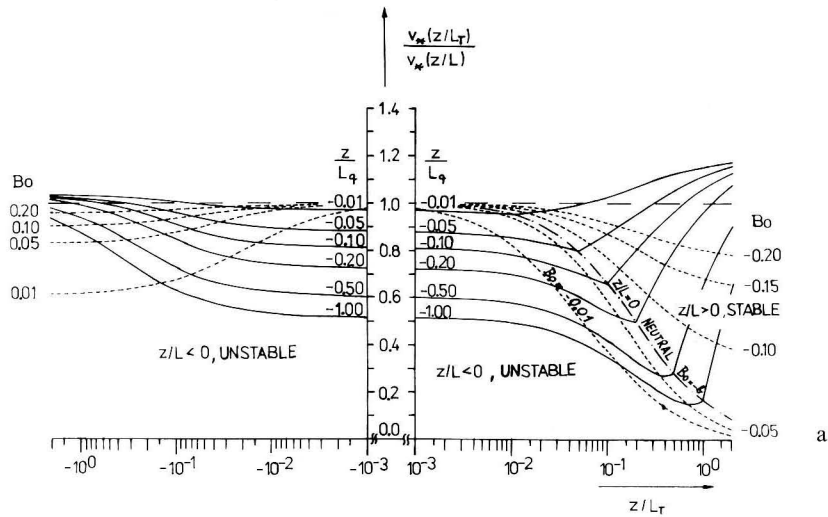


Fig. 3
Ratio L/L_T as a function of the OBUCHOV length of the thermal stratification L_T for data of the experiments KASPI '71 (1), KASPEX '76 (2), KAMČIJA '79 (3), ZINGST '81 (4) and of SMITH (1974) (5)



turbulent fluxes τ , H , Q_1 and Q_v only if the BOWEN ratios are within the limits of the interval $Bo_{\min} \approx Bo \approx Bo_{\max}$ shown in Tab. 1.

While the BOWEN ratios above land or ice frequently assume amounts beyond these limits, justifying the neglect of the hygric stratification effects, they are, as a result of intense evaporation, particularly typical of the natural conditions above water surfaces.

For the assessment of the systematic errors resulting from the contribution of

hygric stratifications it should also be noted that the BOWEN ratio is a function of the stability of the vertical stratification and of the surface temperature of the water body, i.e. the BOWEN ratio is of a local and time-dependent, hence, regional nature (cf. KITAIGORODSKIJ 1970, § 5.2, p. 145; MALEVSKIJ-MALEVIČ 1974, Section 5.4, p. 148 to 157; PIAZENA 1983, Chapter 4).

Above the tropical oceans with surface temperatures of 24°C to 28°C there frequently occur, for example, values within

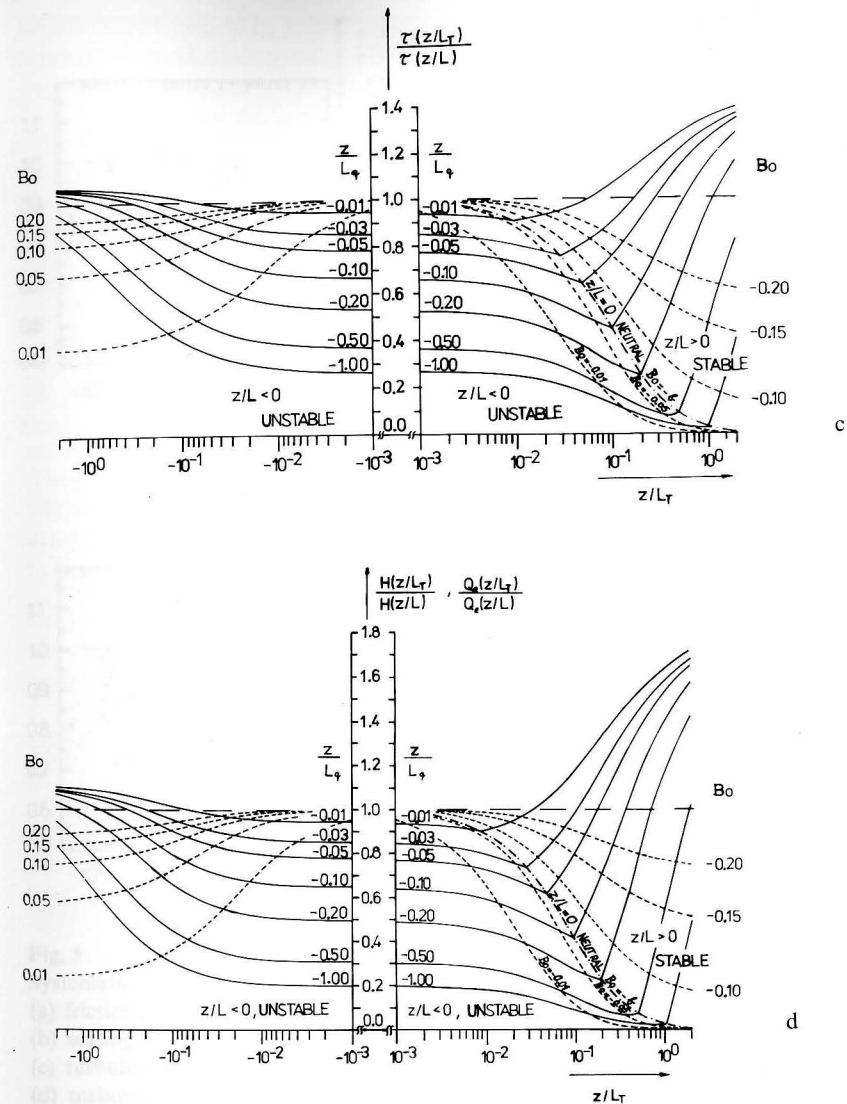
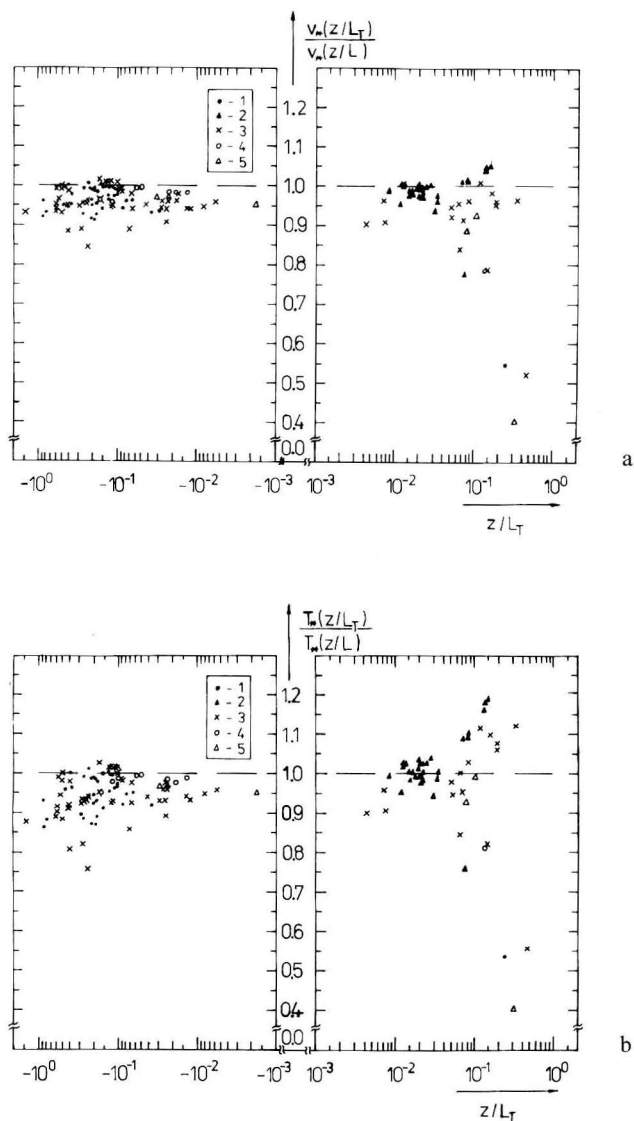


Fig. 4

Nomogrammes for the estimation of systematical errors — which are due to the neglect of vertical humidity stratification — of the gradient-derived values of

- (a) friction velocities (v_*)
- (b) scaling temperatures (T_*) and humidities (q_*)
- (c) turbulent fluxes of momentum (τ)
- (d) turbulent fluxes of sensible (H), latent heat (Q_1) and moisture (Q_v)

for different combinations of the thermal (z/L_T) and hygric stability parameter (z/L_q) and of the BOWEN ratio (Bo)



the range $0.01 \lesssim Bo \lesssim 0.10$ associated with rather unstable stratifications ($z/L < -0.1$), i.e. systematic errors between 10 ... 40% and 20 ... 60% resulted from the nomogrammes for the friction velocity and the scaling parameters of temperature and humidity. For the turbulent exchange fluxes of momentum, sensible and latent heat, these values may even be 15 ... 65% or 25 ... 75%.

The influence of vertical inhomogeneities of vapour density, so far neglected, upon the z/L parameter must, therefore, produce entirely wrong evaluations of the exchange processes.

As an example of the conditions in oceanic areas with moderate sea surface temperatures (SST), we present in Figs. 5 a–d a total of 153 data of the experiments KASPI '71 (SST $\approx 18^\circ\text{C}$), KASPEX '76

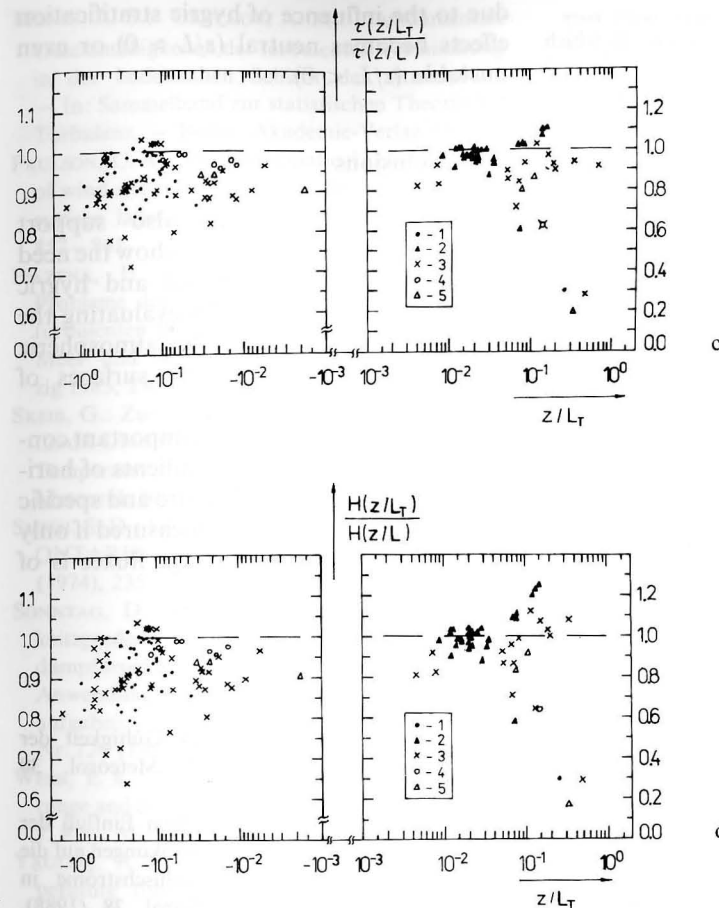


Fig. 5

Systematic deviations of the gradient-derived values of

(a) friction velocities (v_*)

(b) scaling temperatures (T_*)

(c) turbulent momentum fluxes (τ)

(d) turbulent fluxes of sensible heat (H),

when neglecting the contribution of atmospheric vapour density inhomogeneities to the vertical stratification from data of the experiments KASPI '71 (1), KASPEX '76 (2), KAMČIJA '79 (3), ZINGST '81 (4) and of SMITH (1974) (5)

(SST $\approx 9^\circ\text{C}$), KAMČIJA '79 (SST $\approx 18^\circ\text{C}$), ZINGST '81 (SST $\approx 17^\circ\text{C}$) and of SMITH 1974 (SST $\approx 15^\circ\text{C}$), of which 101 are related to thermally unstable and 52 to thermally stable stratification conditions.

The percentage frequencies of the data mainly influenced by hygric stratifications are contained in Tab. 2.

According to Tab. 1, the analysed data show that the parameters of heat exchange occur by a factor of about 1.5 ... 2.5 times more frequently than the parameters of momentum exchange influenced by vertical vapour density stratifications, if the BOWEN ratios are $0.10 \lesssim Bo \lesssim 0.35$ (for $z/L_T < 0$), $-0.01 \gtrsim Bo \gtrsim -1.20$ (for $z/L_T > 0$) and

Table 1

Limits of the intervals of BOWEN ratios in which hygric stratifications may produce substantial influences of the gradient-derived scaling parameters v_* , T_* , q_* and turbulent fluxes of momentum, moisture, sensible and latent heat

Parameter	Bo_{\min}	Bo_{\max}
v_*	-0.30	0.15
T_* , q_*	-0.18	0.20
τ	-0.35	0.17
H , Q_v , Q_l	-0.25	0.20

Table 2

Percentage frequencies of the scaling parameters v_* , T_* and of the turbulent fluxes of momentum and sensible heat, as shown in Figs. 5 a-d, which are significantly influenced by hygric stratification effects for thermally unstable ($z/L_T < 0$, altogether 101 data) and thermally stable stratifications ($z/L_T > 0$, altogether 52 data)

Parameter	Percentage frequencies of	
	$z/L_T < 0$	$z/L_T > 0$
v_*	10	25
T_*	26	36
τ	30	36
H	42	36

the sea surface temperatures are between 9 ... 22 °C.

Neglect of the contribution of atmospheric water vapour to the vertical stratification is in the case of thermal instability ($z/L_T < 0$), as shown in the nomogrammes 4 a-d, responsible for systematically too low values which deviate from their real values by up to 16% for the friction velocity, up to 24% for the scaling temperature and up to 28 or 36% for the turbulent exchange fluxes of momentum and sensible heat.

On the other hand, in the case of thermal stability ($z/L_T > 0$) we generally obtain rather large errors which are particularly large (up to 60 ... 83%) if the stratification

due to the influence of hygric stratification effects becomes neutral ($z/L \approx 0$) or even unstable ($z/L < 0$).

4. Conclusions

Our calculations, which also support BLANC's investigation, clearly show the need for the inclusion of thermal and hygric effects of stratification when evaluating the exchange processes and the atmospheric turbulence conditions above surfaces of water bodies.

For the measurements the important conclusion is drawn that the gradients of horizontal wind speed, temperature and specific humidity should be jointly measured if only one of the turbulent exchange fluxes is of some significance.

References

- BERNHARDT, K.: Zur Frage der Gültigkeit der Reynoldsschen Postulate. — *Z. Meteorol.* **30** (1980) 6, 361–368.
- BERNHARDT, K.; PIAZENA, H.: Zum Einfluß der turbulenzbedingten Dichteschwankungen auf die Bestimmung turbulenter Austauschströme in der Bodenschicht. — *Z. Meteorol.* **38** (1988), 234–245.
- BLANC, TH. V.: Typical influences of moisture on profile measurements in the marine atmospheric surface layer. — *Boundary-layer Meteorol.* **25** (1983), 411–415.
- BUSINGER, J. A.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, I.; BRADLEY, E. F.: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. — *J. Atmosph. Sci.* **28** (1971), 181–189.
- DYER, A. J.; BRADLEY, E. F.: An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE. — *Boundary-layer Meteorol.* **22** (1982), 3–19.
- LASS, H.-U.; FENNEL, W.: Zur Filterung stochastischer Prozesse und Anwendbarkeit der Reynoldsschen Regeln. — *Tagung Transportprozesse in turbulenten Strömungen*, Eisenach, 20.–24. 11. 1978, Vorträge-Heft II, Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Mathematik und Mechanik, Berlin (1979) 137–152.

- MONIN, A. S.; OBUCHOV, A. M.: Fundamentale Gesetzmäßigkeiten der turbulenten Vermischung in der bodennahen Schicht der Atmosphäre — In: *Sammelband zur statistischen Theorie der Turbulenz*. — Berlin: Akademie-Verlag 1958.
- PAULSON, C. A.: The mathematical representation of wind and temperature profiles in the unstable surface layer. — *J. Appl. Meteorol.* **9** (1970), 857–861.
- PIAZENA, H.: Beiträge zur Lösung aktueller Probleme der Modellierung und Erfassung des turbulenten Wärmeaustauschprozesses zwischen Meer und Atmosphäre. — Dissertation, Leipzig 1983, 230 S.
- SKEIB, G.: Zur Definition universeller Funktionen für die Gradienten von Windgeschwindigkeit und Temperatur in der bodennahen Luftschicht. — *Z. Meteorol.* **30** (1980) 1, 23–32.
- SMITH, S. D.: Eddy flux measurements over LAKE ONTARIO. — *Boundary-layer Meteorol.* **6** (1974), 235–255.
- SONNTAG, D.: Formeln verschiedenen Genauigkeitsgrades zur Berechnung des Sättigungsdampfdruckes über Wasser und über Eis und ihre Anwendung auf einige praktische Feuchtemeßaufgaben. — *Abh. Meteorol. Dienst DDR*, Nr. 129 (1982), S. 5–59.
- WEBB, E. K.: Profile relationships: the log-linear range and extension to strong stability. — *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **96**(1970), 67–90.
- YAGLOM, A. M.: Comments on wind and temperature flux — profile relationships. — *Boundary-layer Meteorol.* **11**(1977), 89–102.
- БУДЬКО, М. И.: Тепловой баланс Земли. — Ленинград: Гидрометеоздат 1978, 40 стр.
- КИТАЙГОРОДСКИЙ, С. А.: Физика взаимодействия атмосферы и океана. — Ленинград: Гидрометеоздат 1970, 238 стр.
- МАЛЕВСКИЙ — МАЛЕВИЧ, С. П.: Особенности распределения температуры в приповерхнос-

том слое воды. — Кн. »Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан — атмосфера« (под редакцией А. С. Дубова). — Ленинград: Гидрометеоздат 1974, 135–161.

- ПАНИН, Г. Н.; ЦЕРЕВИТИНОВ, Ф. О.; ПИАЦЕНА, Х.: О влиянии стратификации воздуха на процессы взаимодействия водоёма с атмосферой. — *Acta Hydrophys.* **27** (1982) 229–244.
- ПАНИН, Г. Н.; ПИАЦЕНА, Х.: Стратификация воздуха и её роль во взаимодействии моря и атмосферы. — Кн. »Взаимодействие атмосферы, гидросферы и литосферы в прибрежной зоне моря — Результаты международного эксперимента Камчия 79«. — София: Изд. БАН 1983.
- ПАНИН, Г. Н.: Тепло- и массообмен между водоёмом и атмосферой в естественных условиях. — Москва: Изд. наука 1985, 206 стр.

Anschriften der Autoren:

Dr. rer. nat. H. PIAZENA
 Universitätsklinik (Charité)
 Strahlenabteilung
 Schumannstr. 20/21
 O-1040 Berlin
 F.R.G.

Др. Геннадий Николаевич Панин
 Институт водных проблем
 Москва 103064
 Садовая Черногразная ул. 13/3
 СССР

Received: October 3, 1988
 Accepted: January 5, 1989

HARTMUT PRANDKE, ADOLF STIPS

Cox-numbers in Baltic pycnoclines: a comparison with observations from the ocean

With 1 figure and 2 tables

Abstract: Based on a set of nearly 600 microstructure profiles Cox-numbers for the different types of baltic pycnoclines were calculated. The mean values varied between 2 and 110. Cox-numbers of the ocean are in the same order of magnitude. However, it could be demonstrated that high Cox-numbers do not in all cases indicate a high level of small scale mixing in the sea.

Zusammenfassung: Auf der Grundlage von mehr als 600 Mikrostrukturprofilen wurden für die verschiedenen Typen von Ostsee-Sprungschichten mittlere Cox-Zahlen bestimmt. Die Mittelwerte variieren zwischen 2 und 110. Dies ist der gleiche Bereich, wie er für den offenen Ozean festgestellt wurde. Es wird gezeigt, daß die Größe der Cox-Zahlen kein eindeutiges Maß für das Niveau der kleinskaligen Vermischung im Meer ist.

Резюме: На основе обширных измерений микроструктурных профилей (больше чем 600) вычислены числа Кокса для различных типов переходных слоев Балтийского моря. Средние значения чисел Кокса колеблются в диапазоне от 2 до 110. Это приблизительно то же широта вариаций, что и в открытом океане. Показано, что значение числа Кокса не дает однозначных указаний на уровень мелкомасштабного перемешивания в море.

Introduction

One of the parameters commonly used to characterise the level of microstructure stratification and vertical exchange by small scale mixing processes is the Cox-number, defined by

$$C = \frac{(\frac{dP}{dz} - \frac{\Delta P}{\Delta z})^2}{(\frac{\Delta P}{\Delta z})^2} \quad (1)$$

In this equation, P stands for temperature, salinity or density, dP/dz is the local gradient, and $\Delta P/\Delta z$ the mean gradient of the parameter P . It is known that the Cox-number is a “disputed” parameter because of its strong dependence on the mean gradient. However, it is easy to calculate and therefore frequently used from many investigators of fine- and microstructure in the sea. Therefore, an investigation of Cox-numbers is useful for comparing levels and properties of microstructure stratification in different sea areas. Starting from this predication, the aim of our paper is a presentation of Cox-number investigations in the Baltic sea and a comparison with results from the ocean.

Methods

Our investigations are based on a set of more than 600 microstructure profiles measured with a free sinking microstructure profiler (description, see PRANDKE et al. 1985) in the Baltic pycnoclines during summertime stratification. The measurements were concentrated to the thermocline (depth range 20 ... 30 m) and halocline (70 ... 90 m) in the Baltic proper and the thermohaline pycnocline (10 ... 20 m) in the Western Baltic. These 3 types of pycnoclines were subdivided into situations with high and low inputs of kinetic energy. The most important source of energy input into the nearsurface pycnoclines is the local wind. So we created the categories “without wind” (low input) and “with wind” (high input). Supposing bottom friction to be an impor-

Table 1
Mean Cox-numbers of the Baltic pycnoclines (summertime stratification). The confidence intervals of the mean values are included in parentheses

Pycnocline	Mean Cox-numbers		
	Temperature	Salinity	Density
<i>Thermohaline pycnocline Western Baltic</i>			
“without wind”	4.3 (0.29)	2.3 (0.2)	1.9 (0.11)
“with wind”	57.8 (12.5)	36.7 (9.4)	26.8 (8.0)
<i>Thermocline Baltic Proper</i>			
“without wind”	8.9 (1.0)	—	30.0 (5.3)
“with wind”	27.8 (4.5)	—	109.8 (18.3)
<i>Halocline Baltic Proper</i>			
“far from the bottom”	44.0 (5.6)	13.4 (1.3)	11.8 (1.2)
“near the bottom”	60.3 (3.7)	19.0 (1.2)	20.8 (1.0)

This result is rather unexpected because of the great differences in mean gradients and internal structure between Baltic and ocean pycnoclines.

Taking a more detailed look at the Baltic Cox-numbers, considerable differences between the three types of pycnoclines are to be seen. This, however, does not indicate a higher level of turbulent mixing in the halocline than in the near-surface pycnoclines, as can be expected from the Osborn-Cox-model (vertical turbulent mixing proportional to the Cox-number). Extensive microstructure investigations showed a considerably higher level of turbulent mixing within the near-surface pycnoclines than in the halocline (PRANDKE and STIPS 1984 b). Using the frequency of the occurrence of small scale density instabilities (called as “active part of the pycnocline”) as a measure of the intensity of turbulent mixing, there is, comparing the different types of pycnoclines, no correlation between mean Cox-numbers and mean active part to be seen (see figure 1). The differences in the Cox-numbers between near-surface and haline pycnoclines are mainly caused by differences in their mean gradients. However, within one type of pycnocline, the Cox-numbers indicate a great dependency on the input level of kinetic energy into the pycnoclines. Between the situations with low and high levels of energy input we found no significant changes in the mean gradients. Therefore, the different Cox-numbers indicate different levels of turbulent mixing within one type of pycnocline, dependent on the input of kinetic energy.

In detail, however, an analysis of the correlation between the local wind speed and the Cox-numbers at the different stations of the near-surface pycnoclines gave unsatisfactory results. Even in the Baltic proper thermocline “with wind” we did not find a significant correlation between wind speed and Cox-numbers. This result can be explained by the following reasons: At different stations (with different weather

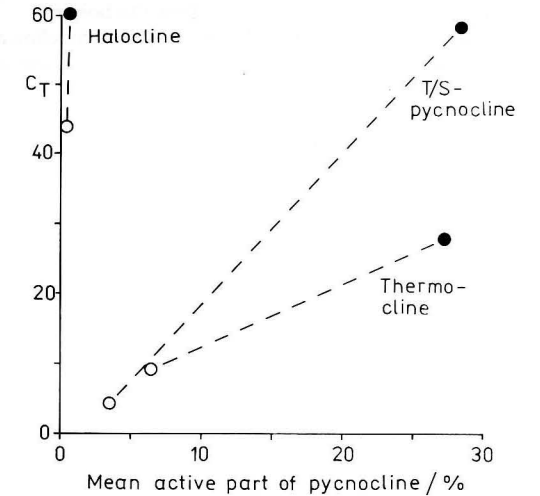


Fig. 1
Mean temperature Cox-numbers versus mean active part of Baltic pycnoclines
Open circles: low input level; filled circles: high input level of kinetic energy

conditions) we usually found different mean gradients, which have a dominant influence on the Cox-numbers. Especially during long periods of strong winds we frequently observed a sharpening of the seasonal thermocline. Although there is a high level of small scale mixing in such situations, the Cox-numbers are relatively small. Furthermore, the input level of kinetic energy into the pycnoclines depends on more parameters than only local wind speed (e.g. potential energy of density stratification above the pycnocline, wind fetch and temporal change of wind velocity).

Considering the Cox-numbers in individual turbulence patches (indicated by small scale density instabilities), considerable differences between Baltic and ocean situations are visible. GIBSON (1982) pointed out that the smallest Cox-numbers in turbulence patches should have values near 20. Following CALDWELL (1983), such Cox-numbers are in the range between some hundred and some thousands. DILLON (1982) observed Cox-numbers in tur-

tant source of kinetic energy input into the halocline, we created the categories “far from the bottom” (low input) and “near the bottom” (high input). A more detailed description of these classifications of the Baltic pycnoclines is given by PRANDKE and STIPS (1984a).

Calculations of Cox-numbers were performed using equation (1). The local gradients dP/dz were calculated for each point of the measured profile (depth interval about 4 mm). In order to exclude fine structure contributions (vertical scale range larger than 1 m) to the Cox-numbers, the

average intervals Δz were individually selected for each profile. So we determined usually several Cox-numbers for a profile.

Results and Discussion

The mean Cox-numbers for the baltic pycnoclines are given in table 1. Between the different types of pycnoclines, the mean values vary from 2 to 110. A comparison with conditions in the ocean shows that the Baltic Cox-numbers are in the same range as those of the ocean. The following assortment of Cox-number publications may demonstrate this assertion:

Publication	Cox-number range
GREGG (1977)	2 ... 240
MARMORINO and CALDWELL (1978)	mostly below 10, max. 600
ELLIOTT and OAKEY (1979)	1 ... 10
GREGG (1980)	5 ... 60, max. 240

Table 2

Mean Cox-numbers of the thermohaline pycnocline at a station in the Western Baltic, calculated from a time series of 6 profiles. The measurements were carried out at intervals of 30 minutes. The upper part of the pycnocline was characterised by small mean gradients, the lower part by large mean gradients (see text). Mean current shear in the upper part 5 cm/s per meter, in the lower part 26 cm/s per meter. Calm weather conditions. The confidence intervals of the mean Cox-numbers are included in parentheses

	Mean Cox-numbers		
	Temperature	Salinity	Density
<i>Upper part</i>			
non turbulence region	18.2 (6.8)	17.0 (4.2)	11.9 (2.5)
turbulence patches	24.2 (5.2)	40.7 (11.2)	27.2 (6.7)
<i>Lower part</i>			
non turbulence region	0.8 (0.12)	1.3 (0.21)	1.0 (0.15)
turbulence patches	3.2 (1.4)	7.8 (3.3)	5.3 (2.2)

bulence patches between 20 and 280.000. In the patch ranges within the Baltic pycnoclines we usually found Cox-numbers greater than 20. The mean value of turbulence patch Cox-numbers in these pycnoclines is 233. However, in pycnoclines with large mean gradients, especially in the thermohaline pycnocline of the Western Baltic, frequently we observed Cox-numbers of turbulence patches in the range between 3 and 5. An example may illustrate this assertion. At a station in the Western Baltic we observed Cox-numbers within a pycnocline with an upper low mean gradient part (mean gradients, T : 0.3 K/m, S : -0.7×10^3 per m, ρ : -0.46 kg/m⁴) and a lower high mean gradient part (mean gradients, T : 3.8 K/m, S : -2.4×10^3 /m, ρ : -2.5 kg/m⁴). The mean Cox-numbers within the patch ranges and depth ranges without turbulence are given in table 2. It is to be seen, that the Cox-numbers of the low gradient part are considerably greater than those of the large gradient part. Even the Cox-numbers of non turbulent regions of the low gradient part are greater than those of the turbulence patches in the higher gradient part.

Conclusions

1. The comparison between the Baltic and the ocean indicates that the mean Cox-numbers of the pycnoclines in these regions are within the same order of magnitude.
2. The considerable differences between the Cox-numbers of different types of Baltic pycnoclines mainly based on different mean gradients. Therefore, comparisons of the turbulent mixing level, using the Osborn-Cox-model, give incorrect results. Only within one type of pycnocline the application of this model is useful for estimations of the variation of vertical turbulent exchange.
3. Because of a large mean gradient, the Cox-numbers of individual turbulence patches within the Baltic pycnoclines are frequently extremely small. This underlines the conclusion that a careful use of Cox-numbers for estimations of turbulent exchange is necessary. Furthermore, a detection of turbulence patches in the Baltic pycnoclines is impossible with only Cox-number calculations.

References

- CALDWELL, D. R.: Oceanic turbulence: big bangs or continuous creation? — *J. Geophys. Res.* **88** (1983), 7543–7550.
- DILLON, T. M.: Vertical overturns: a comparison of Thorpe and Ozmidov length scales. — *J. Geophys. Res.* **87** (1982), 9601–9613.
- ELLIOTT, J. A.; O'KEY, N. S.: Average microstructure levels and vertical diffusion for phase III, GATE. — *Deep-Sea Res.*, **26** (1979) GATE Suppl. I, 273–294.
- GIBSON, C. H.: Alternative interpretations for microstructure patches in the thermocline. — *J. Phys. Oceanogr.* **12** (1982), 374–383.
- GREGG, M. C.: Variations in the intensity of small-scale mixing in the main thermocline. — *J. Phys. Oceanogr.* **7** (1977), 436–454.
- GREGG, M. C.: Microstructure patches in the thermocline. — *J. Phys. Oceanogr.* **10** (1980), 915–943.
- MARMORINO, G. O.; CALDWELL, D. R.: Temperature finestructure and microstructure observations in a coastal upwelling region during a

period of variable winds (Oregon, summer 1974). — *Deep-Sea Res.* **25** (1978), 1073–1106.

PRANDKE, H.; KRÜGER, S.; ROEDER, W.: Aufbau und Funktion einer frei fallenden Sonde zur Untersuchung der Mikrostruktur der thermohalinen Schichtung im Meer. — *Acta hydrophys.* **29** (1985), 165–210.

PRANDKE, H.; STIPS, A.: The step-like structure of the Baltic pycnoclines. — *Proc. XIV Conference of Baltic Oceanographers* (1984a), 359–369.

PRANDKE, H.; STIPS, A.: Microstructure patches in the Baltic pycnoclines. — *Proc. XIV Conference of Baltic Oceanographers* (1984b), 343–357.

Address of the authors:

Dr. sc. H. PRANDKE, DR. A. STIPS
Institut für Meereskunde
O-2530 Rostock-Warnemünde

Received: January 26, 1988
Accepted: April 15, 1988

HANS-JÜRGEN SCHÖNFELDT

Dispersionsbeziehungen von Randwellen auf natürlichen Bodenprofilen mit uferparallelen Sandbänken

Mit 11 Abbildungen

Zusammenfassung: Bei der Interpretation von Meßdaten bezüglich Randwellenmode setzt man gewöhnlich voraus, daß die ufernormale Strömungskomponente und Oberflächenauslenkung für die höheren Randwellenmode und die der totalreflektierten Welle so ähnlich sind, daß es gleichgültig ist, welche Lösung benutzt wird (GUZA and THORNTON 1985) und daß die Sandbänke die Dispersionsbeziehung nicht beeinflussen (KIRBY et al. 1981). Die Gültigkeit dieser Voraussetzungen wurde mit einem numerischen Modell zur Bestimmung der Randwellenmode an verschiedenen Bodenprofilen getestet. Die Ergebnisse zeigen, daß 1. die Sandbänke die Dispersionsbeziehungen im hochfrequenten Bereich so beeinflussen, daß ein Frequenzbereich existiert, in dem die Phasengeschwindigkeit konstant und somit gleich der Gruppengeschwindigkeit ist, 2. die Wellen dieses Bereiches uferferner größere Amplituden als an der Küstenlinie haben und 3. der uferentfernteste Schwingungsbauch oder Knoten an einen Punkt gebunden ist, meistens an eine Sandbank.

Abstract: In order to interpret field data concerning edge wave modes, investigators usually assume that the cross-shore velocity and elevation fields are so similar for high mode edge waves and leaky waves that it is immaterial which solution is used (GUZA and THORNTON 1985), and that the bars do not effect the dispersion relationship (KIRBY et al. 1981). The validity of this assumptions is checked by using a numerical model to find the edge wave modes on several beach profiles. Results show that: 1. bars effect the dispersion relationship at high frequencies in such a way that a frequency range exists where the phase velocity is constant and hence equal to the group velocity, 2. the waves of this range exhibit larger amplitudes offshore than on the coastline and 3. the farthest offshore antinode or node is trapped at a fixed point, usually on a bar.

Резюме: При интерпретации измерительных данных крайних волн обычно предполагают,

что скорость течения перпендикулярно берегу и колебания поверхности моря для более высоких мидальных крайних волн и для тотально отражённых волн настолько подобны, что безразлично какое решение при этом используется (GUZA and THORNTON 1985), и что песчаные мели не влияют на отношение дисперсии (KIRBY et al. 1981). Проверена действительность этого предположения с помощью численного интегрального расчёта уравнения длины волн на различных данных профиля. Результаты показывают:

1. песчаные мели так влияют на отношение дисперсии в область частоты, в которой скорость фазы крайних волн постоянна и равна скорости группы,
2. волны области, расположенной дальше от берега, образуют большие амплитуды, чем волны, возникающие ближе к берегу,
3. максимальная точка амплитуды самой отдалённой от берега области закреплена, как правило, на песчаной мели.

1. Einleitung

Eine besondere Form von Schwerewellen sind Randwellen, die durch die veränderliche und an der Küstenlinie gegen Null gehende Wassertiefe an den Wellenleiter Küste gebunden sind. Freie Randwellen haben eine modale Struktur und in einer gewissen Küstenentfernung eine gegen Null gehende Amplitude. Den Randwellen wird in jüngster Zeit bezüglich der Sedimentdynamik besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Die Übereinstimmung der Raumskalen der Randwellen mit der Lage der uferparallelen Sandbänke läßt Zusammenhänge zwischen den Randwellen und der Sedimentation bzw. dem Sedimenttrans-

port vermuten. CARTER et al. (1973) zeigten, daß sich Bodenmaterial an den Geschwindigkeitsmaxima und suspendiertes Material an den Geschwindigkeitsminima stehender Wellen ansammelt. Ähnlich kann eine fortschreitende Randwelle ein lineares küstenparalleles Sandbanksystem erzeugen, während sich zu stehenden Wellen überlagernde Randwellen periodische Strandhörner („beach cusps“) bilden können (BOWEN u. INMAN 1971; HOLMAN u. BOWEN 1982). KIRBY et al. (1981) bestimmten die Dispersionsbeziehungen der Randwellen für ein hypothetisches Bodenprofil mit Sandbänken. Diese waren an den Maxima und Minima einer freien, stehenden Welle mit einer Periode von 100 Sekunden auf einem linearen Bodenprofil angeordnet. Die berechneten Dispersionsbeziehungen stimmten fast mit denen für ein lineares Bodenprofil überein. Es zeigte sich aber, daß nicht nur die Schwingungsmaxima der Randwellenmode mit einer Periode von 100 s, sondern auch die der benachbarten Frequenzen an den Sandbänken gebunden sind. Der Nachweis einer dominanten Frequenz, die für die Bildung bzw. den Erhalt der Sandbank verantwortlich ist, gelang bisher nicht. Das Frequenzspektrum der Randwellen ist sehr breit, vgl. z. B. HOLMAN (1981); GUZA u. THORNTON (1982); SALLENGER u. HOLMAN (1987). SCHÖNFELDT (1989) zeigte, daß zur Formierung und zum Erhalt der Sandbänke keine bevorzugte Frequenz notwendig ist. Stehende Randwellen („leaky waves“) erzeugen Sandbänke, wenn man einen Transport von Bodenmaterial zu den Geschwindigkeitsmaxima der Wellen mit einem der Schwerkraft folgenden Sandtransport ins Gleichgewicht setzt.

In diesem Artikel soll die Rolle der fortschreitenden Randwellen untersucht werden. Bisherige Untersuchungen verwenden Bodenprofile $h(x)$, die sich mit $h = \beta x$ für $x = 0$ modellieren lassen, wobei h die Wassertiefe, x die Uferentfernung in ufernormaler Richtung und β die Bodenneigung bedeuten. Diese Bedingung ist für eine all-

gemeine Betrachtung zu einschneidend. Außerdem bedeutet sie eine Eingrenzung und unzulässige Verknüpfung der Randbedingungen mit den Eigenwerten (SCHÖNFELDT 1989), siehe auch weiter unten Gl. (5)). Darum wird zuerst der Einfluß einer Stufe h_0 an der Stelle $x = 0$ auf die Dispersionsbeziehungen untersucht. Da freie Wellen die Systemeigenschaften beschreiben, werden nur diese betrachtet.

2. Theorie

Die linearen Flachwassergleichungen sind genügend beschrieben (z. B. KRAUSS 1973), wir beschränken uns auf die Angaben der Differentialgleichung für die Wasserstands-anomalie η in Abhängigkeit von der Wassertiefe $h = h(x)$

$$\eta_{xx} = -h_x \eta_x / h + (k^2 - \sigma^2 / gh) \eta, \quad (1)$$

mit der Wellenzahl k , der Kreisfrequenz σ , der Erdbeschleunigung g und den anderen Bezeichnungen wie oben, wobei der Index x eine Ableitung nach x bedeutet. Die x -Achse des Koordinatensystems weist in Richtung See, die y -Achse verläuft uferparallel. Gleichung (1) wird aus den hydrodynamischen Grundgleichungen durch Vernachlässigung der advektiven Glieder, der Reibung, äußerer Kräfte und der Coriolis-Kraft durch den separierenden Ansatz für die Wasserstands-anomalie

$$\tilde{\eta}(x, y, z, t) = \eta(x) e^{i(ky - \sigma t)} \quad (2)$$

gewonnen. Gleichung (2) beschreibt eine sich uferparallel fortpflanzende Welle mit einer von der Uferentfernung abhängigen Amplitude. Die Coriolisfrequenz ist in den zu untersuchenden Zeit- und Raumskalen vernachlässigbar. Die Randbedingungen lauten:

$$\begin{aligned} h(x) &= h_0, \\ \eta(x) &= \eta_0, \\ \eta(x)_x &= 0 \quad \text{für } x = 0, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \eta(x) &= 0, \\ \eta(x)_x &= 0 \quad \text{für } x \rightarrow \infty. \end{aligned} \quad (4)$$

Die Gleichungen (1), (3) und (4) liefern ein küstennormales Eigenwertproblem, dessen Lösungen durch profilabhängige Modalstrukturen bestimmt sind.

Gleichung (1) wurde mit einem Runge-Kutta Verfahren mit den Randbedingungen (3) gelöst, so daß für ein Wertepaar σ und k die Randbedingungen (4) erfüllt sind. Dieses Verfahren ist rechentechnisch relativ zeitaufwendig. Besser wäre das von KIRBY et al. (1981) verwendete direkte Verfahren, das auf die Bestimmung von Eigenwerten eines Gleichungssystems hinausläuft. So aber war es sehr leicht möglich, die Lösungen für feste Mode-Zahlen mit beliebiger Auflösung an bestimmten Stellen der Dispersionskurve zu untersuchen. Auf diesem Wege konnten Zusammenhänge aufgedeckt werden, die bisher nicht bekannt waren und auch nicht vermutet wurden. Das Verfahren wurde an linearen Bodenprofilen der Form $h = \beta x$ getestet. In diesem Fall ist eine der Randbedingungen von (3) nicht brauchbar, da h_x/h für $h(x=0) = 0$ eine Singularität erzeugt. Die Schwierigkeit wird umgangen, indem man fordert, daß der Massentransport durch den Nullpunkt ($x = 0$) gleich Null wird ($hu = 0$, mit u als ufernormale Geschwindigkeitskomponente). Aus der Bestimmungsgleichung (1) ergeben sich für $x = 0$ die Forderungen (HOLMAN and BOWEN 1979):

$$\begin{aligned} \eta(0) &= \eta_0, \\ \eta_x(0) &= -\sigma^2 / (\beta g \eta_0), \\ \eta_{xx}(0) &= (k^2 + (\sigma^2 / \beta g)^2) \eta_0 / 2. \end{aligned} \quad (5)$$

Die gefundenen Dispersionsrelationen stimmen sehr gut mit den analytisch berechneten überein. Benutzt man die Randbedingungen (3) und setzt h an der Stelle $x = 0$ nicht gleich βx , sondern einem infinitesimal kleinen Wert h_0 , so erhält man nur wenig von der Theorie abweichende Lösungen. Es sei bemerkt, daß die beiden Wege nicht völlig identische Lösungen ergeben, denn die Randbedingungen (3) sind physikalisch nicht mit den Forderungen (5) identisch. In (3) ist die ufernormale Komponente u der Randwellen für $x = 0$ identisch Null, wäh-

rend in (5) eine nicht verschwindende küstennormale Komponente zugelassen wird.

3. Ergebnisse

3.1. Dispersion eines linearen Bodenprofils mit Stufe an der Stelle $x = 0$

Eine Gegenüberstellung der Phasengeschwindigkeiten von Randwellen über lineare Bodenprofile in der Form $h = h_0 + \beta x$ mit $h_0 = 0$ und $h_0 = 25$ cm und $\beta = 0,01$ zeigt eine deutliche Vergrößerung der Phasengeschwindigkeiten mit Einführung der Stufe bei gleicher Profilneigung (siehe Abb. 1). Diese erhebliche Vergrößerung ist einzig einem „Wasserkeil“ von einer Breite von 25 m und einer Höhe von 0–25 cm zuzuschreiben. Solche Übergänge zwischen Land und Meer sind in der Natur nicht anzutreffen. Die Deformation der Dispersion der Randwellen wird durch den Term h_x/h geregelt, da für kleine x mit h_0 ein großer Beitrag geliefert wird. Darum ist die Festlegung der mittleren Profilneigung auf der Küstenlinie von erheblichem Einfluß und muß bei numerischen Rechnungen mit größter Sorgfalt den realen Bedingungen angepaßt werden (MEI u. LE MEHAUTE 1966; HOLMANN u. BOWEN 1979; GUZA u. THORNTON 1985). Von dieser Erkenntnis ausgehend wurde ähnlich wie bei KIRBY et al. (1981) dem Stufenprofil eine Profilstörung auferlegt, mit der Forderung, daß sich der Profilquerschnitt nicht ändert. Bodenmaterial, das an der einen Stelle „entnommen“ wurde, wurde an anderer Stelle wieder „abgelegt“. Dabei wurde auf der uferzugewandten Seite Material entnommen und entsprechend uferferner wieder abgelegt. So entsteht eine Wallstruktur. Der Einfluß der Bodenstruktur auf die Dispersionsbeziehungen wird um so größer, je näher die Struktur sich dem Ufer nähert. Dieses Ergebnis ist dem obigen analog erklärbar. Die Dispersionskurven des Grundmodes und der ersten drei Modes sind ebenfalls in Abb. 1 dargestellt. Abb. 2 zeigt die dazuge-

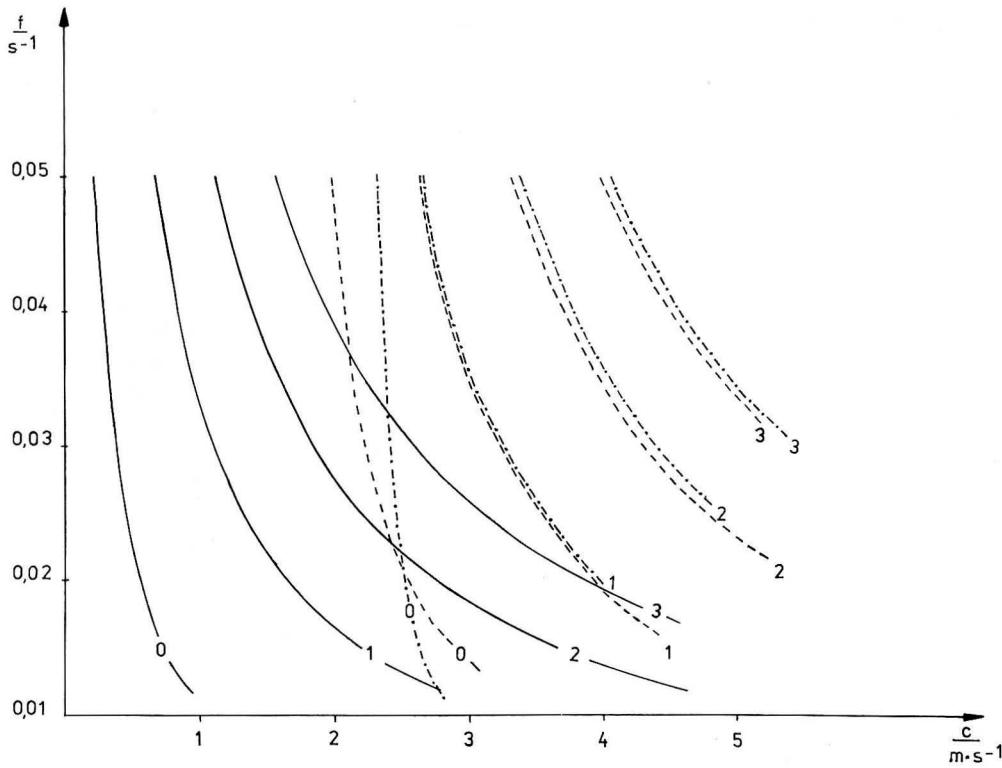


Abb. 1
 Dispersionsbeziehungen zwischen der Frequenz $f = \sigma/(2\pi)$ und der Phasengeschwindigkeit c für den Grundmode $n = 0$ und die ersten drei Modallösungen über linearem Bodenprofil der Form $h = \beta x$ (ausgezogene Linie), über linearem Bodenprofil mit einer topographischen Stufe bei $x = 0$ in der Form $h = h_0 + \beta x$, (gestrichelte Linie) und über ein variiertes Profil (Strichpunktlinie) der letzten Form. Die zugehörigen Bodenprofile sind in Abb. 2 dargestellt.

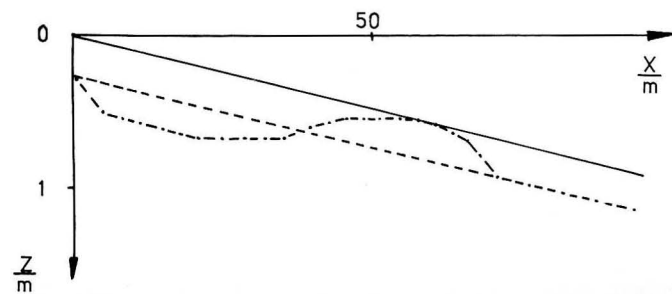


Abb. 2
 Bodenprofile zu den Dispersionskurven in Abb. 1, ausgezogene Linie für $h = \beta x$ ($\beta = 0,01$), gestrichelte Linie für $h = h_0 + \beta x$ und Strichpunktlinie für ein Profil $h = h_0 + \beta x$ mit lokalen Änderungen, so daß der Profilquerschnitt erhalten bleibt (siehe Text)

hörigen Bodenprofile. Bemerkenswert ist der Einfluß des Profils auf den Grundmode im untersuchten Frequenzbereich, die Phasengeschwindigkeit bleibt in einem großen Frequenzbereich nahezu konstant, der Einfluß der simulierten Bodenwelle ist, im Gegensatz zu den von KIRBY et al. (1981) gefundenen Änderungen der Dispersion über nichtlineare Bodenprofile, erheblich.

3.2. Dispersion eines natürlichen Bodenprofils mit einer Sandbank

Es wurde ein Profil mit einer Sandbank ausgewählt, das durch entsprechende Seegangsmessungen schon näher untersucht wurde (SALLENGER u. HOLMAN 1987, Profil vom 12. 10. 1982 1730 EST, siehe Abb. 4A). Die Änderung der Phasengeschwindigkeit

mit der Frequenz weist folgende Besonderheiten auf (Abb. 3). Mode 1 hat in einem großen Frequenzbereich eine konstante Phasengeschwindigkeit, bei der gleichen Geschwindigkeit erscheint der Grundmode etwas „verbogen“. Ebenso besitzen alle höheren Mode bei einer Geschwindigkeit von $5,8 \text{ m s}^{-1}$ einen kleineren Bereich relativ konstanter Phasengeschwindigkeit.

Für den Sandtransport ist die Frage entscheidend, wie sich die Extremwerte und Nullstellen der Geschwindigkeit bzw. der Oberflächenauslenkung verhalten. Abb. 4A zeigt das Tiefenprofil, Abb. 4B den hochfrequenten Ast und Abb. 4C den niederfrequenten des ersten Modes. Dabei ändert sich die Phasengeschwindigkeit von $3,2$ auf $3,0 \text{ m s}^{-1}$ bei einer Frequenzerhöhung von $0,1$ auf $0,3 \text{ Hz}$, wobei die Amplitude a , normiert auf die Amplitude auf der Küsten-

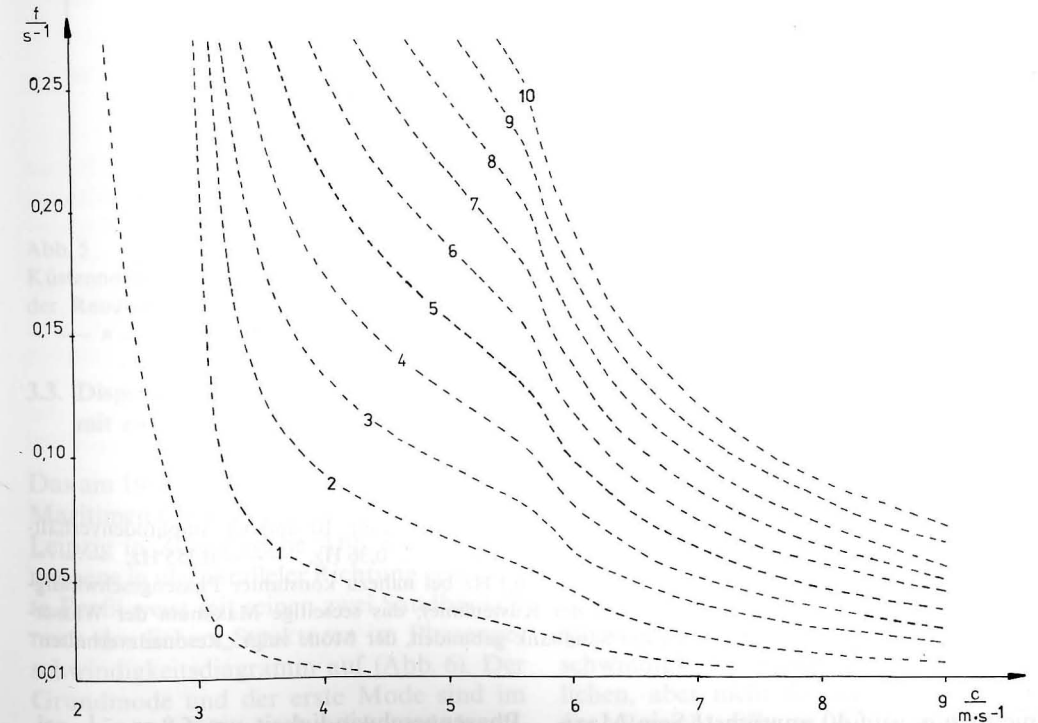


Abb. 3
 Dispersionsbeziehungen zwischen der Frequenz $f = \sigma/(2\pi)$ und der Phasengeschwindigkeit c für die Modallösungen $n = 0 - 10$ über einem Profil mit einer Sandbank (Profil siehe Abb. 4A)

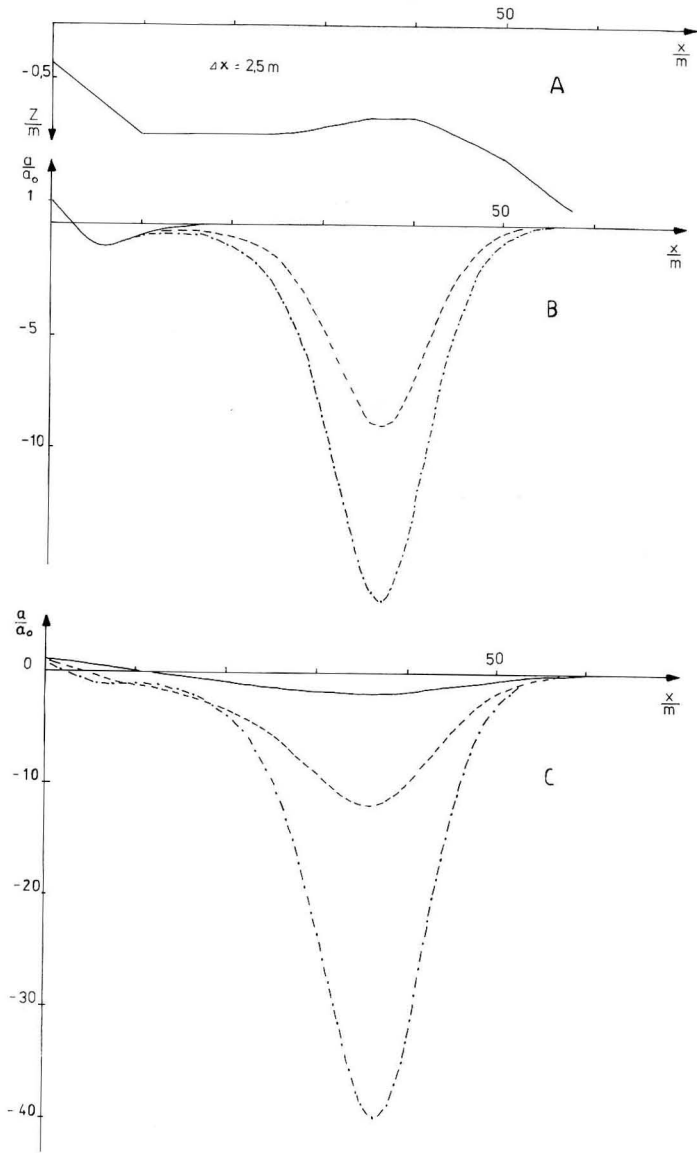


Abb. 4
 A) Küstennormales Bodenprofil nach SALLENGER u. HOLMAN (1987); B) und C) Amplitudenverhältnisse a/a_0 des ersten Modes im Frequenzbereich B) — 0,36 Hz, --- 0,355 Hz, - · - · - 0,35 Hz, C) - · - · - 0,3 Hz, --- 0,2 Hz, — 0,1 Hz bei nahezu konstanter Phasengeschwindigkeit $v \approx 3,1 \text{ m s}^{-1}$ (a_0 ist die Amplitude auf der Küstenlinie); das seeseitige Maximum der Wasserstands-anomalie ist bei $x \approx 38 \text{ m}$ durch die Sandbank gebunden, der Mode zeigt „Resonanzverhalten“ unter Einfluß der Sandbank.

linie a_0 a/a_0 , auf 40 anwächst! Sein Maximum wird exakt über der Sandbank vorgefunden. Die Modes 2–10, im folgenden kurz mit $n = 2-10$ bezeichnet, mit einer

Phasengeschwindigkeit um $5,8 \text{ m s}^{-1}$, zeigen alle ein Maximum bei rund 150 m Uferentfernung (Abb. 5). Dieses Maximum ist an keine Sandbank gebunden.

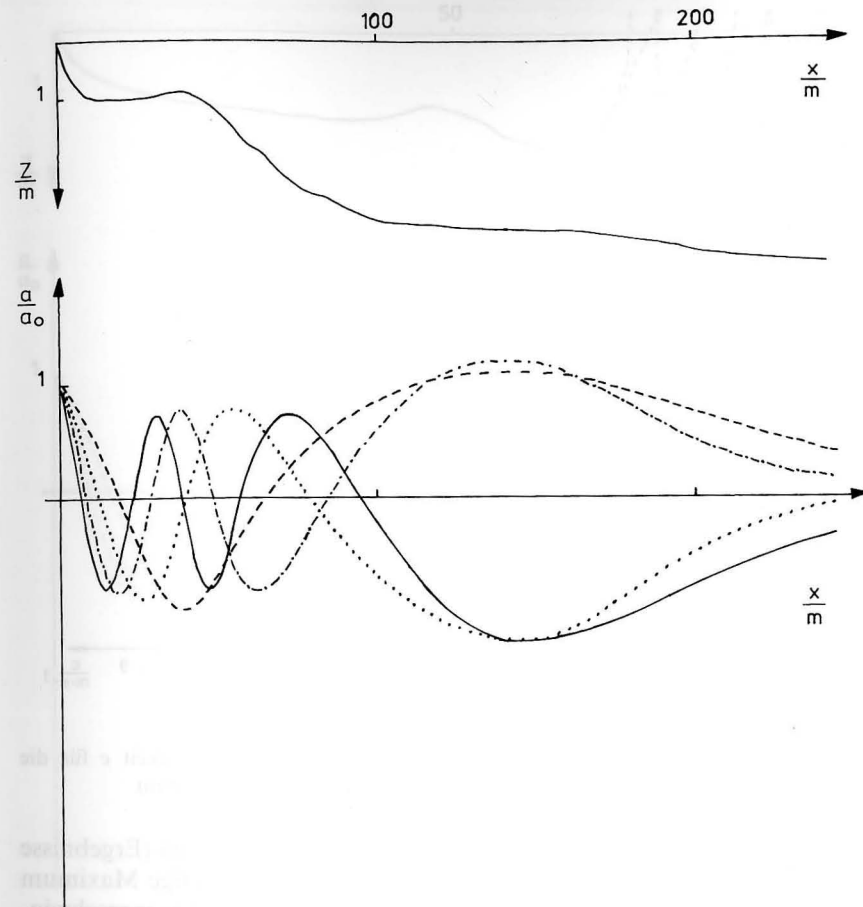


Abb. 5
 Küstennormales Bodenprofil (oben, nach SALLENGER u. HOLMAN (1987)) und Amplitudenverhältnisse a/a_0 der Randwellen mit einer Phasengeschwindigkeit $c \approx 5,8 \text{ m s}^{-1}$ der Modes n und den Frequenzen --- $n = 2$; 0,045 Hz; ····· $n = 3$; 0,065 Hz; - · - · - $n = 4$; 0,20 Hz; — $n = 5$; 0,11 Hz

3.3. Dispersion eines natürlichen Bodenprofils mit zwei Sandbänken

Das am 19. 09. 1985 vor der Meßbrücke des Maritimen Observatoriums der Universität Leipzig in Zingst (siehe Abb. 8 oben) vermessene in uferparalleler Richtung gemittelte Profil weist mit seinen zwei Sandbänken noch deutlichere Strukturen im Phasengeschwindigkeitsdiagramm auf (Abb. 6). Der Grundmode und der erste Mode sind im untersuchten Frequenzbereich wenig beeinflusst, während der Mode 2 ab einer Frequenz von 0,2 Hz eine konstante Phasengeschwindigkeit von $3,8 \text{ m s}^{-1}$ aufweist. In

diesem Geschwindigkeitsbereich zeigt Mode 1 bei Frequenzen um 0,07 Hz und 0,1 Hz einen „Knick“. Die Modes 2–6 besitzen einen Frequenzbereich relativ konstanter Phasengeschwindigkeit mit einem Wert von $4,75 \text{ m s}^{-1}$. Diese Modes gehen fast nahtlos bei nahezu konstanter Phasengeschwindigkeit ineinander über. Es gibt zu jeder Frequenz einen Mode mit einer Phasengeschwindigkeit von $4,75 \text{ m s}^{-1}$. Einen ähnlichen, aber nicht so deutlich ausgeprägten Bereich gibt es für $n = 4-8$ bei $5-5,2 \text{ m s}^{-1}$ Phasengeschwindigkeit.

Für $n = 2$ ist das seeseitige Maximum im Frequenzbereich von 0,13–0,25 Hz mit re-

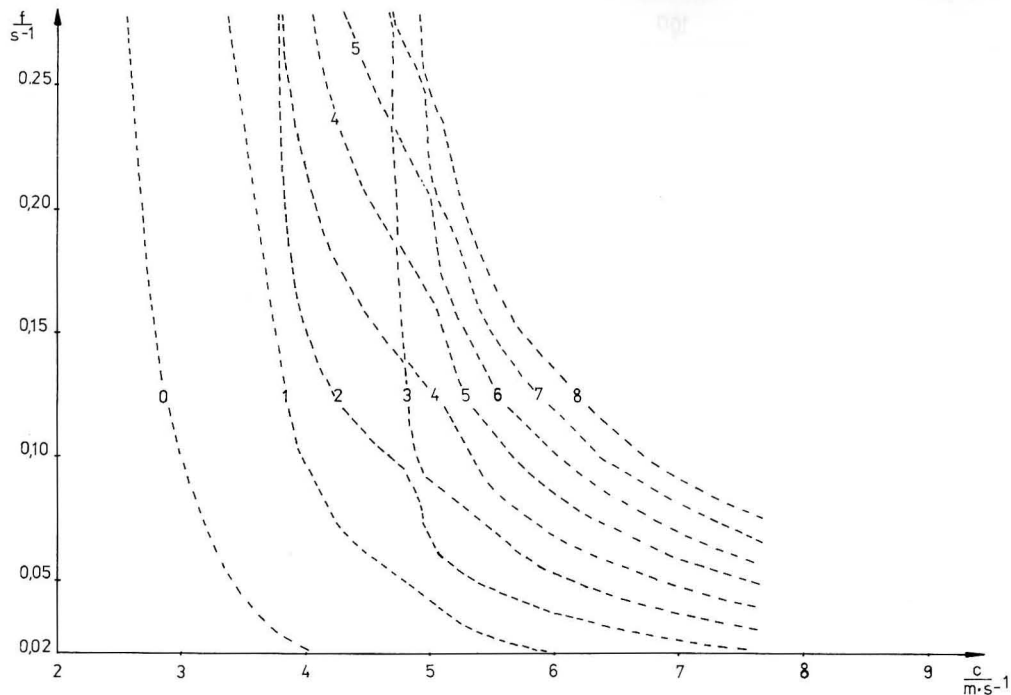


Abb. 6
Dispersionsbeziehungen zwischen der Frequenz $f = \sigma/(2\pi)$ und der Phasengeschwindigkeit c für die Modallösungen $n = 0-8$ über einem Profil mit zwei Sandbänken (Profil siehe Abb. 8 oben).

sonanzähnlichem Verhalten an die erste Sandbank gebunden (Abb. 7). Da die Amplituden nur als Verhältnis angegeben werden können, ist nicht klar, ob dies Verhalten bei einer Anregung der Randwellen eine echte Resonanz erzeugt, oder ein Ausdruck für die Abschwächung der Welle auf der Küstenlinie ist. Diese Feststellung gilt auch für alle folgenden Fälle. Die zweite Besonderheit war das Verhalten von $n = 2-6$. Die zugehörigen Amplitudenverhältnisse der Modes zu wahllos herausgegriffenen Frequenzen mit einer Phasengeschwindigkeit von rund $4,75 \text{ m s}^{-1}$ werden in Abb. 8 dargestellt. Wir sehen ein ähnliches Resonanzverhalten von $n = 2$ zu $n = 6$. Auch für die einzelnen Modes im Frequenzbereich konstanter Phasengeschwindigkeit konnte ein Verhalten, wie in Abb. 7 dargelegt, festgestellt werden. Das Amplitudenverhältnis a/a_0 stieg mit zunehmender Frequenz an, um gegen Ende

des Bereiches wieder abzufallen (Ergebnisse nicht dargestellt). Das seeseitige Maximum tritt für die Modes mit der Phasengeschwindigkeit von $4,75 \text{ m s}^{-1}$ exakt an der zweiten Sandbank auf. Eine Beeinflussung durch die erste Sandbank ist nicht zu erkennen. Die Amplitudenverhältnisse steigen mit zunehmender Mode-Zahl ständig an, d. h. je höher die Mode-Zahl n , desto größer die Wasserstands-anomalie im Sandbankbereich bezogen auf die Küstenlinie.

Für $n = 4-8$ und bei einer Phasengeschwindigkeit von $5-5,2 \text{ m s}^{-1}$ tritt ein Nulldurchgang des Amplitudenverhältnisses der Wasserstands-anomalie, also ein Maximum der Geschwindigkeit auf der Sandbank auf (Abb. 9). Die zwei letzten seeseitigen Maxima der Wasserstands-anomalie bzw. das vorletzte Maximum der Geschwindigkeit sind gegenüber den landseitigen verstärkt. Es sei noch erwähnt, daß die Gruppengeschwindigkeit der Randwellen

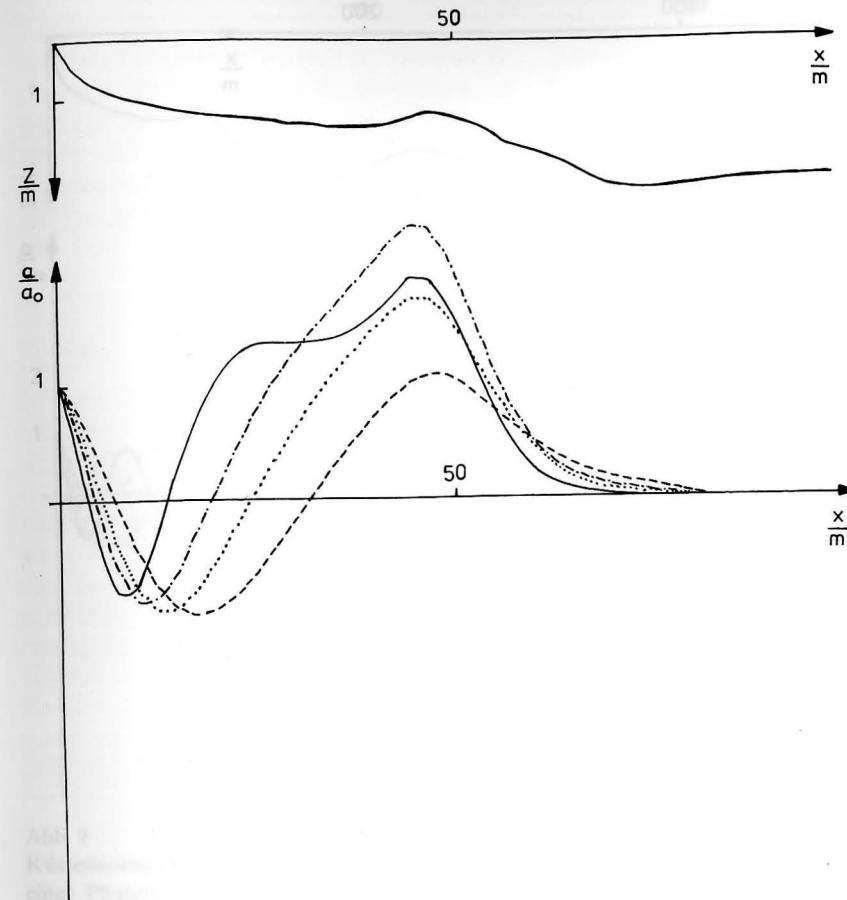


Abb. 7
Küstennormales Bodenprofil (oben, Zingst 19. 9. 85) und Amplitudenverhältnisse a/a_0 des zweiten Modes mit nahezu konstanter Phasengeschwindigkeit $c \approx 3,8 \text{ m s}^{-1}$ für folgende Frequenzen: — 0,25 Hz, - - - 0,2 Hz, 0,17 Hz, - - - 0,13 Hz; das seeseitige Maximum der Wasserstands-anomalie wird durch die Sandbank gebunden.

len für natürliche Bodenprofile Bereiche anormaler Dispersion aufweist. Auf linearem Profil verkleinert sich die Gruppengeschwindigkeit stetig mit steigender Frequenz, nicht so auf realen Profilen. In der Abb. 10 ist ein Beispiel für die Phasen und Gruppengeschwindigkeit für $n = 3$ über dem Zingster Bodenprofil dargestellt. Alle übrigen Modes zeigen ein ähnliches Verhalten. In den Frequenzbereichen konstanter Phasengeschwindigkeit sind Phasengeschwindigkeit und Gruppengeschwindigkeit nahezu gleich.

4. Diskussion

Die Randwellenamplituden des ersten Modes auf dem Profil nach SALLENGER u. HOLMAN (1987) zeigen eine enge Beziehung zu dem Sandwall. Das zugehörige hochfrequente Wellenspektrum ($0,06-0,25 \text{ Hz}$) wurde von den Autoren nicht angegeben bzw. nicht untersucht. Im Frequenzbereich kleiner $0,06 \text{ Hz}$ wurden keine Besonderheiten gefunden. Das Auftreten einer Schwingung von $0,036 \text{ Hz}$ könnte einen Sandwall durch Ausfällen von suspendier-

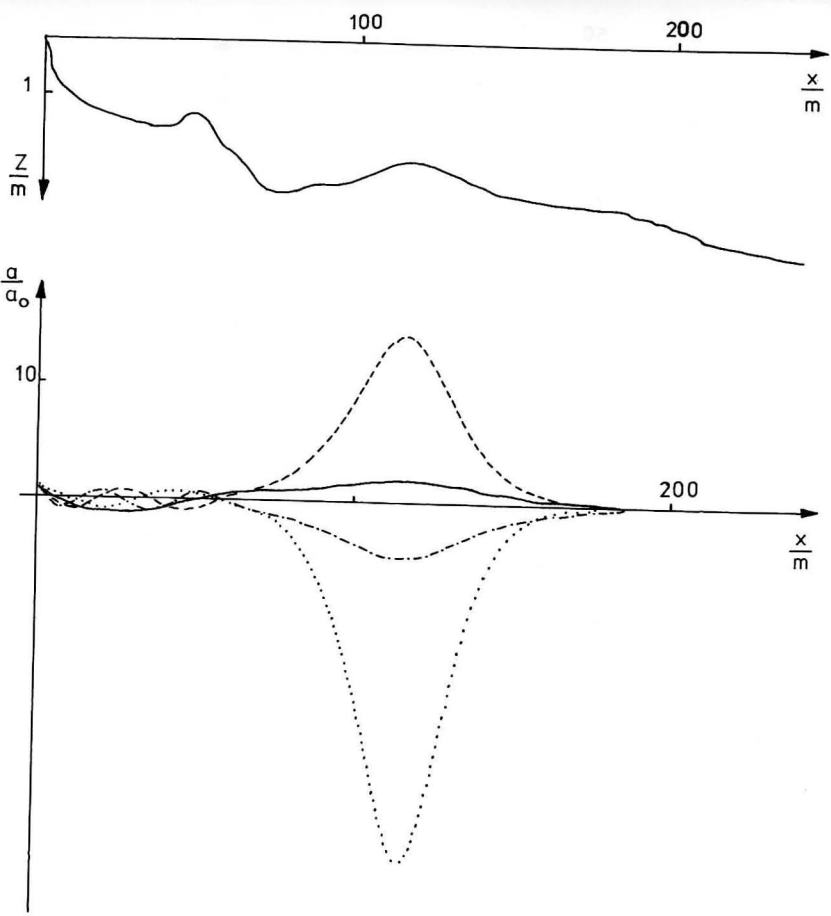


Abb. 8 Küstennormales Bodenprofil (oben, Zingst 19. 9. 85) und Amplitudenverhältnisse a/a_0 der Randwellen mit einer Phasengeschwindigkeit $c = 4,75 \text{ m s}^{-1}$ der Modes n und den Frequenzen ——— $n = 2$; 0,08 Hz; - - - - $n = 3$; 0,11 Hz; - - - - $n = 4$; 0,16 Hz; $n = 5$; 0,20 Hz; die seeseitigen Maxima der Wasserstands-anomalie werden durch die zweite Sandbank gebunden.

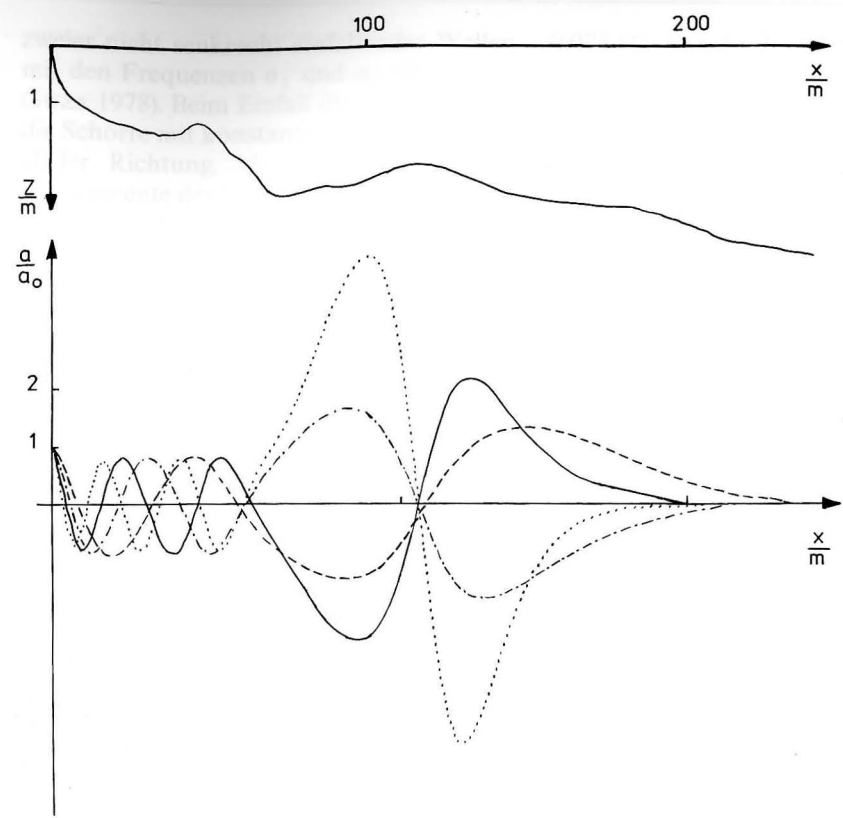


Abb. 9 Küstennormales Bodenprofil (oben, Zingst 19. 9. 85) und Amplitudenverhältnisse a/a_0 der Randwellen mit einer Phasengeschwindigkeit $c \approx 5,1 \text{ ms}^{-1}$ der Modes n und den Frequenzen - - - - $n = 4$, 0,1 Hz; - - - - $n = 5$, 0,14 Hz; ——— $n = 6$, 0,18 Hz; $n = 7$, 0,20 Hz; die seeseitigen Nullstellen der Wasserstands-anomalie werden durch die zweite Sandbank gebunden.

tem Material an den Schwingungsknoten der Geschwindigkeit der Randwelle erzeugen, aber diese Schwingung trat nur bei einer Registrierung auf. Ohne das Auftreten einer bevorzugten Frequenz läßt sich das Entstehen von Sandbänken durch die Häufung von Schwingungsbäuchen und damit Verfrachtung von Bodenmaterial erklären (SCHÖNFELDT 1989). Sandbänke bestehen nicht nur aus Bodenmaterial. Suspendiertes Material fällt an den Schwingungsknoten der Geschwindigkeit aus. Die Geschwindigkeitsknoten von stehenden Randwellen

(„leaky modes“) werden nicht von den Sandbänken beeinflusst. Für fortschreitende Randwellen ist eine Sandbankbildung denkbar, wenn man das Kollektiv aller Mode betrachtet. Es können die mit einer größeren Amplitude auftreten, deren Geschwindigkeitsminimum auf der Sandbank oder in der Nähe liegen. Dabei würde aber durch die unterschiedliche Phasen- und Gruppengeschwindigkeit der Mode ein Auseinanderlaufen der Mode und damit die Bildung von sichelförmigen Sandbänken („crescentic bars“, HOLMAN u. BOWEN 1982)

auftreten. Außerdem wären die Anregungspunkte für die Modes räumlich weit verteilt. Die Dispersionskurven und das frequenzabhängige Amplitudenverhalten der Randwellen lassen eher den Schluß zu, daß das ganze hochfrequente Spektrum des ersten Modes (Profil SALLENGER u. HOLMAN 1987) bzw. des zweiten und alle höheren Modes (Profil Zingst) am Aufbau der Sandwälle durch Ausfällung von suspendiertem Material an den Geschwindigkeitsknoten oder auch durch Transport von Bodenmaterial zu den Schwingungsbäuchen (Abb. 9) der fortschreitenden Randwellen beteiligt sind. Diese Randwellen können durch Wellenwechselwirkung von den einfallenden Wellengruppen angeregt werden. GUZA u. DA-

VIS (1974) bzw. GUZA u. BOWEN (1976) wiesen theoretisch bzw. theoretisch und experimentell die spezielle Wechselwirkung einer ufersekrech einfallenden Welle mit der Frequenz 2σ mit zwei Randwellen der Frequenz σ und den Wellenzahlen $+k$ und $-k$ nach. Diese drei Wellen erfüllen die Wechselwirkungsbedingung, daß die Summen der uferparallelen Wellenzahlen und der Frequenzen ($2\sigma - \sigma - \sigma = 0$) beide Null ergeben, ein spezielles Beispiel miteinander wechselwirkender Wellenzüge in der ufernahen Zone. Dies Ergebnis wird gewonnen, wenn man in (1) eine endliche Amplitude zuläßt. Diese Wechselwirkung ist für eine ganze Wellengruppe möglich. Die Amplitude der Randwellen kann dabei

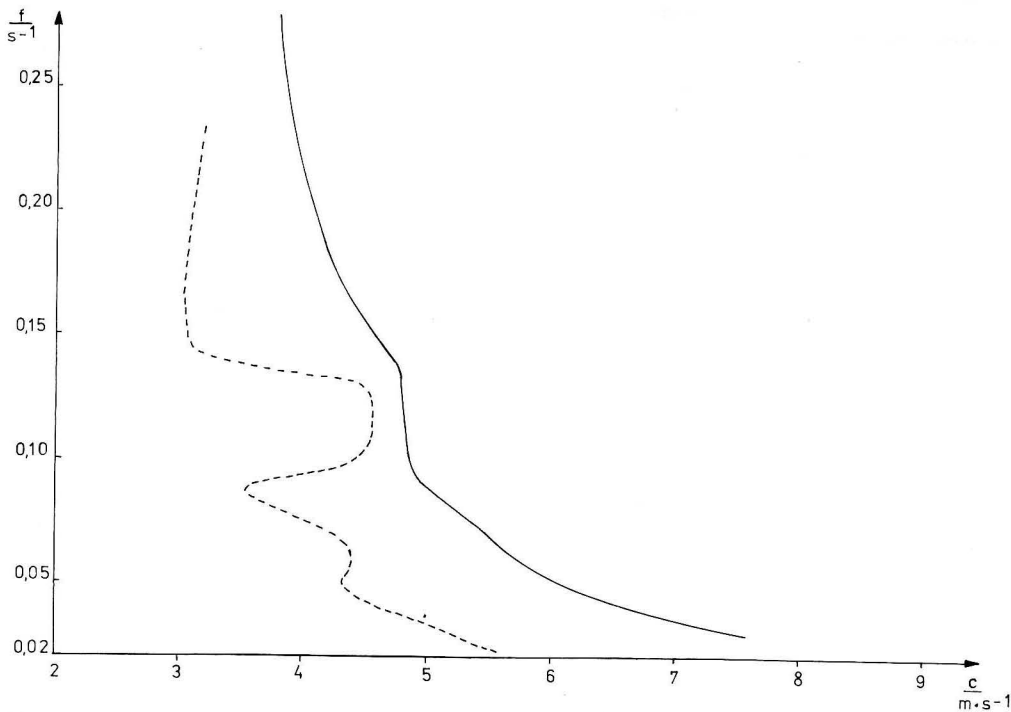


Abb. 10 Dispersionsbeziehungen zwischen der Frequenz $f = \sigma/(2\pi)$ und der Phasengeschwindigkeit $c = \sigma/k$ (ausgezogene Linie) und der Gruppengeschwindigkeit $c_0 = d\sigma/dk$ (gestrichelte Linie) für den Mode $n = 3$ über einem Profil mit zwei Sandbänken (Profil siehe Abb. 8 oben).

dreimal größer als die Amplitude der einfallenden Wellen werden, wobei diese in diesem Falle total reflektiert werden! Andererseits können zwei Randwellen mit den Wellenzahlen $+k$ und $-k$ und der Frequenz σ eine Welle mit der Frequenz 2σ in Richtung See emittieren. Der Grundmode hat dabei die höchste Anregungswahrscheinlichkeit. Nicht ufernormal einfallende Wellen regen ebenfalls zwei Randwellen an, die in entgegengesetzter Richtung uferparallel laufen, deren Frequenzen aber gegenüber dem senkrechten Einfall etwas verschoben sind (GUZA u. BOWEN 1976). GUZA u. INMAN (1975) untersuchten diese Wellenwechselwirkung an einem 15,2 · 18,2 m großen und 5,1 m tiefen Bassin mit einem verstellbaren 8,7 m Neigungsstück. Es zeigte sich, daß die zur Randwellenanregung notwendigen Mindestamplituden den theoretisch notwendigen zur Überwindung der viskosen Dissipation entsprechen. Bei wei-

terer Wellenerhöhung, ab Entstehung von Sturzbrechern, kommt das System in den Bereich der turbulenten Dissipation, und die resonante Anregung der subharmonischen Randwellen hört auf. Es bilden sich synchrone Randwellen – Randwellen, deren Frequenz gleich der Frequenz der einfallenden Wellen ist. Die Amplituden der synchronen Randwellen sind, bezogen auf die einfallenden Wellenamplituden, kleiner als die subharmonischen, entsprechend einer kleineren Anregungswahrscheinlichkeit. Interessanterweise wurde bei möglicher Mode-0- und Mode-1-Anregung (die Bedingungen ergaben sich aus der Geometrie und der Anregungsfrequenz) nur Mode 1 angeregt, vielleicht eine Erklärung für die Sonderstellung von Mode 1 auf dem reflektiven, natürlichen Profil von SALLENGER u. HOLMAN (1987).

Eine weitere Möglichkeit der Randwellenanregung besteht in der Wechselwirkung

zweier nicht senkrecht einfallender Wellen mit den Frequenzen σ_1 und σ_2 (BOWEN u. GUZA 1978). Beim Einfall dieser Wellen auf die Schorre mit konstanter Tiefe in uferparalleler Richtung, bleibt die uferparallele Komponente der Wellenzahlen erhalten. Es gilt bei gleichem Einfallswinkel α der Wellen 1 und 2 für die Randwelle

$$\sigma_r = \sigma_1 - \sigma_2, \text{ mit } \sigma_1 > \sigma_2, \quad (6)$$

$$k_r = (k_1 + k_2) \sin \alpha. \quad (7)$$

Mit der Phasengeschwindigkeit c_T der Wellen im Tiefwasser, der Phasengeschwindigkeit c_r der Randwellen und einer zentralen Frequenz σ_0 ($\sigma_0 = \sigma_1 - \sigma_r/2$) erhält man aus (6) und (7) $\sigma_r = 2\sigma_0 \sin \alpha c_r/c_T$ bzw. $\sin \alpha = \sigma_r c_T/(2\sigma_0 c_r)$. Mit dem für das Zingster Profil erhaltenen Wert der Phasengeschwindigkeit für $c_r = 4,75 \text{ ms}^{-1}$ im Bereich mit $c_r = \text{const.}$ und $\alpha = 90^\circ$ auf der 10-Meter-Tiefenlinie erhält man $\sigma_r \approx \sigma_0$. Randwellenfrequenzen im Bereich des typischen Seegangs mit 0,2 Hz sind durchaus mit diesem Anregungsmechanismus erzeugbar (Wertepaare für f_1, f_2 : 0,1 Hz, 0,3 Hz; 0,15 Hz, 0,35 Hz usw. mit $\sigma = 2\pi f$).

Für eine Anregung der Modes bzw. der Modegruppen mit $c \approx \text{const.}$ sprechen die hohen Amplituden der Randwellen im Brechbereich des Seegangs, der Zone stärkster Nichtlinearitäten. Dabei sind alle erwähnten Anregungsmechanismen möglich – parallel und bzw. oder sich ablösend, je nach Schorreneigung und damit nach Charakter der ufernahen Zone (dissipativ, reflektiv (GUZA u. INMAN 1975)). In Abb. 11 sind die normierten Leistungsspektren des Seegangs von drei ufer senkrecht angeordneten Meßpunkten dargestellt. Ein richtungsstabiler uferparalleler Wind von 14 m s^{-1} erzeugt einen Seegang mit einer großen uferparallelen Komponente. Der niederfrequente Anteil ($10^{-3} - 10^{-1} \text{ Hz}$) ändert sich wenig vom 100 zum 60 m entfernten Meßpunkt. Im Spülsaum ist die Dispersion s^2 auf 10 cm^2 abgesunken ($100 \text{ m} - s^2 = 160 \text{ cm}^2$; $60 \text{ m} - s^2 = 133 \text{ cm}^2$), aber es erscheint ein sekundäres Maximum bei

0,075 Hz. Die Spektren wurden mit einer Stützstellenzahl von 512 aus einer Gesamtheit von 61440 Meßwerten nach dem Vierfelderkorrelationsverfahren berechnet. Obwohl ein dazugehöriges Bodenprofil nicht aufgenommen werden konnte und das Meßfeld bzw. die gemessenen Phasen- und Kohärenzbeziehungen keinen Nachweis der Gruppen mit $c_r = \text{const.}$ liefern, belegt die Messung einen Transport von Wellenenergie von dem hochfrequenten in den niederfrequenten Bereich. Im hochfrequenten Randwellenbereich ($f > 0,06 \text{ Hz}$) gibt es lückenlos Modes, die ein Amplitudenmaximum (oder auch ein Geschwindigkeitsminimum) auf den Sandbänken besitzen. Die Amplituden sind, bezogen auf die Uferlinie, in Abweichung von einem linearen Bodenprofil recht erheblich. Die Eigenschaft der Wellen mit $\sigma = kc_r$ ($c_r \approx \text{const.}$) bewirkt, daß die Gruppengeschwindigkeit gleich der Phasengeschwindigkeit wird (siehe Abb. 10); über linearem Bodenprofil ist die Gruppengeschwindigkeit der Randwellen gleich der halben Phasengeschwindigkeit. Die Wellen mit $c_r \approx \text{const.}$ sind nicht dispersiv, die Wellenenergie der Wellengruppe läuft nicht auseinander. Die angeregten Gruppen bleiben erhalten. Eine solche Gruppe kann aber mit einer anderen, entgegengesetzt laufenden Wellengruppe wechselwirken und gemäß den obigen Darlegungen Energie in Richtung See durch Erzeugung einer Welle der Frequenz 2σ emittieren. Es ist also nicht unbedingt zu erwarten, daß die Randwellengruppen eine sehr hohe Lebensdauer und ständig eine sehr hohe Amplitude haben. Der Anregungsmechanismus ist recht verwickelt, ebenso die Wechselwirkung mit den einfallenden Wellen. Es ist aber denkbar, daß das Brandungsschweben („surf beat“) ein Ausdruck dieser Wellenerscheinung ist. Das Aufsteilen jeder 9. bis 10. Welle (keine strenge Periodizität) könnte als Ursache eine in uferparalleler Richtung laufende Randwellengruppe haben. Diese Wellengruppe hat die Eigenschaft eines Teilchens, sie hat nur auf der Sandbank (im

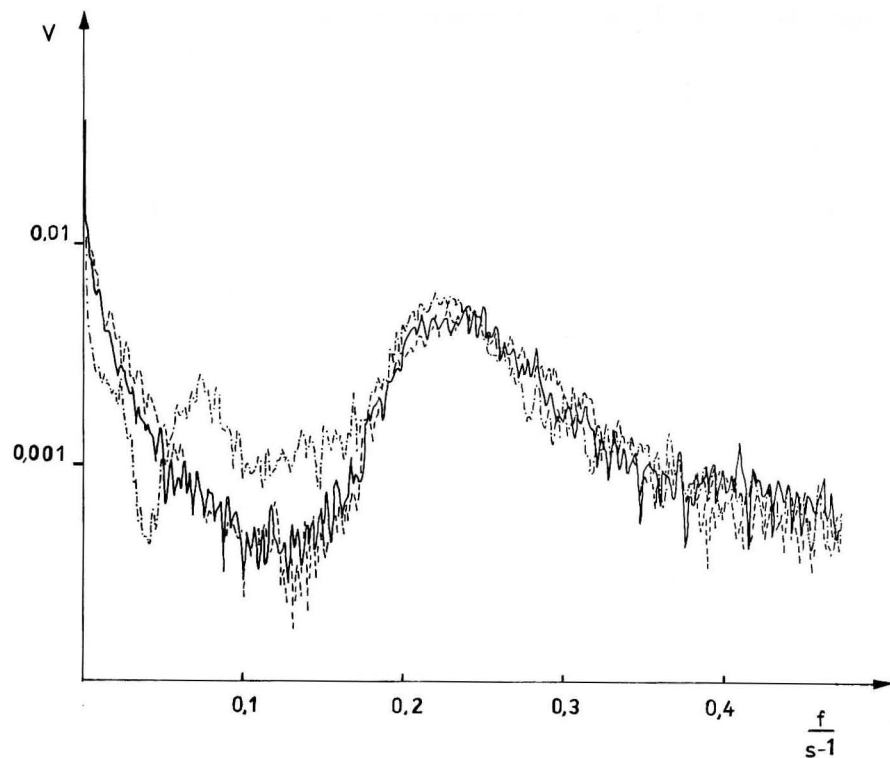


Abb. 11

Relatives Energiespektrum V (Leistungsspektrum dividiert durch die Dispersion, das Abtastintervall $t = 1 \text{ s}^{-1}$ und der Anzahl der Stützstellen $m = 512$ des Spektrums) des Seegangs im Spülsaum vom 19. 9. 1988 (Uferentfernung $x = 0$, Strichpunktlinie), in 60 m Uferentfernung (ausgezogene Linie) und in 100 m Uferentfernung (gestrichelte Linie).

Brechpunkt) bedeutende Amplituden und kann durch Überlagerung verschiedener Frequenzen und Modes mit $c_r \approx \text{const}$ die Form eines einzelnen Wellenberges mit zwei flacheren Tälern annehmen, ohne weiter beobachtbare Periodizitäten. Die Überlagerung des Seegangs mit dieser Wellengruppe führt dann lokal zur Wellenvergrößerung mit angrenzender Verkleinerung. Überlagern sich zwei entgegengesetzt laufende Gruppen, so kommt es im Berührungspunkt zu doppelten Amplituden und einer Emission von Wellenenergie in Richtung See. Die Erscheinung hat keine Periodizitäten und ist mit einer spektralen Betrachtungsweise im herkömmlichen Sinne schwer zu erfassen.

Bei der Interpretation von Seegangsdaten in der ufernahen Zone im Frequenzbereich

unterhalb des Seeganges findet man relativ gute Übereinstimmung der Meßdaten mit der Randwellentheorie. Dabei bestimmt man nicht, wie oben beschrieben, die Dispersionsrelationen des aktuellen Bodenprofils, sondern nutzt die Ähnlichkeit der höheren Randwellenmodes mit der Lösung von (1) mit $k = 0$ aus („leaky wave“, GUZA 1974; HOLMAN 1981; GUZA u. THORNTON 1985). Dieses Verfahren ist sehr einfach und in den Frequenzbereichen, die nicht durch die Sandbänke beeinflusst werden, brauchbar. In den Frequenzbereichen mit nahezu konstanter Phasengeschwindigkeit finden wir anormale Amplitudenverhältnisse und ein seeseitiges Binden der Extrema der Randwellen an eine Bodenstruktur, drastische Abweichungen von den Lösungen mit $k = 0$ in (1), die hier keine Beeinflus-

sung der Amplitudenverhältnisse durch die Sandbänke zeigen. Eine Interpretation von aktuellen Seegangsdaten durch Randwellen ist nur durch die numerische Bestimmung der Dispersionsbeziehungen für lokale Bodenprofile möglich. Bisherige Versuche sind deshalb von falschen Voraussetzungen ausgegangen, die Ähnlichkeit der Lösungen mit $k = 0$ und $k \neq 0$ muß im konkreten Fall immer überprüft werden.

Der Aufbau von Sandbänken kann als Selbstschutz der Küste vor Abtragung angesehen werden. Ausgehend von linearen Profilen wird der Sand nicht gleichmäßig in Richtung See transportiert, sondern es werden Profile mit stärkerem Anstieg im Seeschlag und einem zweiten starken Anstieg in Richtung See geschaffen. Das mögliche Randwellenspektrum wird beeinflußt (siehe Abb. 1). Die Randwellen wirken auf das Bodenprofil zurück, die Erzeugung von küstenparallelen Sandbänken führt zu extremen Amplitudenänderungen der Randwellen im Gebiet der Wellenbrechung. Das Reflektionsvermögen der Schorre wird durch die Aufschüttung der Sandbank erhöht. Es entsteht ein relativ stabiler Profilverlauf, denn in dem Maße, wie sich die Anregungswahrscheinlichkeit für Randwellen erhöht, erhöht sich mit dem Vorhandensein dieser Wellen auch die Wahrscheinlichkeit der Abstrahlung von Wellenenergie in Richtung See. Die Rückwirkung des Bodenprofils auf die Dispersionseigenschaften der Randwellen beginnt schon bei relativ kleinen Sandbänken, die gerade im Entstehen begriffen sind, wie Untersuchungen an einem Profil in der Veränderungsphase zeigten. Die charakteristischen Eigenschaften mit $c_r \approx \text{const}$ und das Binden der Amplituden an die Bodenerhebung (Sandbank) traten auch hier auf. Das Verhalten der Amplituden für $n = 2 - 10$ (Profil SALLENGER u. HOLMAN 1987, Abb. 9) läßt die Möglichkeit zu, daß sich bei ca. 150 m Uferentfernung eine zweite Sandbank aufbaut. Dies wird verhindert durch den ständig wechselnden Wasserstand und die wahrscheinlich zu geringe Sedimentzufuhr durch die

Randwellen gegenüber einem der Schwerkraft folgenden Materialtransport in Richtung See.

5. Schlußfolgerungen

Das eingehende Studium der Dispersionsbeziehungen von Randwellen über realem Bodenprofil zeigt, daß eine oder mehrere Wellengruppen charakteristische, gemeinsame Eigenschaften aufweisen. Die Wellen der entsprechenden Gruppen besitzen nahezu alle eine Phasengeschwindigkeit, die näherungsweise gleich der Gruppengeschwindigkeit ist. Sie haben auf einer Sandbank ein Geschwindigkeitsminimum oder Geschwindigkeitsmaximum. Diese Wellengruppen wirken auf die Struktur der Bodentopographie zurück. Sie können das Bodenprofil unverändert lassen. Dies erfolgt durch Transport von suspendiertem Material zu den Geschwindigkeitsknoten oder von Bodenmaterial zu den Geschwindigkeitsmaxima. Es sind auch beide Prozesse gleichzeitig möglich, wobei auch die stehenden Randwellen („leaky waves“) zum Transport von Bodenmaterial zu den Sandbänken beitragen können. Die Rolle der oben beschriebenen Randwellengruppen in der Brandung wurde noch nicht untersucht. Derzeitig herrscht in der Literatur die Ansicht vor, daß der Infrabereich bei der Formierung der Sandbänke die entscheidende Rolle spielt. Die bisher verwendeten Meßanordnungen und Auswertemethoden waren für die Beobachtung von Randwellen im Frequenzbereich des Seegangs mit den oben beschriebenen Eigenschaften ungeeignet. Aus den vorgelegten Rechnungen geht hervor, daß es sinnvoll ist, diese Wellengruppen mit einem uferparallelen, auf der Sandbank angeordnetem Meßfeld zu untersuchen. Die starke Wechselwirkung in der Brandung läßt vermuten, daß eine Beobachtung der Einzelereignisse geeigneter ist als eine reine spektralstatistische Auswertung. Bei zur Uferlinie schrägem Welleneinfall bewegen sich die Wellenfronten der Oberflächenwellen mit der uferparallelen Komponente der

Phasengeschwindigkeit $c/\sin \alpha$, wobei α den Einfallswinkel auf der Sandbank bedeutet. Die Gruppen der Randwellen wurden aber mit c_r gefunden, wobei für alle Profile die Näherung $c_r^2 \approx c^2 = gh_s$ gilt. Darin ist h_s die Wassertiefe auf der Sandbank.

Gleichung (1) wurde für den Fall einer in einer gewissen Uferentfernung verschwindenden Amplitude numerisch gelöst. Es sind zwei Fälle einer im Unendlichen nicht verschwindenden Amplitude eingeschlossen, wobei die ufernormale Komponente der Wellenzahl $k = 0$ ist. Der Fall der ufer senkrecht einfallenden Welle („leaky wave“) wurde diskutiert. Es gibt aber auch Lösungen von (1) mit dem Ansatz (2), wenn die Windwellen mit der Phasengeschwindigkeit der Randwellen uferparallel laufen. Der allgemeine Fall einer unter einem Winkel einfallenden Oberflächenwelle ist im Ansatz (2) nicht enthalten. Dazu müßten die Grundgleichungen mit variabler Wassertiefe und in ufernormaler Richtung variabler Wellenzahl gelöst werden. Über realen Bodenprofilen ist nur eine numerische Integration möglich. In Analogie zu den oben gefundenen Ergebnissen lassen sich Aussagen, die für lineare Profile gelten, nicht verallgemeinern.

Diese Arbeit entstand im Rahmen eines Forschungsauftrages „Randwellen und Sedimentation“ der Wasserwirtschaftsdirection Küste. Der Autor möchte sich bei Dr. E. HAGEN und Dr. H. U. LASS für die hilfreiche Diskussion herzlich bedanken.

Literatur

- BOWEN, A. J.; INMAN, D. L.: Edge waves and crescentic bars. — J. Geophys. Res. **76** (1971), 8662–8671.
- BOWEN, A. J.; GUZA, R. T.: Edge waves and surf beat. — J. Geophys. Res. **83** (1978), 1913–1920.
- CARTER, T. G.; LIU, P. L.; MEI, C. C.: Mass transport by waves and offshore sand bedforms. — J. Waterw. Harbors, Coastal Eng. Div. Am. Soc. Civ. Eng. **2** (1973), 165–184.
- GUZA, R. T.: Comment on 'Standing waves on beaches' by J. N. SUHAYDA. — J. Geophys. Res. **79** (1974) 36, 5671–5672.

- GUZA, R. T.; DAVIS, R. E.: Excitation of edge waves by waves incident on a beach. — J. Geophys. Res. **79** (1974), 1285–1291.
- GUZA, R. T.; INMAN, D. L.: Edge waves and beach cusps. — J. Geophys. Res. **80** (1975), 2997–3012.
- GUZA, R. T.; BOWEN, A. J.: Finite amplitude edge waves. — J. Mar. Res. **34** (1976), 269–293.
- GUZA, R. T.; THORNTON, E. B.: Swash oscillations on natural beach. — J. Geophys. Res. **87** (1982), 483–491.
- GUZA, R. T.; THORNTON, E. B.: Observations of surf beat. — J. Geophys. Res. **90** (1985), 3161–3172.
- HOLMAN, R. A.: Infragravity energy in the surf zone. — J. Geophys. Res. **86** (1981), 6422–6450.
- HOLMAN, R. A.; BOWEN, A. J.: Edge waves on complex beach profiles. — J. Geophys. Res. **84** (1979), 6339–6346.
- HOLMAN, R. A.; BOWEN, A. J.: Bars, bumps, and holes: Models for the generation of complex beach topography. — J. Geophys. Res. **87** (1982), 457–468.
- KIRBY, J. T.; DALRYMPLE, R. A.; LIU, L. F.: Modification of edge waves by barred-beach topography. — Coastal Eng. **5** (1981), 35–49.
- KRAUSS, W.: Methoden und Ergebnisse der theoretischen Ozeanographie. (I) Dynamics of the homogeneous and the quasihomogeneous ocean. — Berlin—Stuttgart: 1973.
- MEI, C. C.; LE MEHAUTE, B.: Note on the equations of long waves over an uneven bottom. — J. Geophys. Res. **71** (1966), 393–400.
- SALLENGER, A. H.; HOLMAN, R. A.: Infragravity wave over a natural barred profile. — J. Geophys. Res. **92** (1987), 9531–9540.
- SCHÖNFELDT, H.-J.: Are edge waves responsible for location of sand reefs? — Beitr. Meereskd. **60** (1989), 35–40.

Anschrift des Autors:

Dr. H.-J. SCHÖNFELDT
Maritimes Observatorium
der Universität Leipzig

Wissenschaftsbereich Geophysik
Müggenburger Weg 5
O-2385 Zingst

Eingereicht: 10. 11. 1988
Zur Veröffentlichung angenommen: 15. 12. 1988

HERBERT SIEGEL

Empirical algorithms for the determination of chlorophyll by remote sensing methods

With 3 figures and 5 tables

Abstract: Measurements of spectral reflectances in different areas of investigation were used in order to derive optimal wavelengths and algorithms for the determination of chlorophyll concentration by remote sensing methods. The wavelengths and the coefficients of the relationships vary in different water bodies, i.e. an universal algorithm does not exist.

Zusammenfassung: Messungen von spektralen Remissionskoeffizienten in verschiedenen Untersuchungsgebieten wurden genutzt, um optimale Wellenlängen und Algorithmen für die Bestimmung der Chlorophyllkonzentration mit Fernerkundungsverfahren abzuleiten. Die Wellenlängen und die Koeffizienten der Beziehungen ändern sich in verschiedenen Wasserkörpern. Universelle Algorithmen, anwendbar für alle Meeresgebiete, sind nicht herleitbar.

Резюме: Измерения коэффициента спектрального отражения в разных районах исследованный были использованы, чтобы разработать оптимальные длины волн и алгоритмы для определения концентрации хлорофилла с помощью метода дистанционного зондирования. Длины волн и алгоритмы меняются в различных водных массах. Вследствие этого невозможно дать универсальные алгоритмы для всех районов моря.

In general it is possible to distinguish empirical, semiempirical and analytical algorithms as mentioned by MOREL (1980). Empirical algorithms combine ratios or differences of upward radiances or reflectances of different wavelengths and the concentration of chlorophyll. However, the optical properties can also be influenced by other water constituents. GORDON and MOREL (1983) proposed the following classification of water bodies for application in remote sensing:

The case 1 waters include oligotrophic deep blue ocean water, moderately productive green water and eutrophic dark green water, where the optical properties are determined by the phytoplankton and its derivative products.

In case 2 waters the optical properties are dominated besides the phytoplankton by other constituents as terrigenous particles, resuspended sediments (sediment dominated waters) or terrigenous dissolved organic substances (yellow substances dominated waters).

2. Structure of empirical algorithms

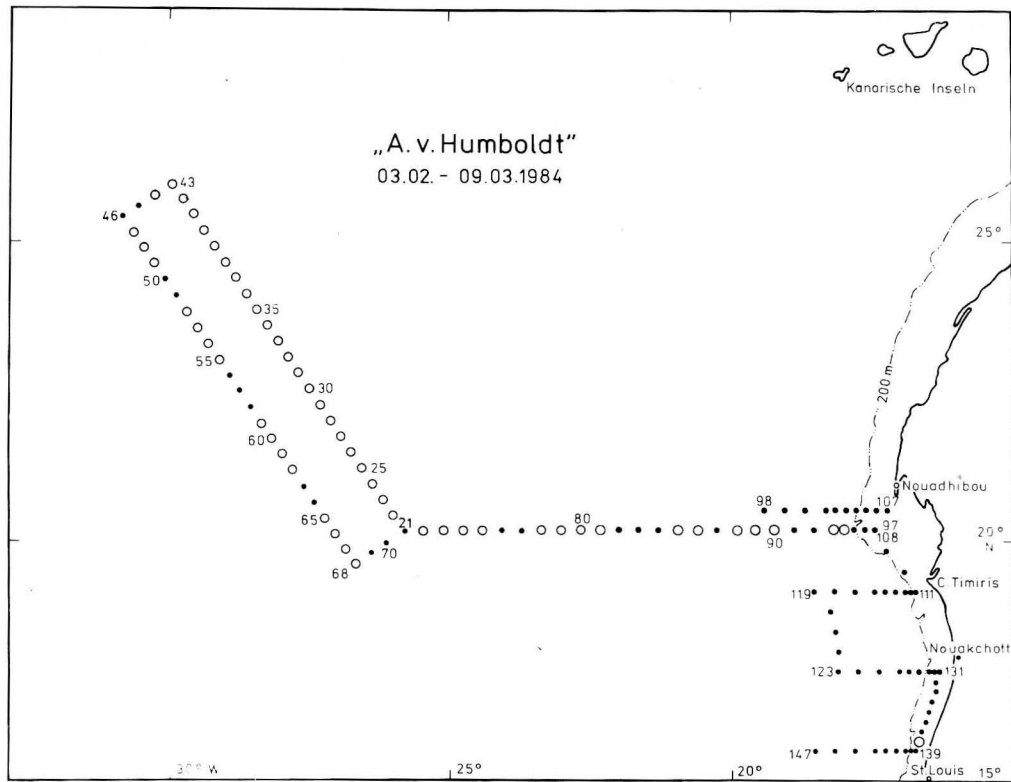
The empirical algorithms which are used for the calculation of a geophysical parameter from optical quantities are of the general form:

$$G = A \cdot X^B \quad (1)$$

where G is a geophysical parameter as for instance the concentration of chlorophyll or suspended sediments. A and B are constants which are determined by a regres-

1. Introduction

The application of remote sensing data in the visible spectral range for the determination of biologically relevant quantities such as chlorophyll-a requires relationships between concentration of chlorophyll-a and optical parameters in addition to the correction of effects of the atmosphere and the water surface.



a) Station map of the measurements in the Atlantic Ocean off Northwest Africa

sion analysis of measured values and X represents the ratio of an apparent optical property at two different wavelengths λ_1 and λ_2 . The optical property can be the upward radiance or irradiance just beneath or above the sea surface (L_u, L_w, E_u, E_w) or different spectral reflectances.

$$\begin{aligned}
 \text{a) } X &= \frac{L_u(\lambda_1)}{L_u(\lambda_2)}, & X &= \frac{E_u(\lambda_1)}{E_u(\lambda_2)}, \\
 X &= \frac{R_w(\lambda_1)}{R_w(\lambda_2)}, & X &= \frac{\mathfrak{R}(\lambda_1)}{\mathfrak{R}(\lambda_2)}, \\
 \text{b) } X &= \frac{L_w(\lambda_1)}{L_w(\lambda_2)}, & X &= \frac{E_w(\lambda_1)}{E_w(\lambda_2)}, \\
 X &= \frac{R(\lambda_1)}{R(\lambda_2)}
 \end{aligned}
 \tag{2}$$

R_w is the ratio of the upward E_u and downward E_d irradiance $R_w = E_u/E_d$ both

measured just beneath the sea surface. \mathfrak{R} is the ratio of the upward irradiance E_u just beneath the surface and the downward irradiance E_G above the surface $\mathfrak{R} = E_u/E_G$. The applied wavelengths λ_1 and λ_2 are chosen dependent on the geophysical parameter which is to be determined and of the area of investigation.

For oceanic case 1 waters the most appropriate wavelengths for chlorophyll-algorithms are $\lambda_1 = 440$ nm and $\lambda_2 = 550$ to 520 nm. The wavelength 440 nm represents the range of the absorption maximum of chlorophyll-a and 520 – 550 nm the range of the absorption minimum of productive ocean water. Therefore these three wavelengths have been selected for CZCS-channels. In the literature chlorophyll-algorithms are published using these wavelengths for the calibration of CZCS data,

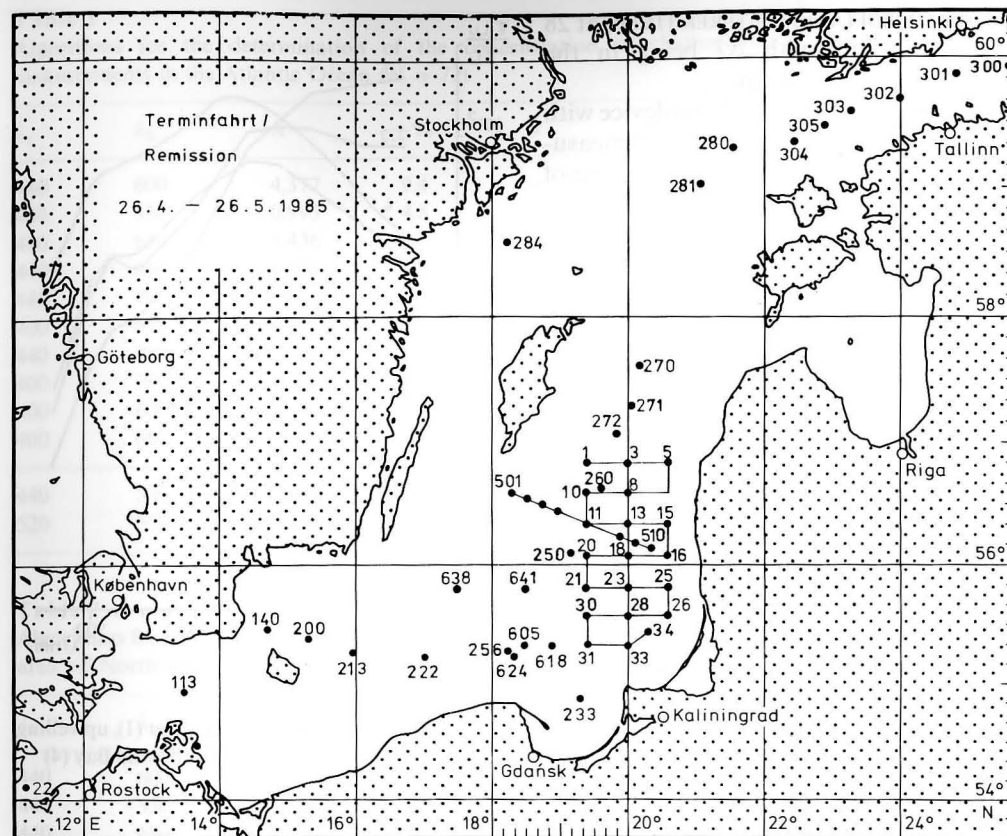


Fig.1b
b) Station map of the expedition in the Baltic in 1985

especially for case-1-waters. In case-2-waters dominated by yellow substances the absorption of chlorophyll near 440 nm is strongly influenced by the absorption of yellow substances.

A list of 38 chlorophyll algorithms for different areas and waterbodies is presented by SIEGEL (1986). The coefficients for the relationship vary in the different algorithms.

3. Methods and areas of investigation

For the following investigations we used the spectral reflectances because they are nearly independent of the incident radiation. The spectral reflectances in the visible spectral

range were determined from measurements of the upward radiance L_u just beneath the sea surface and of the downward irradiance E_G above the surface using

$$\mathfrak{R} = \frac{\pi \cdot L_u}{E_G}
 \tag{3}$$

L_u and E_G were chosen in order to minimize the influence of surface effects on our instantaneous measurements. The relation (3) which is correct in the case of diffuse irradiation (SIEGEL 1986) was used to treat all available data taken during several expeditions on the same footing.

In the wavelength range between 380 and 750 nm L_u and E_G were measured with the calibrated spectrophotometer BAS-W de-

scribed by SIEGEL and LEITERER (1986) at 28 measuring points with $\Delta\lambda$ being in the interval from 10 to 20 nm.

The different sensitivity of this device with respect to L_u (higher) and E_u (lower) measurements was a further reason for the use of the approximate relation (3).

The optical-active concentration at the sea surface was approximated by the mean chlorophyll-a + phaeopigment concentration of the 10 m top layer according to LORENZEN and JEFFREY (1980).

Aboard the research vessels "A. v. Humboldt" and "Professor Albrecht Penck" of the Academy of Sciences of the GDR measurements of the spectral reflectance were carried out at about 200 stations in different areas. In June and September 1983 as well as in April/May 1985 the measurements were carried out in the Baltic and in February/March 1984 in the Eastern Central Atlantic Ocean and in the upwelling area off Mauretania (Fig. 1a and 1b). Some further stations were investigated in the Greifswald Bay in April 1986 from the research cutter "Clupea".

4. Regression analysis for the chlorophyll algorithms

With respect to the various optical properties in the water masses in different areas and during different seasons we can not expect to find a universal chlorophyll algorithm for all regions and seasons. The mean reflectances of the different areas are displayed in Fig. 2.

To obtain an optimal algorithm we used a regression analysis between the chlorophyll-a + phaeopigment concentration and colour indices. These colour indices were calculated from reflectances measured at 10 different wavelengths (400, 440, 520, 550, 600, 660, 680, 700, 735 nm) including the CZCS channels. This procedure was applied to all measurements in the same way.

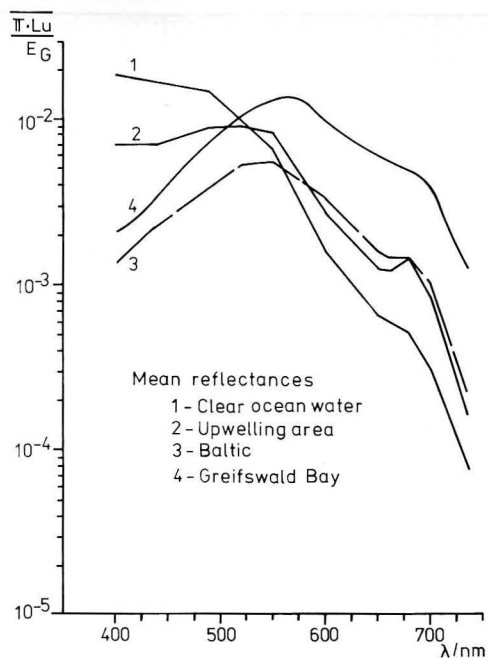


Fig. 2 Mean reflectances of clear ocean water (1), upwelling water (2), the Baltic (3) and the Greifswald Bay (4)

4.1. Algorithms for the upwelling area off Mauretania

The investigations in the Eastern Central Atlantic Ocean and in the upwelling area off Northwest Africa were aimed to elaborate the regional differences of the spectral reflectances (SIEGEL, BROSIN 1986) and to derive algorithms for the determination of chlorophyll by remote sensing methods. In clear ocean water and in productive upwelling water masses the optical properties are determined by the water itself and by the phytoplankton and its derivative products. Preliminary selected algorithms using the CZCS channels were published by SIEGEL (1985) and SIEGEL (1987). In this paper the statistical analysis will be discussed, as carried out by SIEGEL (1986). The statistical parameters for the regression analysis using a total of 72 measurements in the Atlantic Ocean are listed in Table 1.

Table 1 Algorithms for the determination of the concentration of chlorophyll-a + phaeopigment for all measurements in the Atlantic Ocean (N = 72)

λ_1	λ_2	A	$\pm\%$	B	$\pm\%$	σ	r^2
440	600	4.377	9.4	-1.230	5.1	0.869	0.843
440	550	0.993	4.8	-1.553	5.3	0.959	0.833
440	650	8.436	13.0	-1.064	5.4	0.944	0.829
440	660	8.374	14.0	-1.044	5.6	0.970	0.819
440	700	8.927	14.0	-0.888	5.7	1.003	0.817
400	650	8.035	14.0	-1.031	5.9	0.974	0.803
440	680	5.396	12.0	-0.867	6.0	1.042	0.798
400	700	8.494	15.0	-0.862	6.1	1.026	0.793
400	600	4.075	11.0	-1.156	6.1	0.956	0.793
400	660	7.933	14.0	-1.009	6.1	1.011	0.791
440	520	0.746	6.0	-2.068	6.8	1.205	0.753
520	550	1.736	7.7	-4.263	7.2	1.026	0.734

Table 2 Algorithms for the determination of the concentration of chlorophyll-a + phaeopigment for the upwelling area off North-west Africa (N = 56)

λ_1	λ_2	A	$\pm\%$	B	$\pm\%$	σ	r^2
440	600	4.935	12.9	-1.378	8.58	0.9805	0.716
440	550	0.933	13.0	-1.772	9.00	1.079	0.696
440	650	9.192	19.2	-1.116	9.23	1.080	0.685
440	660	9.133	20.1	-1.096	9.66	1.098	0.665
440	700	10.14	21.2	-0.952	9.72	1.135	0.662
400	650	10.54	22.0	-1.195	9.93	1.126	0.652
440	680	6.519	16.4	-0.994	9.99	1.178	0.650
400	700	11.39	23.8	-1.007	10.39	1.142	0.632
400	660	10.45	23.0	-1.172	10.40	1.134	0.632
400	600	5.013	15.7	-1.398	10.40	1.094	0.631

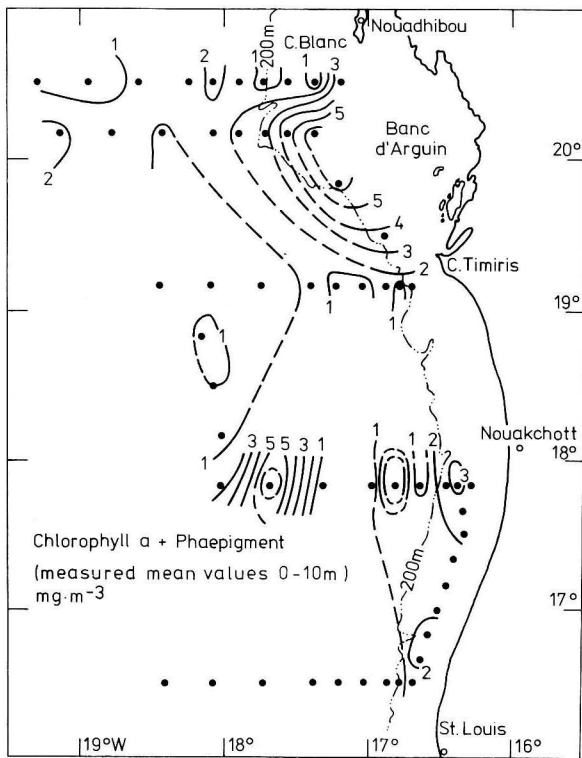
The concentration of chlorophyll-a + phaeopigment varies from 0.12 to 6.2 mg/m³. The regression analysis shows the best correlation for colour indices if $\lambda_1 = 440$ nm and $\lambda_2 > 550$ nm were used.

The comparison between in situ determinations of chlorophyll and concentrations calculated on the basis of the measured colour index R_{440}/R_{550} is presented in Fig. 3. The distribution patterns are very similar. At higher concentrations (e.g. in the north-eastern part of the investigated area) the calculated concentrations are lower

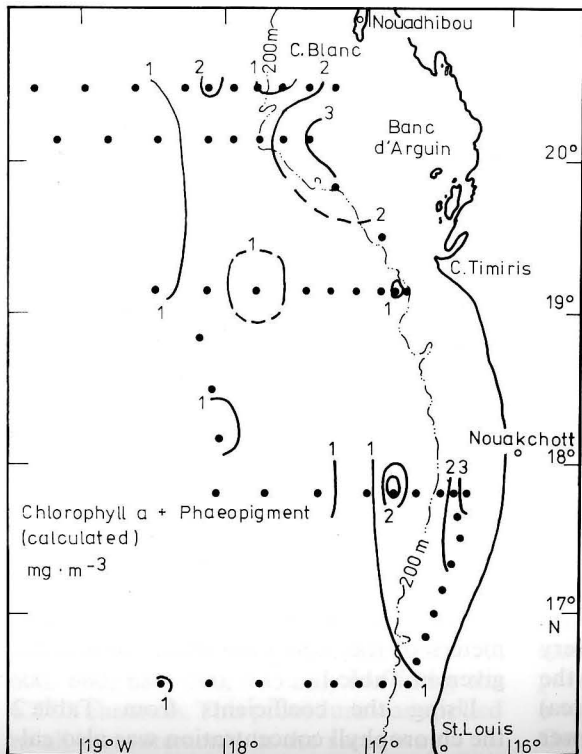
than the measured values. Our main goal was to find chlorophyll algorithms for the upwelling area. Therefore we applied the analysis only to the measurements of the upwelling area from station 87 to 147. The results are collected in Table 2. The concentrations vary between 0.3 and 6.2 mg/m³.

The coefficients and the statistical parameters of the regression differ from those given in Table 1.

Using the coefficients from Table 2 the chlorophyll concentration was also cal-



a



b

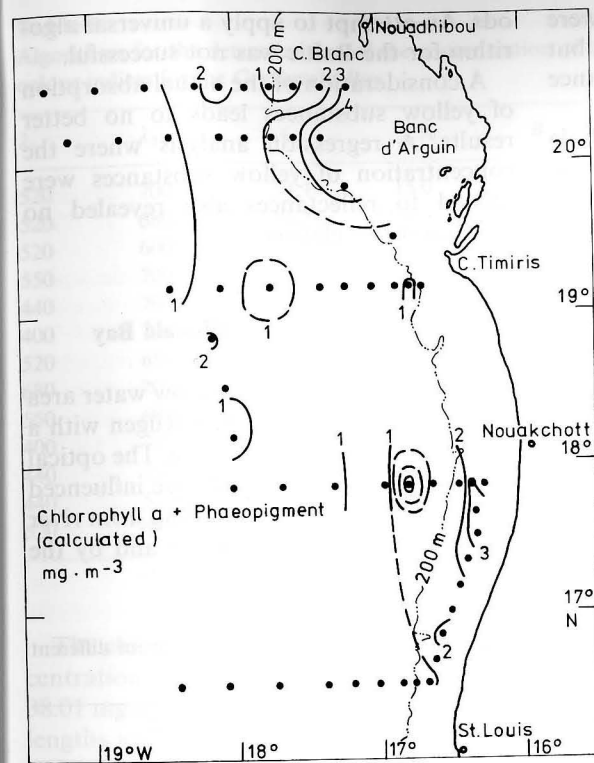


Fig. 3
Distribution of the concentration of chlorophyll-a + phaeopigments in the upwelling area off Mauretania
a) Mean measured concentrations of the 10 m top layer
b) Calculated concentrations using all measurements
c) Calculated concentrations using the measurements of the upwelling area

culated using the measured colour index R_{440}/R_{550} . Figure 3c shows a better approach to the natural distribution with increased concentrations. These results indicate the necessity of actual ground truth measurements for the derivation of algorithms determining chlorophyll concentrations in a special area. These problems are much more difficult in a marginal sea such as the Baltic as pointed out in the following section.

4.2. Algorithms for the Baltic

In the Baltic the optical properties are determined by the phytoplankton and its derivative products as well as by dissolved and suspended matter coming with the river inflow into the Baltic.

Measurements of the spectral reflectances for the derivation of chlorophyll algorithms

were carried out in June 1983 in the Gotland Basin, in September 1983 on an anchor station in the Arkona Basin and in April/May 1985 on a cross section through the central Basin and on a polygon in the southern Gotland Sea. In the Baltic as well as in other regions of the phytoplankton are characterized by significant seasonal variations. This has to be taken into account in order to interpret our results.

In June 1983 the measurements were carried out in the phase of stagnation after the spring bloom and in September 1983 in the transition period between summer and autumn. In the second part of May 1985 the measurements at the polygon in the southern Gotland Basin were performed at the end of the spring bloom.

The regression analysis showed no significant correlation between the reflectances and the chlorophyll concentration, i.e. the

variations in the optical properties were not dominated by the phytoplankton but more influenced by the yellow substance variability.

During the section through the whole Baltic from the 26th of April 1985 to the 9th of May 1985 the chlorophyll-a + phaeopigment concentration varied between 1.8 and 19.7 mg/m³.

These high concentrations as well as additional investigations on primary productivity and on the composition of the phytoplankton indicate a developing spring bloom of diatoms. The influence of river inflow on the optical properties of the central stations was rather low. The regression analysis for this period led to the following results (compare Table 3):

Table 3
Algorithms for the determination of the concentration of chlorophyll-a + phaeopigment from different colour indices for the spring bloom 1985 in the Baltic

λ_1	λ_2	A	±%	B	±%	σ	r^2
520	660	63.90	19.0	-1.964	8.0	1.547	0.857
520	600	12.33	7.1	-1.914	8.3	1.575	0.847
520	650	46.49	18.0	-1.806	8.9	2.033	0.830
440	660	10.67	6.5	-1.608	8.9	1.466	0.828
440	650	9.152	6.2	-1.469	10.0	1.975	0.791
550	600	26.10	15.0	-2.756	10.0	2.126	0.789
550	660	267.0	41.0	-2.787	10.0	1.937	0.780
440	600	3.058	9.6	-1.440	11.0	2.173	0.752
550	650	141.8	37.0	-2.450	12.0	2.669	0.743
440	700	11.81	9.3	-1.066	12.0	2.089	0.737

The best correlations were found for algorithms using for λ_1 the values 520, 440 and 550 nm and $\lambda_2 > 600$ nm. Hence it seems to be possible to determine the chlorophyll concentration from reflectance measurements in the central Baltic during the spring bloom.

During summer time the bloom of blue-green algae take place in the whole Baltic. In that time the optical properties are dominated by the phytoplankton too. This could be another event for the determination of chlorophyll by remote sensing meth-

ods. An attempt to apply a universal algorithm for the Baltic was not successful.

A consideration of the actual absorption of yellow substances leads to no better results. A regression analysis where the concentration of yellow substances were related to reflectances also revealed no significant correlation.

4.3. Algorithms for the Greifswald Bay

The Greifswald Bay is a shallow water area to the south of the island of Rügen with a maximum depth of about 14 m. The optical properties of the water body are influenced by yellow substances originating from river inflow, by resuspended matter and by the

phytoplankton variations. In May 1985 measurements of the spectral reflectance and the chlorophyll concentration were carried out at 11 stations. The mean spectral reflectance of the bay water differs from the mean curve of the open Baltic within the whole visible range as mentioned by SIEGEL (1986a, 1986b). The values are greater at wavelengths ≥ 500 nm because of the scattering of the higher concentration of suspended matter. The steeper slope in the range of short wavelength is caused by the increased concentration of yellow substances.

Table 4
Algorithms for the determination of the concentration of chlorophyll-a + phaeopigment from different colour indices for the Greifswald Bay

λ_1	λ_2	A	±%	B	±%	σ	r^2
520	700	51.19	15.0	-1.501	13.0	2.915	0.832
520	680	81.81	26.0	-2.587	16.0	3.611	0.813
520	600	11.73	8.7	-3.046	16.0	5.241	0.808
550	700	79.64	26.0	-1.589	16.0	3.574	0.807
440	700	11.48	9.8	-0.811	18.0	4.176	0.774
400	700	6.913	18.0	-0.827	19.0	5.041	0.763
520	650	55.80	25.0	-2.762	20.0	5.850	0.733
680	700	24.16	10.0	-2.760	20.0	4.434	0.727
550	600	25.29	12.0	-3.427	23.0	6.162	0.669
400	735	19.25	9.0	-0.684	25.0	5.422	0.644
440	550	6.144	54.0	-0.699	49.0	7.532	0.319
440	520	6.225	53.0	-0.825	50.0	7.375	0.311
520	550	9.634	46.0	-2.392	74.0	8.426	0.167

The chlorophyll-a + phaeopigment concentration varies between 8.17 and 38.01 mg/m³. To find the optimal wavelengths and algorithms the regression analysis was carried out.

The best algorithms and their statistical parameters are presented in Table 4.

The best correlations were found using $\lambda_1 = 520, 550$ and 440 nm and $\lambda_2 > 650$ nm especially 520 nm and 700 nm.

The dominance of these wavelengths implies, that the CZCS channels 1-3 cannot be used alone to calculate the chlorophyll concentration. These wavelengths are strongly affected by the variability of the yellow substances in that area.

5. Conclusions

The regression analysis to derive chlorophyll algorithms for the calibration of satellite data revealed significant differences between the areas of investigation. These differences are found in the coefficients of the regression formulas as well as in the optimal wavelength.

The summary in Table 5 illustrates the shift of optimal wavelengths in chlorophyll algorithms.

These investigations proved, that universal algorithms, applicable to different areas of investigation and seasons, do not exist.

Table 5
Dominant wavelength in chlorophyll algorithms for different area of investigation

Area of investigation	λ_1 nm	λ_2 nm	Chl. a + Ph mg · m ⁻³	σ mg · m ⁻³	r^2
Eastern Central Atlantic Ocean upwelling area	440	550-650	0.12-6.2	<1.0	>0.8
Baltic Sea	440	550-650	0.3-6.2	1.0	>0.67
Greifswald Bay	520	600-660	1.8-19.7	1.5-2.0	>0.8
	520	680-700	8.2-26.7	2.9-4.2	>0.8

In case-1-waters where the optical properties are dominated by the phytoplankton the derivation of chlorophyll algorithms can be done without problems, however, the accuracy of the calculated concentration depends on the ground truth data set. The utilization of remote sensing data for the determination of chlorophyll in a case-2-water as in the Baltic seems to be reasonable only during a plankton bloom (in spring), if the changes in the optical properties are dominated by the phytoplankton. An algorithm derived for a special area is not transferable to another one, because of the special composition of all water constituents which influence the optical properties.

In future experiments these results should be considered in the application of remote sensing data in the visible range for the determination of the concentration of chlorophyll. Ground truth measurements are necessary to improve the accuracy of the selected regional algorithms.

The regression analysis illustrated the change in the optimal wavelengths for different water bodies which should be taken into account for the use of the channels of remote sensors.

6. References

GORDON, H.; MOREL, A.: Remote assessment of ocean color for interpretation of satellite visible imagery. A review. — (Lecture notes in coastal and estuarine studies). — New York: Springer-Verlag 1983, 111p.

LORENZEN, C. J.; JEFFREY, S. W.: Determination of chlorophyll in seawater. — UNESCO Technical Papers in Marine Science 35 (1980), 20 p.

MOREL, A.: In-water and remote measurements of ocean color. — Boundary-layer Meteorology 18 (1980), 177–201.

MOREL, A.; PRIEUR, L.: Analysis of variations in ocean color. — Limnol. Oceanogr. 22 (1977), 709–722.

SIEGEL, H.: On the relationship between the concentration of chlorophyll-a and the reflectance color indices. — Int. Counc. Expl. Sea, C: 27 (1985), 7.

SIEGEL, H.: Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen der Konzentration ausgewählter Inhaltsstoffe und der spektralen Remission von Wasserflächen. — Diss., Rostock 1986, 146 S.

SIEGEL, H.: Über die Möglichkeiten der Aufstellung von Algorithmen zur Chlorophyllbestimmung aus spektralen Remissionskoeffizienten in der Ostsee. — Veröff. Zentralinst. Physik Erde 93, I (1987), 179–186.

SIEGEL, H.; LEITERER, U.: Die Wasservariante des Spektralfotometers BAS (BAS-W). — Feingeräte-technik 35 (1986), 279–281.

SIEGEL, H.; BROSIN, H.-J.: Regional differences in the spectral reflectance of seawater. — Beitr. Meereskd. 55 (1986), 71–77.

Address of the author:

Dr. rer. nat. H. SIEGEL
Institut für Meereskunde
O-2530 Rostock-Warnemünde

Received: February 28, 1989

Accepted: July 1, 1989

PER SÖDERBERG and TOM FLODÉN

Pockmark developments along a deep crustal structure in the northern Stockholm Archipelago, Baltic Sea

With 13 figures and 3 tables

Abstract: The Stockholm Archipelago comprises the western part of a crystalline bedrock threshold that separates the Baltic Proper in the S from the Gulf of Bothnia in the N. The area contains deep seated tectonic lineaments of mainly Svecofennian age. Geophysical and geochemical investigations of degassing structures in the seabed at Vettershaga in the northern Archipelago suggest two sources of sediment gas, biogenic and thermogenic. Biogenic gas is produced within the postglacial clayey sediments with a preference to the central parts of enclosed bays. The sediment becomes gas-charged over large areas, but neither gas migration structures nor pockmarks are common features here. Thermogenic gas from sources in the crystalline bedrock rises to the surface along parts of the tectonic lineaments. Fields of pockmarks and gas migration structures occur, and enhanced amounts of thermogenic gas are measured here. Södergårdsfjärden Bay at Vettershaga contains seabed structures within an area of 50 × 200 m, which seem to be created through an interaction between thermogenic and biogenic gas. The clayey sediment contains thick gas producing layers of the algae *Vaucheria dichterma*. Small pockmarks, water seeps and mud-volcanous are abundant at the sediment surface, and explosive gas eruptions occur intermittently. Furthermore, the Bay is located above an active tectonic structure as evidenced by a major earthquake here in 1979. Although no prequaternary sedimentary caprock exists in this crystalline bedrock area, it is possible that thermogenic gas may accumulate within those parts of the fractures which are sealed at the surface.

Zusammenfassung: Das Stockholmer Schärengelände ist der wesentliche Teil einer Kristallinschwelle, die den Bottnischen Meerbusen im Norden vor der eigentlichen Ostsee im Süden trennt. Das Gebiet ist von tiefreichenden tektonischen Lineamenten, hauptsächlich svekofennischen Alters durchzogen. Geophysikalische und geochemische Untersuchungen an gasführenden Strukturen im Meeresboden

bei Vettershaga im nördlichen Teil des Archipels lassen vermuten, daß es sich bei den Gasvorkommen in den Sedimenten sowohl um biogenes als auch um thermogenes Gas handelt. Biogenes Gas wird in den postglazialen, tonigen Sedimenten gebildet. Die zentralen Gebiete von abgeschlossenen Buchten zeigen dabei die höchsten Produktionsraten. Die Sedimente sind mit Gas angereichert. Es treten jedoch kaum Gasmigrationsstrukturen und „Pockmarks“ auf. Thermogenes Gas aus dem kristallinen Untergrund gelangt entlang der tektonischen Störungen an die Oberfläche. Im Bereich der Lineamente konnten „Pockmarks“ und Gasmigrationsstrukturen beobachtet werden. Der Meeresboden der Södergårdsfjärden-Bucht zeigt auf einer Fläche von 50 × 200 m Strukturen, die sowohl durch thermogenes wie auch durch biogenes Gas entstanden sein dürften. Die tonigen Sedimente enthalten gasproduzierende Lagen, in denen die Alge *Vaucheria dichterma* massenhaft auftritt. „Pockmarks“, Süßwasseraustritte und kleine Schlammvulkane sind an der Meeresbodenoberfläche verbreitet. Sogar explosive Gasaustritte kommen vor. Die Bucht liegt über einer tektonischen Struktur, was durch ein stärkeres Erdbeben (1979) belegt wurde. Es wird angenommen, daß sich das Gas im Bereich der Störungen akkumuliert.

Резюме: Стокгольмский архипелаг является западной частью кристаллической цокольной гряды, отделяющей центральную часть Балтийского моря на юге от Ботнического залива на севере. Этот район содержит глубокие тектонические линейменты в основном svecofennического возраста. Геофизические и реохимические исследования дегазированных структур в ложе района Веттерсхага северной части архипелага указывают на два источника газа в осадочных породах: органогенный и терморенный. Органогенный газ образуется в последниковых илистых породах, преимущественно в глубинных частях замкнутых заливов. Осадочные породы становятся газоносными на

больших ареалах, но ни структуры миграции газа, ни округленные углубления на дне нетипичны для района. Показано, что термогенный газ в кристаллических породах поднимается на поверхность вдоль участков тектонических линейментов. Встречаются поля округлых углублений и и структур миграции газа, а также замеры повышенного количества термогенного газа. Залив Седергордсфьердз в районе Веттерсхага содержит донные структуры в пределах участка размером 50×200 м, которые, по-видимому, образованы в результате взаимодействия термогенного у органического газа. Илистые осадочные породы содержат мощные слои водородной *Vaucheria dichterma*, образующих газ, а также небольшие округлые углубления; на поверхности осадочных пород многочисленны водные источники и грязевые вулканы; периодически происходят выбросы газа. Далее, залив расположен над зоной тектонической активности, что и было доказано крупным землетрясением в 1979 году. Хотя в этой формации кристаллических пород нет осадочной покрывки, все же возможно, что термогенный газ может скапливаться в заключенных под поверхностью частях расколов.

1. Introduction

Circular depressions in the seabed, termed pockmarks, have been reported from shelf areas around the world. JOSEPHANS (1978) describes those from the Canadian shelf, HOVLAND (1982) from the North Sea, and FLOOD and JOHNSON (1984) from Lake Superior. The results up to the present time are discussed in a comprehensive volume by HOVLAND and JUDD (1988). Pockmarks are normally developed in soft bottoms and mostly interpreted as outlet vents for gas or fluid. The clayey sediments are often disturbed at depth — gasturbated — in the vicinity of these structures. Gas accumulations related to occurrences of pockmarks have also been described. However, most reports on pockmarks, including those just mentioned, deal with areas of sedimentary bedrock, where the presence of petroleum associated gas is ascertained.

In the seabed of the Baltic, pockmarks of different size and origin also occur. WHITICAR and WERNER (1981) describe structures from the Mesozoic sedimentary bedrock area in the southern Baltic Proper. FLODÉN and SÖDERBERG (1988) found structures further north within the crystalline bedrock area of the northern Baltic Proper and also within the Stockholm Archipelago. These latter structures occur in glacial clay as well as in postglacial clay and gyttja.

Some of the structures in the Archipelago are evidently created by gas, as documented by sediment gas analyses and by reports of gas eruptions at the water surface. The pockmarks in the Södergårdsfjärden Bay, described in this paper, belong to this category. Other structures may, at least, partly be developed by different processes other than eruptions of gas or fluid. These latter structures are generally remarkably large, up to 40 metres in diameter and 2–3 m deep, and exhibit distinctly flat bottoms. Structures of this kind occur abundantly in the southernmost part of the Stockholm Archipelago (FLODÉN and SÖDERBERG 1988).

Within the crystalline bedrock area of the Baltic, the presence of petroleum associated gas is excluded. There remains a number of possibilities, however. The main gas source here is obviously biogenic production within the postglacial sediment, but gas may also be released from the ground water. Possible additional sources are thermogenic gas migrating to the surface along tectonic lineaments from lower levels in the earth's crust and deep earth gas from the mantle (GOLD and SOTER 1980, 1982).

This paper deals primarily with gas-created seabed structures within the northern Stockholm Archipelago (Fig. 1). We have focused our interest on a local field of pockmarks in Södergårdsfjärden Bay near the island of Löparö at Vettershaga (Fig. 2) which is within reach of scuba divers. To approach an understanding of the mechanisms for thermogenic gas migration along tectonic lineaments we have

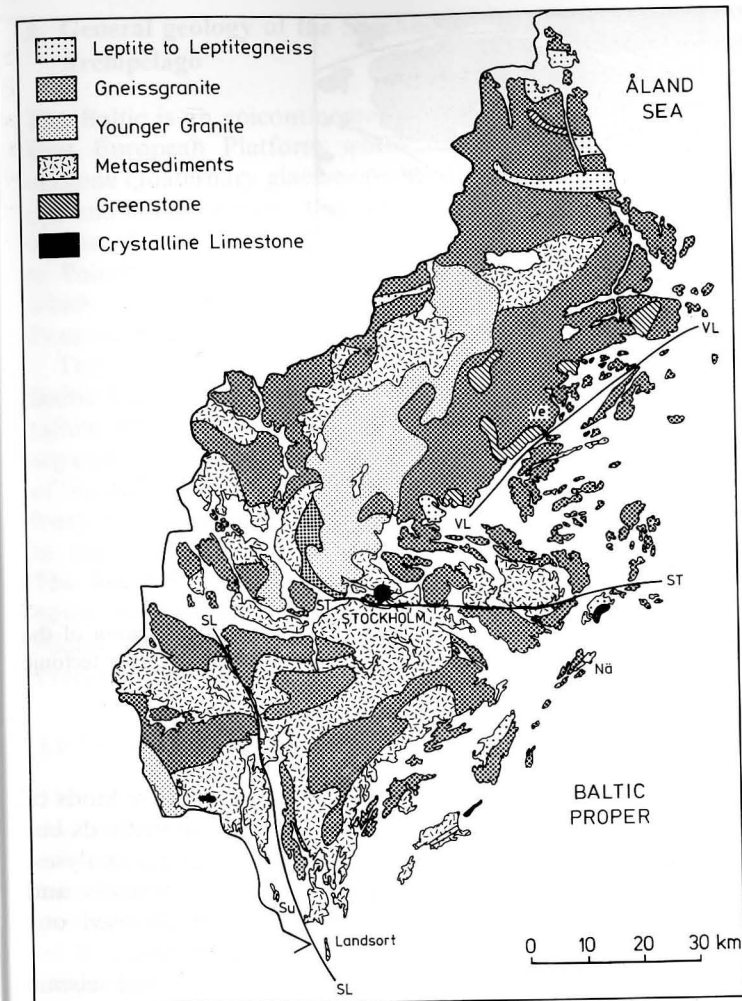


Fig. 1
General bedrock geology of the Stockholm county with localities referred to in the text. Su — Sundsbådarna Islets, Ve — Vettershaga, Nä — Nämndö Island, ST — the Strömma tectonic lineament, VL — the Vaxholm-Lågskär tectonic lineament, SL — the Södertälje-Landsort lineament.

compiled a lineament map of the Stockholm Archipelago and we have also extended our field investigations across the nearby Vaxholm-Lågskär tectonic lineament (VL in Fig. 1).

In Södergårdsfjärden Bay several hundreds of active pockmarks are normally present within an area of 50×200 m. This restricted area is highly dynamic and time after time the pockmarks change in size and number. The pockmarks normally range in

size from 0.3 to 1.5 m, and are typically about 0.15 m deep. The smaller ones are often bowl-shaped, whereas the larger ones have flat bottoms. The sediment in this depositional area is gyttja with thick layers of green algae. The Bay is well protected from currents and waves. Mud mounds and fluid seeps occur as well.

Large gas eruptions have been reported from Södergårdsfjärden Bay which, it should be noted, is situated above the

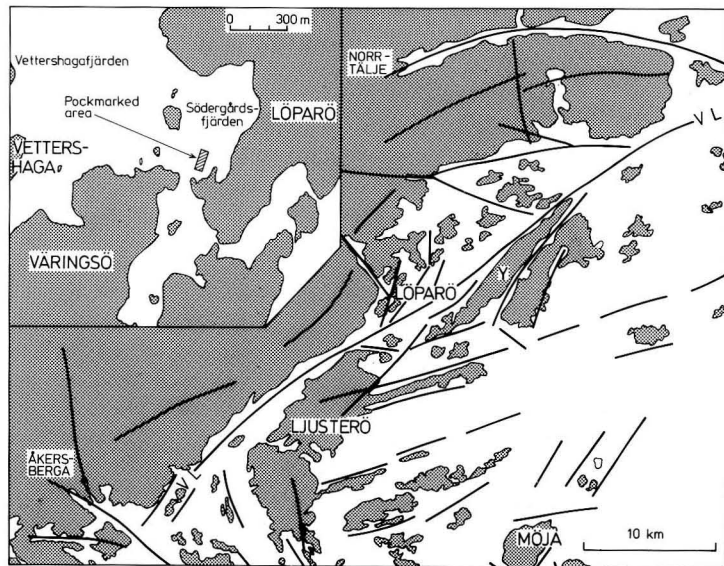


Fig. 2
The Veltershaga-Löparö Island area in the northern Stockholm archipelago with the location of the Södergårdsfjärden Bay pockmarks. Major lineaments are shown. VL – the Vaxholm-Lågskär tectonic lineament, Y – Yxlan Island.

epicenter of a major earthquake in 1979. This earthquake is the strongest in a series of seismological events that have affected this area during the last 200 years, reaching an intensity of 3.6 on the Richter scale (KJELLÉN 1910; KULHANEK et al. 1980; KULHANEK and WAHLSTRÖM 1981, 1985; SLUNGA 1984).

2. Methods

The structures discussed in this paper are not easily classified in terms of their mode of origin, from their morphological characteristics in the seabed, or from their textures in geophysical recordings. For example, gas produced within the sediment as well as gas migrating from deep levels in the bedrock may give rise to structures of similar appearances. Furthermore, vents for fluids are not always characteristically different from vents for gas. Therefore we consi-

der it essential to investigate these kinds of structures not only by remote methods but also by sediment sampling for gas analyses, scuba diving, current measurements and photography, and we have chosen our areas of investigation accordingly.

In the Veltershaga area we used seismic refraction soundings to find the central fracture of the Vaxholm-Lågskär lineament. Seismic reflection profiling at 450 to 900 Hz and sediment profiling at 4.0 kHz were used to study the sediment distribution and the gas accumulations. Fields of pockmarks and other anomalous seafloor structures were mapped by side scan sonar at 100 and 500 kHz. Samples for gas analyses were taken by piston coring to depths of 3 and 6 m below the seabed. In this way samples could be obtained almost everywhere from the late glacial part of the sediment sequence. Most of the structures recorded by the remote methods mentioned above were verified by scuba diving, photographic and video methods.

3. General geology of the Stockholm Archipelago

The Baltic is an epicontinental sea on the East European Platform which has undergone Quaternary glaciations. In its central and northern parts, the Baltic contains basins of the Late Proterozoic to Middle Paleozoic sedimentary rock sequences which once covered major parts of the Fennoscandian Shield.

The Stockholm Archipelago, and the Baltic E of the Archipelago, forms a crystalline bedrock elevation. This elevation separates the Paleozoic sedimentary basin of the Baltic Proper to the S (FLODÉN 1980) from its continuation in the Gulf of Bothnia to the N (AXBERG 1980; WANNÄS 1989). The Åland Sea, which separates the Stockholm Archipelago in the SW from the Åland Archipelago in the NE, forms a Precambrian rift basin.

3.1 The bedrock

The crystalline bedrock of the Stockholm region is Svecokarelian in age (2100 to 1700 Ma), Fig. 1. The bulk of these Svecokarelian rocks were originally sediments, they now occur as meta-sedimentary gneisses with subordinate occurrences of limestone and conglomerate. Magmatic rocks, granites, pegmatites and diabases occur as well (MAGNUSSON et al. 1963; STÅLHÖS 1969, 1979).

The tectonic development of the region is dominated by the Svecokarelian orogeny. During the first phase of the orogeny pressure was applied from the E leading to westerly overthrusts and isoclinal axes of a mainly north-south direction. During the second phase the pressure had a more or less north to south direction, lending the isoclinal axis an S-shaped form, locally influenced in shape by more competent granite intrusions. The main transformation from sediments to meta-sedimentary gneisses took place during this latter period.

An important phase in the geological evolution of the central Baltic region was the opening of intra-continental rift basins. These basins presumably developed under the influence of Grenvillian movements (1400 to 1000 Ma).

Middle Riphean to Lower Paleozoic sedimentary rocks fill the Åland Sea rift basin. The lower parts of this sequence is preserved in Lake Mälaren west of Stockholm. A preliminary description of the Åland Sea basin is given by FLODÉN (1973). The Mälaren basin is discussed by GORBATSCHEV and KINT (1961) and by FLODÉN et al. (1989). In addition, restricted remnants of the sequence are indicated in our seismic reflection records from the Archipelago. A detailed stratigraphy of the occurrences in the Åland Sea and in the Archipelago, based on erratic boulders, is currently being erected by S. HAGENFELDT (pers. comm.).

3.2. Tectonic lineaments

The Stockholm Archipelago is traversed by deep-seated tectonic lineaments of mainly NE-SW, NW-SE and E-W directions (FLODÉN 1984). These lineaments are assumed to have been initiated during the culmination of the Svecokarelian orogeny at about 1850 Ma. Pressure during later orogenic phases has obviously led to the development of new lineaments, but mainly to reactivation of the older ones. The youngest lineaments here are those of the E-W direction.

A discussion on the map of tectonic lineaments of the area E of Stockholm is given on p. 85.

3.3. Unconsolidated deposits

In the Stockholm Archipelago, terminal moraines locally reach thicknesses of 40 to 50 m, but apart from these accumulations the morainic cover in the Archipelago is thin. Irregularly distributed sand depo-

sits, sometimes of considerable thicknesses, are found in the Archipelago, however. These deposits are parts of esker systems of a primarily north–south direction.

Glacial varved clay occurs as a rather regular, 20–30 m thick, cover over large areas of the Archipelago, whereas the cover of postglacial clay and gyttja is highly variable in thickness and partly missing.

4. General geology of gas-created structures in crystalline areas

4.1. Primary gas accumulations

Primary, or unmigrated, accumulations of biogenic gas in the postglacial clayey sediments of the seabed occur frequently in the Stockholm Archipelago (Fig. 3). The gas-charged layers are highly reflective and are therefore distinct in sediment sounder recordings. Very little energy penetrates through the layers and therefore reflections from subjacent units are generally weak or absent.

The high reflectivity of gas-charged clay and gyttja is explained by the sound velocity contrast between gas-free and gas-charged layers. Thus, gas vacuoles in a sediment essentially lower the sound propagation velocity, creating a major velocity contrast to the gas-free sediment (DOMENICO 1974).

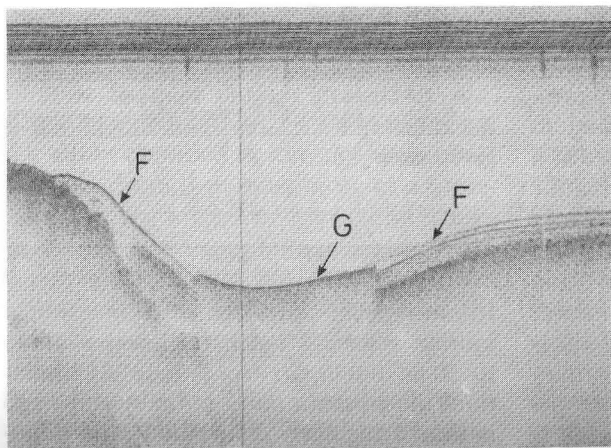


Fig. 3
Mud penetrator sounding. The profile extends across Furusundsleden Fairway SE of Vettershaga from its near-shore part (left) to its central part (right). Biogenic gas (G) in an unmigrated position is shown in the central part of the bay, whereas the nearshore sediments are free of gas (F). Note that no postglacial sediments are present in the extreme left part of the profile.

The occurrences of gas-charged clay and gyttja can generally be explained by internal biological activities. These occurrences are mainly found in their unmigrated positions and although gas leakages obviously occur, they rarely result in pockmark structures. An exception is the area presently under investigation in Södergårdsfjärden Bay.

Within enclosed bays in the Archipelago, the biogenic gas production increases towards the deep central parts, whereas the shallow areas along the islands archs are normally free of gas (FLODÉN et al. 1986, 1989).

4.2. Migrated gas accumulations

In our sediment sounder recordings, migrated gas accumulations can be rather similar in their appearances to primary accumulations (HILLEFORS et al. 1989). However, primary accumulations usually extend across the larger part of an Archipelago Bay, whereas migrated accumulations are laterally restricted and often appear as more or less “balloon”-shaped features (5 in Fig. 4). Furthermore, the varved glacial clay is often distinctly gas-turbated in the near vicinity of migrated accumulations. Pockmarks of different sizes are frequently found in areas with migrated gas accumulations.

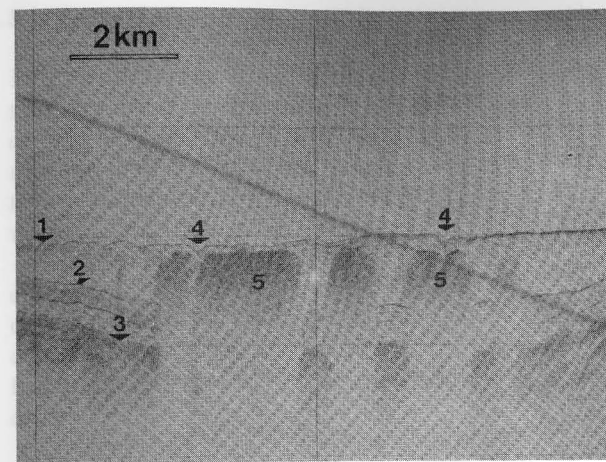


Fig. 4
Pockmarked area with gas migration structures. 1 – the sea floor, 2 – top of glacial varved clay, 3 – top of till unit, 4 – pockmarks in the sea floor, 5 – clouds of gas vacuoles rising from the bedrock level.

Migrated gas accumulations in the sediment may either emit from sources in a sedimentary bedrock or from sources at deep levels in a crystalline bedrock. As for the Stockholm Archipelago, only very local remnants of sedimentary bedrock exist. Instead, the present gas accumulations as well as the pockmarked areas are found along major tectonic lineaments in the crystalline basement, parts of which are verified to be still active.

Another possible source for migrated gas accumulations in near-shore areas is ground water. The ground-water contains dissolved gas under pressure, which under favourable conditions may be released as the water percolates through the seabed sediment. Within the area presently under investigation in Södergårdsfjärden Bay, ground water seeps occur within the pockmarked area.

4.3. Pockmarks and related seabed structures

Fields of pockmarks are present in many parts of the Stockholm Archipelago, but with a preference to along tectonic lineaments (FLODÉN and SÖDERBERG 1988). Thus, pockmarks are present along the E–W Strömman lineament (ST in Fig. 1), which incidently is the youngest lineament direction in this area. Other degassing structures are found along the Södertälje-Lands-

ort lineament (SL in Fig. 1) and along the Vaxholm-Lågskår lineament (VL in Fig. 1); along the latter the Södergårdsfjärden Bay gas-eruption area is situated.

It is assumed that only the presently mobile parts of the lineaments are possible migration channels for thermogenic gas. The Södergårdsfjärden Bay locality is a good example of this, as it is located directly above the epicenter of a 1979 earthquake and where major gas eruptions have occurred for a long time, see p. 88.

Fields of pockmarks are commonly found along island arcs flanking major tectonic lines and not directly above the fractured central part of a lineament. Thus, the gas which rises along a lineament seems to migrate sideways below the glacial clay to the vicinity of islands and shoals where the water depth decreases and the clays thin out. The pockmarked areas are not always notably associated with gas accumulations in the sediment, which implies that migrations channels may exist in the clay.

5. Description of the lineament map of the Stockholm Archipelago

A lineament map has been made in order to evaluate the tectonic lineaments of the Stockholm Archipelago, and their relative



Fig. 5.

Major tectonic lineaments of the archipelago E of Stockholm. Two lineament systems are present, an older Svecokarelian system with lineaments of primarily NW–SE and NE–SW directions and a younger post-Svecokarelian system with weak lineaments of the N–S direction and strong lineaments of the E–W direction. The map is further described in the text. L – Löparö Island, Y – Yxlan Island, R – Runmarö Island, V – Vaxholm Island and S – Stavsån village.

age relations. The map was produced by Gerhard Bax, Dept. of Geology, Stockholm, University who has also prepared a general map description which will be presented in a separate paper. In this paper we briefly summarize the description by Bax.

The simplified lineament map (Fig. 5), is based primarily on the satellite picture of

Stockholms county made by the Swedish Space Corporation. To this details are added from the geological maps of the Stockholm region (STÅLHÖS 1969, 1979). The interpretations include the locations of the lineaments and the orientations of the bedrock units including their horizontal and vertical displacements.

5.1. General

Negative lineaments, i.e. extended valleys, may occur due to elongated areas of easily eroded bedrock, due to shifts between bedrock units of different competence or due to mylonitization or faulting within the uppermost 10 km of the earth's crust.

Positive lineaments may occur due to elongated areas of bedrock which are harder than those in the surrounding areas, due to hard infilling of fractures or due to faulting within the deeper parts of the earth's crust.

Lineament analyses is a suitable method for structural investigations in the Stockholm Archipelago for two reasons. Firstly, most of the structural planes of interest are strongly dipping and therefore form distinct map features regardless of the topography. Secondly, the topography of the area is characterized by an ancient peneplain from the erosion of the Svecokarelian mountain chain. This peneplain may be used as a reference surface from which relative vertical movements can be estimated. Other reference surfaces in the area are the sea level and the surface of Lake Mälaren at +0.6 m.

5.2. Structures in the Stockholm area

The major geological structure of the Stockholm area is the unit of almost vertically dipping meta-sedimentary gneisses, already described on p. 83. This S-shaped structure may be recognized from Landsort in the south to the Åland Sea in the north, Fig. 1. The middle part of the S-shape is located to central Stockholm, whereas the northern rounding is found some 10 km to the N and the southern rounding some 15 km to the S. Within the middle part of the structure, the bedrock has a general NW–SE strike, whereas in the N and S, the strike is generally more directed to NE–SW.

A large number of the tectonic lineaments – fractures and displacements – are orien-

ted in mainly NW–SE and NE–SW directions. Depending on where they occur within the S-shaped structure, they either parallel the foliation or they cut across subperpendicular to the foliation.

The Vaxholm-Lågskär lineament is the major one in the set of lineaments perpendicular to the middle part of the S-shaped structure.

Apart from the S-shaped structure and its associated lineaments just mentioned, a younger group of N–S and primarily E–W lineaments occur, and investigations along one of them are in progress.

6. Gas-created structures in the Stockholm Archipelago

The present observations of gas-related seabed structures are of two kinds, geophysical and visual.

We have gathered a large number of geophysical recordings of gas-created structures over the years, but they are mostly located at depths not easily accessible to scuba divers and they have therefore not been investigated in any detail. However, during the last years we have accessed a number of visual observations of gas discharges as well as various observations made by divers. A number of these observations within the Stockholm Archipelago are located at reasonably shallow depths, and two distinctly different areas were chosen for our initial investigations.

The southern area, Sundsbådarna Islets at Landsort (Su in Fig. 1), has a water depth of 20–23 m (FLODÉN and SÖDERBERG 1988). The area is heavily exposed to waves and currents and the presence of erosional forces is evident. The pockmarked seabed is made up of glacial varved clay, with calcium carbonate concretions (marlekor) and lumps of glacial clay scattered at the sediment surface. The area is located within the Södertälje-Landsort lineament (SL in Fig. 1). The pockmarks are very large for the Baltic region, up to 40 m in

diameter. Although they are developed in a different sediment, and presumably influenced by other agents, they resemble the larger structures in Södergårdsfjärden Bay by their circular form and their distinctly flat bottoms.

The northern area, Södergårdsfjärden Bay at Vettershaga (Ve in Fig. 1), has a water depth of merely 4 to 5 metres. It is located in a protected position along the Vaxholm-Lågskär tectonic lineament (VL in Fig. 1) which delimits the Roslagen district on the mainland from the Archipelago in the SE (FLODÉN 1973).

7. The Södergårdsfjärden Bay structures

Södergårdsfjärden Bay is located along the NE-SW Vaxholm-Lågskär tectonic lineament, close to an intersecting fracture zone (Fig. 2). Furthermore, it is located above the epicenter of an earthquake in December 1979. The epicenter for this earthquake was calculated by KULHANEK et al. (1980) to be located directly below Södergårdsfjärden Bay at a depth of about 2000 m. The depth of the epicenter was later recalculated by SLUNGA (1984) to merely 900 m. The bedrock consists of crystalline rocks and no occurrences of sedimentary bedrock have

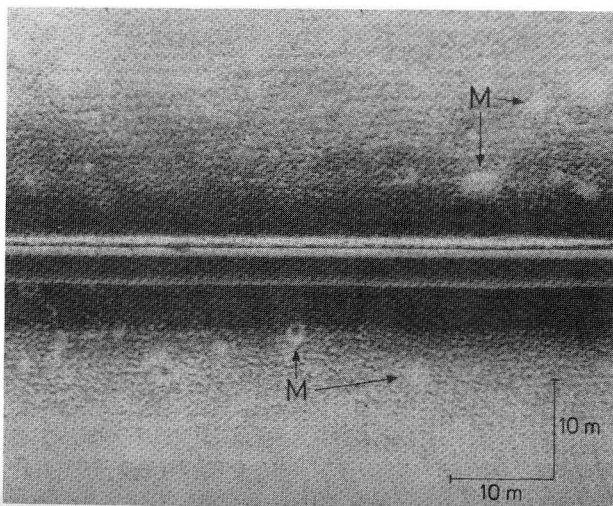


Fig. 6 Side scan sonar recording at 500 kHz across the pockmarked area in Södergårdsfjärden Bay. Scales are rectified and slant range removed. The pockmarks are seen as numerous small black and white dots, sometimes connected in chains. The mud-mounds (M) are seen as rounded white areas with only occasional pockmarks on them. No vents for fluids can be seen at this scale.

so far been found in the vicinity of Vettershaga.

The area of the Södergårdsfjärden Bay pockmarks has been known to the local population for several decades due to irregular eruptions of gas in the bay. These eruptions have sometimes been explosive in character with high cascades of water and gas. We have visited the Vettershaga area regularly during three years for geophysical and visual observations and sampling.

The pockmarks are found within the SE part of the small enclosed bay W of the small island of Löparö (Fig. 2). The depositional seabed consists of postglacial gyttja with unusually thick "carpets" of the algae *Vaucheria dichterma*.

7.1. Geophysical observations

Due to the shallow water, and to the gas-filled sediment of the Bay, our sediment-profiler recordings are of a poor quality, whereas some high quality side scan sonar recordings at 500 kHz have been made (Fig. 6). The thickness of the sediment is calculated to be about 10 m by profiling, a value which has been further verified by mechanical probing of the pockmarked area. The sonar recordings show that the pockmarks are restricted to an area of ap-

proximately 50×200 m, where several hundreds of pockmarks ranging in size from 0.15 to 1.5 m are present. Due to the limited size of the pockmarks, no morphological information on individual structures has been obtained by the geophysical methods just mentioned.

7.2. Visual observations

The Södergårdsfjärden Bay pockmarks occur, as just mentioned, within a rather small area along the shore of Löparö. As the seabed has the same general appearance throughout Södergårdsfjärden Bay there is no obvious reason for this restriction.

Apart from the pockmarks, which are typically around 0.3 m across and 0.15 m deep (Fig. 7), seeps for fluids and occasional mud-mounds are found within the area. The fluid seeps are 3–7 cm in diameter and have vertical or near vertical shafts extend-

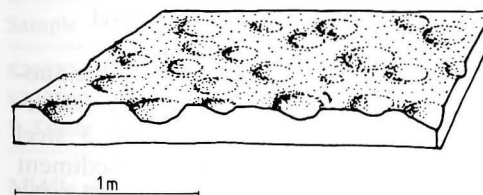


Fig. 7 Artists conception of the Södergårdsfjärden Bay pockmarks. The depressions are on average 0.3 m in diameter and 0.15 m deep. The water depth is less than 5 m.



Fig. 8 Photography of fluid seep in Södergårdsfjärden Bay. The seeps are generally 3–7 cm across and have near vertical shafts. Scaler has 10 cm between markings.

ing downwards into the sediment (Fig. 8). Purely white or black precipitations occur around the seeps. The mud-mounds are about 1.5 m wide, circular in form, and rise some 30 cm above the seafloor (see Fig. 6). Occasional pockmarks, similar to those in the surroundings, have been found on top of mounds. The composition of the sediment in the mud-mounds is at present unknown, but it is presumably the same as in the surrounding seabed; gyttja with algal layers.

7.3. Seabed composition

The seabed consists of gyttja with an abundant vegetation of the algae *Vaucheria dichterma*. This algae belongs to the family Vaucheriaceae, genus Chlorophyceae (green algae).

The algae consists of thin, irregularly and thinly branched threads without intersecting walls, formed of a single cell (KYLIN 1953). It occurs in fresh and brackish water and in bogs with depths from zero and down to a few metres, often as "carpets" in the uppermost sediment merely a few square metres in size. The maximum thickness of these "carpets" is not known, but commonly they are only some tenths of a metre.

Sampling and probing of the sediment in the pockmarked area of Södergårdsfjärden Bay has revealed the presence of successive layers of algal "carpets" down to depths of more than 2 m below the seafloor. The

water depth is 3–4 m here. Gas is released as the “carpets” are penetrated by the probe. Samplings of the uppermost sediment in Södergårdsfjärden Bay and in other adjacent bays in the Vettershaga area show that the algae *Vaucheria dichterma* is not evenly spread over the area. It occurs, but it is not common, outside the small pockmarked area in Södergårdsfjärden Bay.

Samples of organic material from Södergårdsfjärden Bay have been investigated microscopically, and found to consist of 70–90% of the algae *Vaucheria dichterma*. The samples contained living algae as well as algae in various degrees of disintegration. Gas samples were collected by probing into the algal “carpets”, and these gas samples were found to contain high concentrations of nitrogen and methane.

The algae observed in the area are nitrogen fixating, which explains the high concentration of nitrogen recorded in the sediment. As no isotopic measurements have been performed, it is reasonable to interpret the methane content of these two samples as of local biogenic origin.

7.4. Sediment stratigraphy

The sediment stratigraphy within the pockmarked area in Södergårdsfjärden Bay was determined by coring as well as by probing the sediment with steel rods.

From the ice in the winter, a sediment core of 10 m length was extracted. The core penetrated almost the entire sediment column. The retained core was visually inspected and samples were taken for analyses of its organic content. The uppermost 3 m of the core proved to consist almost entirely of the algae *Vaucheria dichterma*. Below this layer followed about 1 m of a mixture between algae and clay. The continuation downwards was a blue-gray clay with a humus content of 1%, considered to be a glacial clay. The probing with steel rods,

and the seismic profiling, furthermore indicate that the bedrock is covered by a thin layer of till.

7.5. Observations of gas discharges

According to the local population, gas discharges of a sometimes violent character have occurred in Södergårdsfjärden Bay for more than two centuries at more or less regular intervals. The observations are restricted to the summer and autumn periods and no winter observations are reported.

To examine whether gas discharges occur during the winter period as well, comparative measurements of ice thicknesses have been made in Södergårdsfjärden Bay and in other adjacent bays. These measurements indicate that the ice is somewhat thinner in the pockmarked area as compared with the surroundings, but this possible difference is not regarded as significant.

7.6. Gas sampling at the bedrock level

To achieve further information on the anomalous geological conditions in Södergårdsfjärden Bay at Vettershaga, 3 steel pipes were drawn through the sediment within the pockmarked area. The lengths of the pipes was 10–14 m and they all ended in till, close to the bedrock surface. The pipes were sealed at their lower ends, except for about 30, 8 mm wide, holes which were spread along their lowermost 3 dm. Immediately after the pipes had been driven down through the sediment, they were cleared inside from water and sediment by the injection of compressed air at their lower end through an inner pipe. Finally the pipes were sealed at their upper ends by mounting gas-tight sampling heads there. The pipes were left to stabilize for 10 days.

During the stabilization period the pressure of the ground water in the till, which was higher than the initially atmospheric pressure in the pipes, was given time to drive

Table 1

Result of geochemical analyses of free gas collected from below the glacial and postglacial sediments in Södergårdsfjärden Bay. The samples were analysed at the Swedish State Power Board's laboratory at Gravberg (lab 1) and at AGA Company, Lidingö (lab 2). Samples were collected each week for 10 weeks from 3 closely spaced pipes. Concentrations are in ppm.

Southern pipe, lab 1:

Sample	C1	C2	C3	C4	C5	H2	O2	N2	CO2
861217a	640	0	0	0	0	2086	162300	610030	137
861217b	710	0	0	0	0	2042	155800	586700	150
861224a	690	0	0	0	17	1563	24117	535390	163
861224b	665	0	0	0	21	1461	21119	521910	1168
870110a	12	0	0	0	0	0	154990	387510	1926
870110b	234	0	0	0	39	0	149443	448873	632
870117a	575	0	0	0	0	198	2416	594601	2246
870117b	625	10	8	0	0	436	21063	518540	896
870201a	268	9	0	0	0	328	45583	99189	1848
870201b	600	0	0	0	0	319	32467	192620	1059
870208a	605	0	0	0	0	609	47511	352810	3482
870208b	770	0	0	0	0	687	54877	327180	825
870214a	430	6	0	0	0	0	48430	380190	16370
870214b	585	0	10	0	0	0	37632	423380	13480
870228a	685	0	0	14	0	309	78000	412720	324

Southern pipe, lab 2:

Sample	C1	C2–C5	H2	O2	N2	CO2	He	Ar
870222	300	*	90	–	–	–	9	17000
870225	200	*	1	–	–	280	10	17000

* Traces of C2–C5 in all samples

Middle pipe, lab 1:

Sample	C1	C2	C3	C4	C5	H2	O2	N2	CO2
861217a	111	0	0	0	0	2409	134500	556300	308
861217b	153	0	0	0	0	2284	146500	512610	300
861224a	106	0	0	0	0	1259	54820	504210	420
861224b	168	6	0	0	6	1369	50109	520850	570
870110a	1270	19	0	7	16	2438	117300	681640	909
870110b	1500	113	0	8	20	2572	54302	504780	403
870117a	1750	9	0	0	0	2142	2733	561432	1122
870117b	1010	0	0	0	0	0	65404	555360	785
870124a	1800	0	0	0	0	3149	34852	121361	680
870201a	1880	0	0	0	0	844	19090	106080	0
870201b	1190	0	0	11	0	0	41467	133230	853
870208a	1670	0	0	9	44	232	48468	397830	241
870208b	1900	0	0	0	0	569	73483	383130	1061
870214a	1940	0	0	0	30	208	45778	423850	12329
870214b	1950	2	0	0	75	866	35644	388300	4608
870228a	1160	0	0	8	0	270	128800	382990	578
870228b	2520	0	0	0	0	0	70256	417210	200

Table 1 (continued)

Middle pipe, lab 2:

Sample	C1	C2–C5	H2	O2	N2	CO2	He	Ar
870222	3000	*	—	—	—	260	—	—
870225	2000	*	3	—	—	200	10	22000

* Traces of C2–C5 in all samples

Northern pipe, lab 1:

Sample	C1	C2	C3	C4	C5	H2	O2	N2	CO2
861217a	4500	14	20	14	9	1935	126950	392350	710
861224a	9200	0	0	0	0	0	525030	718700	1196
870110a	40500	40	0	0	0	157	82850	401900	—
870110b	40500	0	0	22	33	122	64613	344190	—
870117a	97000	0	0	0	0	0	91336	481380	0
870117b	180000	0	0	0	0	0	61043	452820	0
870124a	149000	0	0	0	0	1208	67428	478510	0
870124b	174000	0	0	0	0	0	54188	463330	431
870124c	130000	0	0	0	0	0	66076	474720	479
870201a	33200	0	7	0	0	0	65657	124400	766
870201b	45500	0	0	0	0	0	37570	121830	479
870208a	161000	0	0	0	0	115	46170	330570	554
870208b	173000	0	0	0	0	0	44975	327200	233
870214a	61500	0	4	15	8	0	148240	496350	3000
870214b	63500	0	0	0	188	0	106930	353010	2192
870228a	59000	0	0	0	0	0	136420	355150	110
870228b	44000	0	0	22	0	0	146940	355810	125

Northern pipe, lab 2:

Sample	C1	C2–C5	H2	O2	N2	CO2	He	Ar
870222	3000	*	5	—	—	80	10	17000
870225	38000	*	6	—	—	260	9	17000

* Traces of C2–C5 in all samples

pore-water into the pipes. This way, the pore-water was subjected to a lower pressure, and thus, gas dissolved in the pore-water was successively being released in the pipe. The pore-water was supposed to contain representative qualities of gas from local sources and from the bedrock.

The primary object for this sampling technique was to get uncontaminated gas

samples from below the biogenic gas-producing sediment. The sampling series had a length of about ten weeks with one sample extracted from each pipe every week.

Samples of the air/gas-mixture extracted from the pipes have been chemically analysed quantitatively, qualitatively and on isotopes. The results are presented in tables 1 and 2 and discussed on p. 101.

Table 2

Result of geochemical analyses of free gas collected from below the glacial and postglacial sediments in Södergårdsfjärden Bay. Samples 1–3 were analysed at the Gas Research Institute Calif., USA, samples 4–6 at the Geological Survey of Denmark and sample 7 at Risø National Laboratory, Denmark. Concentrations in ppm.

Southern pipe, lab 3–4:

	C1	C2	C3	C4	C5	H2	O2	N2	CO2	He	Ar
1	3	—	—	—	—	<30	—	—	—	<30	—
2	138	—	—	—	—	<30	160000	830000	220	<30	10500
3	1910	5	5	2.3	3.2	3460	3300	979000	65	0	11600
4	1250	1.2	0.5	(C12/C13 = -74.2)							
5	1460	0.8	0.4	(C12/C13 = -81.6)							
6	—	—	—	—	—	2200	32600	952000	200	—	11200
7	1600	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Middle pipe, lab 3–4:

	C1	C2	C3	C4	C5	H2	O2	N2	CO2	He	Ar
1	1280	—	—	—	—	<30	160000	830000	210	<30	10900
2	4	—	—	—	—	<30	—	—	—	<30	—
3	7	0	0	0	0	0	207000	783000	500	0	9200
4	17000	—	0.7	(C12/C13 = -)							
5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	—	—	—	—	—	—	42200	935000	500	—	11500
7	11500	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Northern pipe, lab 3–4:

	C1	C2	C3	C4	C5	H2	O2	N2	CO2	He	Ar
1	76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	218	—	—	—	—	66	160000	850000	200	<30	11100
3	560	1	1	0	0	7670	0.37	976000	70	0	11700
4	550	0.7	—	(C12/C13 = -76.2)							
5	570	0.7	0.4	(C12/C13 = -76.2)							
6	560	0.7	0.3	(C12/C13 = -76.2)							
7	600	—	—	—	—	3700	5200	977000	100	—	11500

8. Extended investigations in the Vettershaga area

Apart from examining the local field of pockmarks in Södergårdsfjärden Bay, we have extended our investigations to other neighbouring parts of the NE–SW Vaxholm-Lågskär tectonic lineament (Fig. 9).

These investigations include measurements of the electromagnetic field on the island of Löparö to find the dip and strike of the local set of NE–SW fractures through Södergårdsfjärden Bay (Fig. 9).

Seismic refraction measurements were performed at Furusundsleden fairway S of Löparö in order to find the exact location

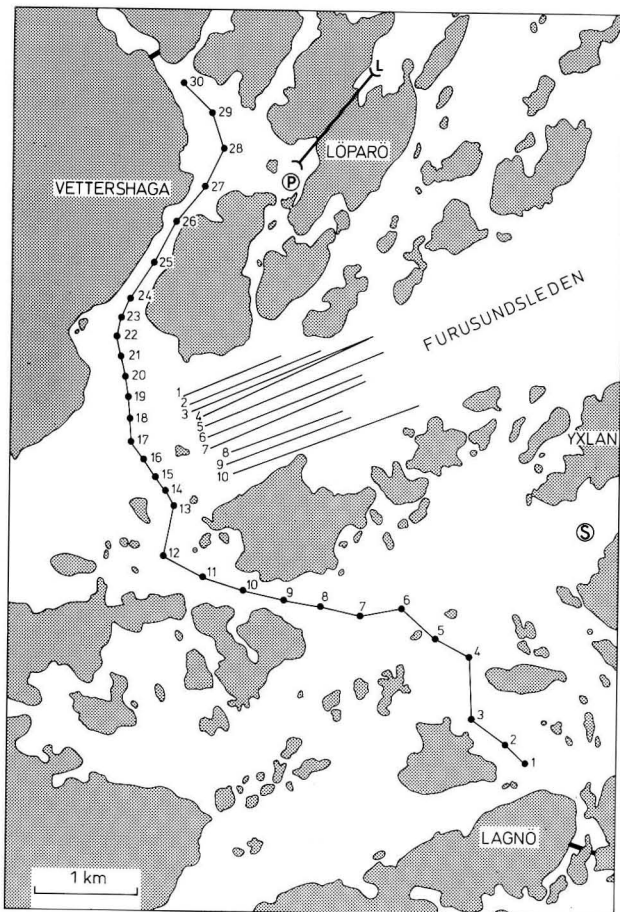


Fig. 9 Location of refraction measurements and of the geophysical/geochemical profile at Vetershaga. Seismic refraction shooting was performed along the 10 parallel lines in Furusundsleden fairway. Numbers 1–30 along the geophysical/geochemical profile across Furusundsleden denote the sampling points referenced in table 3. They are also positional fixes for the geophysical profiles. P – location of the Södergårdsfjärden Bay pockmarks, S – location of pockmarked area south of Yxlan Island and L – lineament across Löparö Island.

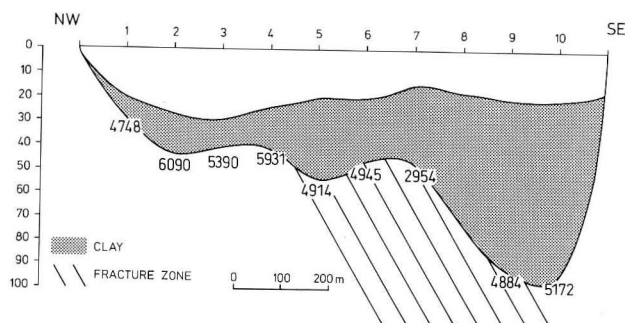


Fig. 10 Schematic geologic section across Furusundsleden Fairway. The profile is located in the western end of the refraction profiles, see Fig. 9. Velocities at the bedrock surface are inserted where the section passes over refraction lines 1–10. The low velocity zone in the bedrock is striated.

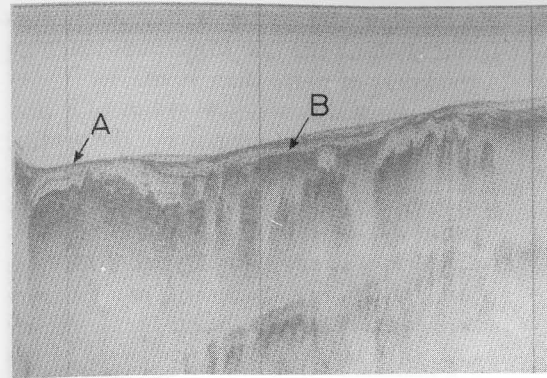


Fig. 11 Gas migration structures in Furusundsleden Fairway E of Löparö Island. The structures (B) are interpreted as gas vacuoles rising from the crystalline bedrock. The gas vacuoles are present in glacial varved clay. The glacial clays are partly exposed at the sea floor (A). The postglacial sediments are thin or absent along this profile.

there of the main fracture of the Vaxholm-Lågskär lineament (Figs. 9 and 10).

To evaluate the significance of the Vaxholm-Lågskär lineament as a control on bedrock degassing, measurements and samplings were taken along an intersecting line perpendicular to the Vaxholm-Lågskär lineament and extending about 4 km on either side of it (Fig. 9).

Sediment profiling and sonar mapping of the seabed along the Vetershaga part of the Vaxholm-Lågskär tectonic lineament furthermore revealed fields of pockmarks along the island archs flanking the lineament. No pockmarks were, however, found in the deep central parts of Furusundsleden Fairway. Gas migration structures were observed locally in Furusundsleden Fairway E of Löparö Island, however (Fig. 11). These structures occur in the glacial clay and they are confined to those parts of the Fairway where the postglacial sediments are thin or absent.

8.1. Electric and magnetic measurements

The pockmarked area in Södergårdsfjärden Bay is located at the intersection of two fractures of NW–SE and NE–SW directions respectively (Fig. 2). We have investigated the NE–SW fracture where it passes over the island of Löparö (L in Fig. 9).

On Löparö island, 4 parallel lines were measured both electrically and by magnetometer. Due to the electric influence from local power lines, the accuracy of the dip measurements was reduced to ± 15 degrees. Nevertheless, the dip of this NE–SW fracture was calculated to 50–80 degrees towards the SE – i.e. towards the central part of the Vaxholm-Lågskär lineament in Furusundsleden Fairway.

The investigated fracture through Löparö Island and Södergårdsfjärden Bay parallels in a general way Furusundsleden Fairway, although Furusundsleden Fairway locally has a slightly more easterly trend in the Löparö area (Fig. 5). We interpret the Löparö Island-Södergårdsfjärden Bay fracture as one in the set of fractures making up the Vaxholm-Lågskär lineament. The intersecting NW–SE fracture through Södergårdsfjärden Bay (Fig. 2) may explain the location of the Wetershaga earthquake as well as the anomalous leakage of thermogenic gas at this location.

8.2. Refraction measurements

In order to establish the location of the inferred main fracture of the Vaxholm-Lågskär lineament, 10 refraction stations were shot in Furusundsleden (1–10 in Fig. 9). The refraction measurements were performed using the sonobuoy method (FLODÉN 1975, 1981).

The velocities measured within the upper parts of the bedrock at the successive stations are presented in a section across Furusundsleden (Fig. 10). The section indicates the presence of a zone of fractured rocks with low sound propagation velocities in the middle part of Furusundsleden Fairway (loc. 5–9 in the section Fig. 10), whereas normal sound velocities are present on both sides of this zone. An exception is, possibly, the station just offshore of Löparö which has a rather low velocity also (loc. 1 in the section Fig. 10).

We conclude from these measurements that the major fracture of the Vaxholm-Lågskär lineament is located approximately in the middle part of Furusundsleden Fairway.

8.3. Geophysical soundings and sonar recordings

Continuous seismic reflection profiling, sediment soundings and side scan sonar recordings were taken along a line across Furusundsleden Fairway from Vettershaga in the NW to Lagnö Island in the SE (1–30 in Fig. 9).

The reflection profiling showed that the bedrock is covered by till, which is locally rather thin. Glacial clay seems to have covered the area in a 20–30 m thick layer. The glacial clay is now partly eroded and in some shallow areas even absent. Post-

glacial clay and gyttja is irregularly distributed along the line sometimes reaching a thickness of more than 10 m.

Gas-charged postglacial sediment is present in the seabed along parts of the profile. At the crossing of Furusundsleden Fairway, the gas-charged layer is more dominant than in the surrounding area and the bedrock surface is not distinctly recorded here (Fig. 3). On both sides of the Fairway gas-charged sediments occur in the deeper parts of the bays which are traversed by the profile. As in most other areas the uppermost metre is free of gas, except where the profile crosses over fractures in the bedrock. In those places the gas-vacuoles reach the seabed as already demonstrated (G in Fig. 3).

The relationship between gas-charged sediments and bedrock fractures is clearly displayed in the sonar diagrams, where dark streaks in the seafloor of the general fracture directions are present at several places. The sonar diagram Fig. 12 presents such a dark streak which crosses the profile path at an almost 90 degree angle. The streak marks the passage over a NE–SW fracture between the positions 5 and 6 in Fig. 9. It furthermore coincides with indications of gas-bearing gyttja in the sediment sounder recording. However, no indications of pockmarks are found along this central part of the fracture.

We interpret the streaks in the sonar recordings as areas where gas migrates

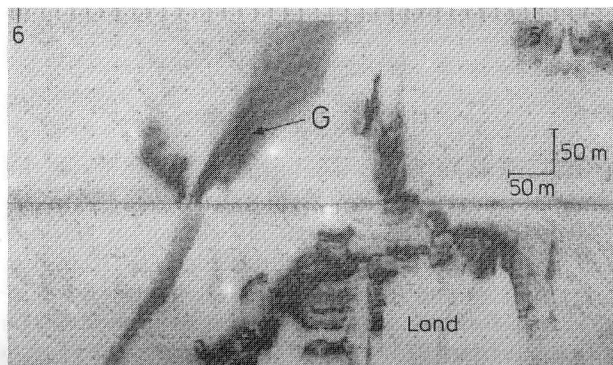


Fig. 12
Side scan sonar recording across one of the gas-created dark streaks in the seafloor. The recording covers the seafloor between positions 5 and 6 in the map Fig. 9. Scales are rectified and slant range removed. The dark streak (G) follows the lineament south of Yxlan Island, marked in Fig. 2.

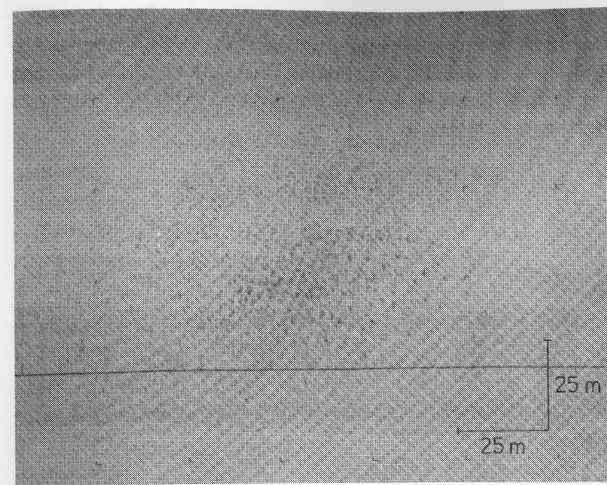


Fig. 13
Side scan sonar recording across the field of pockmarks S of Yxlan Island (S in Fig. 9). Scales are rectified and slant range removed.

through the seafloor, although not in the quantities necessary to create acoustically detectable pockmarks. The geochemical analyses support this interpretation, as the biogenic gas content of the sediment here has a contribution of thermogenic gas.

We also conclude that dark streaks like those recorded in our sonar diagrams from the Vettershaga area are not features which are found in areas with purely biogenic gas accumulations within other parts of the archipelago. Neither do we normally find any distinct fields of pockmarks in areas with biogenic gas accumulations. In this case we have accomplished sonar recordings of extensive fields with pockmarks, along the islands on both sides of the NE–SW fracture passing SE of the island of Yxlan (Fig. 13), as well as along the sides of Furusundsleden some km due E of Löparö. This probably means that the bulk of the thermogenic gas has migrated sideways, below the glacial clay, to pockmarked outflow areas nearshore where the water depth is limited and where the clay unit is thin.

8.4. Geochemical sampling and analyses

The traverse across Furusundsleden Fairway described above was also used for geochemical sampling. A total of 30 samples

(Fig. 9 and table 3) were taken using a 3 m piston corer. The distance between samples was on average 400 m except for Furusundsleden Fairway where they were spaced at around 200 m.

The average length of the samples was more than 2.5 m. Of these samples, the lowermost 10 cm was put aside for geologic determinations. Next, three precision cut 40 cm samples for chemical analyses were collected and placed in canisters with 30 cl of distilled water and conservation agent. The canisters were sealed airtight. The upwards remainder of the core was cleared away. The lowermost one of the three chemical samples at each location was then rapidly transferred to the geochemical laboratory at the Geological Survey of Denmark for analysis.

Geochemical analyses were made according to the head-space method and on adsorbed hydrocarbons. The analyses included methane to propane. Furthermore, isotopic analyses on the C12/C13 ratio were performed (table 3).

These analyses show that biogenic gas is present at all locations, but also that a measurable addition of thermogenic gas is present at locations 1 and 5 in the SE (Lagnö Island) part of the profile as well as at locations 25, 26, 27 and 30 in the NW (Vettershaga) part of the profile.

Table 3

Result of geochemical analyses on adsorbed gas in clay samples collected along a line across Furusundsleden Fairway at Vetersshaga, Fig. 9. Me – methane, Et – ethane, Pr – propane, 13C – the C12/C13 isotope ratio. Those samples which are interpreted to include thermogenic gas are marked with an *. Analyses were performed at DGU laboratories in Copenhagen, Denmark.

Sample no.	Humus 0/0	Me μ 1/1	Et μ 1/1	Pr μ 1/1	C1/(C2 + C3)	C1 \times (C1 + C2 + C3)	13C 0/00
1	0.7	58	4.61	1.38	9.7	0.906	44.8*
2	1.0	759	7.08	2.31	80.8	0.988	89.7
3	2.3	1242	1.83	0.67	497	0.998	74.9
4	9.4	1356	2.34	0.93	415	0.998	70.1
5	0.4	156	16.17	5.91	7.1	0.876	44.3*
6	10.8	5868	1.46	0.68	2742	1.00	72.8
7	8.5	318	2.29	0.89	100	0.990	84.0
8	11.8	1482	1.80	0.98	553	0.998	68.8
9	2.3	120	2.47	0.65	38.6	0.975	81.1
10	1.3	188	2.08	0.53	72	0.986	72.6
11	1.5	5	0.13	–	38	0.974	–
12	1.6	40	2.64	0.67	12	0.923	–
13	5.8	6402	3.89	1.57	1173	0.999	66.5
14	6.8	8843	6.44	2.42	998	0.999	–
15	7.3	2679	4.21	1.52	468	0.998	64.6
16	4.5	3949	4.39	1.61	468	0.998	73.5
17	7.2	9388	6.04	2.46	1104	0.999	66.3
18	4.5	1739	0.98	0.31	1348	0.999	68.9
19	6.7	6914	4.65	1.76	1079	0.999	66.1
20	1.2	90	2.79	0.71	25.8	0.962	72.7
21	5.8	8189	2.58	1.11	2219	1.00	70.1
22	4.8	6294	4.09	1.55	1116	0.999	74.5
23	1.7	457	3.63	1.14	96	0.990	96
24	0.5	27	1.15	0.31	18.5	0.943	–
25	1.0	80	6.92	2.47	8.5	0.895	–*
26	1.4	48	3.61	0.90	10.63	0.914	–*
27	0.9	59	4.56	1.35	10.0	0.909	–*
28	7.1	6779	5.07	2.19	934	0.999	66.3
29	12.0	3030	2.82	1.66	676	0.999	65.6
30	0.7	58	4.23	1.09	10.9	0.916	–*

At first, these results seem remarkable as a measurable addition of thermogenic gas was expected along the main lineament in Furusundsleden. However, the locations 25, 26, 27 and 30 are located close to the initially investigated location in Södergårdsfjärden Bay (see Fig. 9). The samples 25–27 come from a NE–SW fracture parallel to the investigated fracture across Löparö island

(p. 95), whereas sample 30 comes from the NW–SE fracture that intersects the one just mentioned. Samples 1 and 5 come from locations along lineaments parallel to the main lineament in Furusundsleden (Figs. 2 and 9).

From this distribution we conclude that leakages of thermogenic gas occurs along several of the NE–SW fractures around

Södergårdsfjärden Bay as well as along some of the parallel fractures on the SE side of Furusundsleden.

Special attention is focused on location no. 5. This location closely coincides with a distinct NE–SW streak of leaking gas at the seabed recorded by sonar (Fig. 12 and p. 96). Furthermore an extensive field of pockmarks exists between this location and Yxlan Island in the NE (Fig. 13 and p. 97).

A critical look at the present sampling may also reveal the reason why no measurable quantities of thermogenic gas were found along Furusundsleden. Furusundsleden is deeper than the surrounding parts of the profile. It also contains a thick gas-producing sequence of gyttja, whereas the gyttja layer is rather thin in those parts where thermogenic gas has been found. Actually all of the thermogenic samplings ended in glacial clay, and thus the influence of biogenic gas was at a minimum. The conclusion is that samplings for thermogenic gas in the archipelago always have to be made within the glacial part of the seabed sediment.

9. Discussion

During the past three years, we have made an inventory of pockmarks and associated structures in the Stockholm archipelago and in the adjacent part of the Baltic. This inventory is based on reports of gas discharges, reports from divers in different fields, and on previous sounding recordings. So far around 50 observations of this kind have been verified using side scan sonars and sediment sounders, but only a limited number of them have so far been inspected by divers. Another 20–30 new observations have been investigated using the sounding methods just mentioned.

Despite these investigations, it is not yet possible to conclude with certainty if all structures are created by similar agents or if they are created in a number of different ways. However, a majority of our obser-

ventions group along tectonic lineaments, which favours the concept that thermogenic gas contributes to the development of the structures.

9.1. The Vetersshaga area

The investigations in the Vetersshaga area have given new information on degassing structures and their relation to tectonic lineaments. The work has furthermore given ideas for future research of this kind.

The refraction measurements in Furusundsleden fairway show that a fracture with low bedrock velocities extends along its central part. However, no indications of outflows of thermogenic gas were found in the Fairway (sampling points 13–20 in Fig. 9 and table 3). It is possible that this is due to the great thickness of the postglacial mud which was not penetrated by our piston corer here. In fact all our indications of thermogenic gas are from samples collected in the glacial clay. On the other hand thermogenic gas may not be present at all in this part of Furusundsleden, as it may well be confined to the parallel fracture in Södergårdsfjärden Bay.

Somewhat further towards the NE, due E of Löparö and in the vicinity of some islands in the middle part of the fairway, an extended field of pockmarks was found. These pockmarks are somewhat larger than those in Södergårdsfjärden Bay and they are formed in a sediment that is more stiff than that of the Bay. Possibly thermogenic gas migrates from the central part of the fracture in the fairway, sideways in the till below the thick clay units, and leaks out in the shallow water around the small islands where the clay cover is thin. Future samplings will resolve this.

A similar situation occurs southwest of Yxlan Island, where gas of a thermogenic origin is present in a sample taken close to a small island (sample 5 in Fig. 9 and table 3). This sampling location is situated close to a NE–SW lineament along which we have found a field of pockmarks as well as

a distinct dark streak in our side scan sonar recording (see p. 96). In our opinion this is another area along a fracture where thermogenic gas leaks to the surface.

9.2. The Södergårdsfjärden Bay structures

The investigated area in Södergårdsfjärden Bay is clearly depositional in character with postglacial gyttja of a high organic content. The pockmarks occur in great quantity, but they are very small in comparison to those at Sundsbådarna (FLODÉN and SÖDERBERG 1988), and presumably the individual pockmarks exist only for a short time. Gas leakages occur regularly, and more spectacular gas eruptions at irregular intervals. Eruptions, more than 8 m high have been reported. Furthermore small holes occur, which are interpreted as ground water "seeps".

9.3. The Södergårdsfjärden pockmarks

The flat and featureless seafloor in Södergårdsfjärden Bay is extremely soft, the passage of a diver will result in a thick cloud of particles which will not settle for some time. Meteorological parameters such as changes in water level and high winds will in a similar way reduce the visibility to almost zero. For these reasons, and also as a result of our visual inspection of the pockmarks, we consider them all to be active structures, which are rapidly filled in as the gas migration channels change.

This interpretation is supported by visual observations made immediately after one of the major gas eruptions, when pockmarks several metres wide and more than one metre deep were observed. Our inspection some years later revealed that nothing remained of these large structures. During the three years we have inspected the area it has furthermore decreased in size, but also the pockmarks have changed in character. Today the area and the pockmarks

are more concentrated than before. The structures are also somewhat deeper than in previous years. Possibly this development indicates that another major gas discharge will take place in the near future.

We conclude that for a highly depositional area with a very soft bottom pockmarks with an average size of 0.3 m and an average depth of 0.15 m should be expected. Explosive eruptions of gas may occasionally create considerably larger pockmarks, but these will soon be filled in.

Within other nearby areas, as in the Furusundsleden Fairway E of Löparö Island, pockmarks of more variable sizes occur. Although this is a depositional area as well, the seafloor is not nearly as muddy as in Södergårdsfjärden Bay and the pockmarks seem to have a lower recycling rate here. The average size of pockmarks in the Stockholm Archipelago seems to be dependant on the stiffness of the bottom sediment. Thus, the pockmarks developed in the extremely soft bottom of Södergårdsfjärden Bay are on an average 0.3 m across, whereas those in Furusundsleden Fairway range from 0.5 m to more than 0.8 m across and are generally about 0.25 m deep.

We have a general impression that the maximum size, and also the recycling time, of the pockmarks increases from highly depositional areas as at Södergårdsfjärden Bay to erosional areas as at Sundsbådarna islets.

9.4. Ground water seeps

The presence of outlet vents for fluids shows that active dewatering occurs in the area. The presence of black or white precipitations around the vents further indicates that the chemical composition of the fluids differs from that of the local seawater. The water flow may be one result of the early diagenetic processes in the sediment, i.e. the compaction that occurs as the algae are broken down, or it may be the usual sub-soil waters that percolate from the nearby island area. A third possibility is water percolating

from deep levels in the tectonic lineament. It is possible that gas dissolved in the ground water is converted to free gas as the pressure is lowered during the dewatering process.

9.5. Origin of the Södergårdsfjärden Bay gas

The gas which is discharged in Södergårdsfjärden Bay obviously contains contributions from several sources. A major contribution is biogenic gas, produced as the algal "carpets" are broken down. Sub-soil waters may also contribute with gas. Furthermore thermogenic gas may rise to the surface along the tectonic lineament below Södergårdsfjärden Bay — a migration channel which was reopened by the earthquake in 1979.

The geochemical analyses of free gas sampled from below the clays and gyttja in Södergårdsfjärden Bay are not easily interpreted. Some of these uncertainties are due to imperfections in the sampling method and in transport of the samples. However, some of the geochemical analyses suggest a contribution of thermogenic gas.

The pockmarked area in Södergårdsfjärden Bay covers only a very small part of the Bay. Despite the fact that general conditions such as sediment type, sediment thickness and water depth are almost identical across the Bay, algal "carpets" occur only within the isolated pockmarked area. We may safely assume that the growth of these algal "carpets" is governed by some external factor such as either thermogenic gas or gas from the ground water.

We interpret the sediment structures in Södergårdsfjärden Bay as due to a complex interaction between organic activity in the sediment and thermogenic gas, and possibly gas from fluids, supplied from below. We conclude that gas and fluid percolating through the sediment has produced a favourable environment for the growth of algae, and thus for the *in situ* production of organic gas. There is no other obvious explanation to the limited extension of the area with

thick algal "carpets" in the eastern part of Södergårdsfjärden Bay

Another indication of gas and fluid percolating within the tectonic lineament below Södergårdsfjärden Bay is that the rock pressures are regarded to have been too low for the 1979 earthquake to be released (SLUNGA pers. comm. 1985). Thus, the earthquake may have been released by hydraulic effects from pressurized water and gas rising to the surface along the tectonic lineament.

10. Concluding remarks

Although we have found several areas with indications of leakages of thermogenic gas along fractures we still have to refine our sampling technique. It is obvious from the results of the analyses presented here that greater precision is needed especially regarding the choice of sampling sites, but also regarding the routine in handling of the samples. For example it seems at present impossible to send them by air transport, which makes the location of the laboratory vital.

Despite this, we are of the opinion that gas of thermogenic origin migrates to the surface along parts of deep fractures in the Scandinavian area. Where the fractures are covered by sedimentary bedrock we have furthermore the possibility of caprock structures, and thus gas production may be possible in areas not previously prospected for hydrocarbons. Possible reservoirs may also be sealed parts of the fractures themselves, but only deep drillings can decide this.

Acknowledgements

This study has been made possible by grants from the Swedish State Power Board (Vattenfall), and the Swedish Board for Technical Development (STU). We thank ANDERS BERGSTRÖM (KBS) who informed us of the remarkable gas eruptions in Södergårdsfjärden Bay, Vettershaga, KARL JOHAN and PATRIK HAFSTRÖM for their enthusiastic engagement and practical help during our field work and JOHN WRAFTER, Stockholm, for linguistic improvements.

11. References

- AXBERG, S.: Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Bothnian Sea, northern Baltic. — Stockholm Contrib. Geol., **36** (1980) 3, 153–213.
- DOMENICO, S. N.: Effect of water saturation on seismic reflectivity of sand reservoirs encased in shale. — Geophysics **39** (1974), 759–769.
- FLODÉN, T.: De jotniska sedimentbergarternas utbredning i östersjön. — Ymer, Årsbok Stockholm: 1973, 47–58.
- FLODÉN, T.: Seismic refraction soundings in the area around Gotland, central Baltic. — Stockholm Contrib. Geol., **28** (1975) 2, 9–43.
- FLODÉN, T.: Seismic stratigraphy and bedrock geology of the central Baltic. — Stockholm Contrib. Geol. **35** (1980), 1–240.
- FLODÉN, T.: Current geophysical methods and data processing techniques for marine geological research in Sweden. — Stockholm Contrib. Geol. **37** (1981), 49–66.
- FLODÉN, T.: Der Strukturbau im Seegebiet von Schweden. — Z. angew. Geol. **30** (1984) 1, 1–16.
- FLODÉN, T.; SÖDERBERG, P.: Pockmarks and related seabed structures in some areas of precambrian bedrock in Sweden. — Geol. Surv. Finland, Spec. paper 6 (1988), 163–169.
- FLODÉN, T.; TUNANDER, P.; WICKMAN, F. E.: The Tvären Bay structure, an astrobleme in south-eastern Sweden. — Geol. Fören. Stockholm Förh., **108** (1986) 3, 225–234.
- FLODÉN, T.; SÖDERBERG, P.; WICKMAN, F. E.: Mid-sommar, a possible Middle Proterozoic impact structure west of Stockholm, Sweden. Submitted to Geol. Fören. Stockholm Förh. 1989.
- FLOOD, R. D.; JOHNSON, T. C.: Side scan targets in Lake Superior — evidence for bedforms and sediment transport. — Sedimentol. **31** (1984), 311–333.
- GOLD, T.; SOTER, S.: The Deep Earth Gas Hypothesis. — Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. **46** (1980) 111, 11–35.
- GOLD, T.; SOTER, S.: Abiogenic Methane and the Origin of Petroleum. — Energy Exploration and Exploitation **1** (1982), 89–104.
- GORBATSCHEV, R.; KINT, O.: The Jotnian Mälar Sandstone of the Stockholm Region, Sweden. — Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala **40** (1961) 5, 51–68.
- HILLEFORS, Å.; FLODÉN, T.; SÖDERBERG, P.: Åbyfjorden on the Swedish west coast, morphology, superficial deposits and gas-bearing clays. — Submitted to Geol. Fören. Stockholm Förh. 1989.
- HOVLAND, M.: Pockmarks and the recent geology of the central section of the Norwegian trench. — Mar. Geol. **47** (1982), 283–301.
- HOVLAND, M.; JUDD, A. G.: Seabed pockmarks and seepages. Impact on geology, biology and the marine environment. — London: Graham & Trotman Ltd. 1988.
- JOSEPHANS, H. W.: A Side scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf. — Can. J. Earth Sci. **15** (1978), 831–840.
- KJELLÉN, R.: Sveriges jordskalf. — Göteborgs Högskolas Årsskrift 15 (1910), 1–211.
- KULHANEK, O.; NORRIS, J.; MEYER, K.; VAN ECK, T.; WAHLSTRÖM, R.: The Bergshamra earthquake sequence of December 23, 1979. — Seismological section, Univ. Uppsala. Technical Report 1980, 1–26.
- KULHANEK, O.; WAHLSTRÖM, R.: Macro seismic observations in Sweden 1977–1979. — Sveriges Geol. Unders. **C776** (1981), 1–13.
- KULHANEK, O.; WAHLSTRÖM, R.: Macro seismic observations in Sweden 1980–1983. — Sveriges Geol. Unders. **C808** (1985), 1–28.
- KYLIN, H.: Alger. — In: B. URSING: Svenska växter i text och bild — kryptogamer. — Stockholm: Nordisk Rotogravyr. 1953.
- MAGNUSSON, N. H.; LUNDQVIST, G.; REGNELL, G.: Sveriges Geologi. — Norstedts: 1963, 1–698.
- SLUNGA, R.: Earthquake analysis. — In: B. LINNANHEIMO (Ed.): Seismology, 1984. — FOA report C20584-T1 (1984), 24–33.
- STÄLHÖS, G.: Stockholmstraktens berggrund. — Sveriges Geol. Unders. **Ba24** (1969), 1–190.
- STÄLHÖS, G.: Beskrivning till berggrundskartan Nynäshamn NV/SV. — Sveriges Geol. Unders. **Afl25** (1979), 1–106.
- WANNÄS, K.: Seismic stratigraphy and tectonic development of the Upper Proterozoic to Lower Paleozoic of the Bothnian Bay, Baltic Sea. — Stockholm Contrib. Geol. **40** (1989) 3, 83–170.
- WHITICAR, M. J.; WERNER, F.: Pockmarks: Submarine vents of natural gas or freshwater seeps? — Geo-Marine Letters **1** (1981), 193–199.

Address of the authors:

P. SÖDERBERG, T. FLODÉN
Stockholm University
Department of Geology and Geochemistry
S-10691 Stockholm
Sweden

Received: April 25, 1989
Accepted: October 2, 1989

DIETRICH WEISS

Belastung und Veränderung von Natursteinwellenbrechern (Erste Untersuchungsergebnisse am Wellenbrecher „A“ bei Dranske/Rügen)

Mit 14 Abbildungen und 2 Tabellen

Zusammenfassung: Ziel der Arbeit ist die Darstellung und Bewertung von Baukörperveränderungen an Natursteinwellenbrechern. Als Beispiel wird der 1978 errichtete Wellenbrecher „A“ bei Dranske/Rügen verwendet. Untersuchungen zeigen, daß die Bauwerksbelastung, charakterisiert durch Wind, Wasserstand, Seegang und Eis, in der Zeit seit Bauwerkerrichtung über den langjährigen Mittelwert lag.

Jährlich wurde mit Hilfe der Stereophotogrammetrie der Baukörper aufgenommen und vornehmlich die Kronenhöhenänderung verfolgt. Die Reduzierung $\Delta z = 0,19$ m bis 1985 beträgt 29% der 1978 errichteten Kronenhöhe 0,65 m über Mittelwasser.

Die Rolle der Eisbelastung wird betont. Gleichzeitig wurden Aufmessungen der Akkumulationsfläche im Wellenbrecherschutzgebiet ausgewertet. Die kontinuierliche Entwicklung des partiellen „Tombolos“ wurde durch die Baukörperänderung nicht gestört. Das Nachpacken von Steinen auf der Wellenbrecherkrone wird in einem Intervall von ≥ 2 Jahrzehnten nötig sein.

Abstract: The aim of this paper is the presentation and valuation of changes in structure of rubble-mound breakwaters. By way of example we shall use breakwater „A“ at Dranske/Rügen; built in 1978. Experiments show that the strains, caused by wind, water level, sea and swell and ice, during 1978 to 1985 were higher than those, compared with long-term mean values.

By stereo-photogrammetry each year structural changes of the breakwater, especially the height of the crest were measured. During 7 years this height was reduced up to $\Delta z = 0,19$ m that is equal to 29% of the crest height at the beginning, which amounted to 0,65 m above mean sea level.

The role of sea-ice loadings in the changes is underlined. For the same time measurements relating to the development of the accumulation-area protected by the breakwater were evaluated. The continuous development of the partial „tombolo“

was not disturbed by structural changes. It seems to be necessary to reconstruct the original height after about 20 years.

Резюме: В статье представляются и оцениваются изменения тела каменнонабросных волноломов. Примером служит волнолом «А» около п. Дранске/о. Рюген, построенный в 1978 году. Специальные исследования показывают, что нагрузка волнолома в виде ветра, ветровых нагонов, морских волн и льда имела показатели со времени строительства волнолома выше среднегодовых значений.

Ежегодно производились измерения сооружения стереофотограмметрическими методами и исследовалось в основном изменение отметки гребня волнолома. Понижение этой отметки до 1985 года составляло $\Delta z = 0,19$ м, т. е. 29% от пасстояния между гребнем сооружения в 1978 году и средним уровнем воды.

Подчеркивается роль ледовой нагрузки. Дается оценка замерам площади аккумуляции в тени волнолома. Результаты показывают, что постоянное развитие частичного «томболо» не нарушалось вследствие изменения тела сооружения. Повторный наброс камней на гребень волнолома будет необходимым не раньше, чем через 20 лет.

1. Problemstellung

Natursteinbauwerke mit offenen Fugen und Hohlräumen (ohne Verfugung oder Verguß mit Zementmörtel oder Asphaltmastix) sind an der Ostseeküste von Mecklenburg-Vorpommern als Steinwälle, Deckwerke und Wellenbrecher vorhanden. Die älteren Bauwerke, vornehmlich Steinwälle, wurden aus ausgewählten Findlingen oder behauenen Natursteinblöcken, die mit Hilfe von Portalkränen in einem verbandartigen System versetzt wurden, errichtet. Sie befinden sich

meist im Bereich der Uferlinie. Als Unterbau dienen Faschinsinkstücke von 0,5 m bis 1,0 m Stärke (NIESE 1910; POPPE 1942). In neuerer Zeit führten technologische Gesichtspunkte (Bevorzugung des ausschließlichen Montageprinzips) zur Einführung der Packwerkbauweise, bei der die Lagestabilität des Einzelsteines nur durch sein Gewicht erreicht wird. Steinwall- und Deckwerkskonstruktionen (Kloster/Hiddensee und Heiligendamm) wurden in Packwerkbauweise mittels Autokran von Land ausgeführt (WEISS 1972, 1989). Die Unterlagen bestehen aus Kunststoff- und Asphaltmatten.

Seit Mitte der 70er Jahre waren im Küstenwasserbau der DDR Lasthubschrauber im Einsatz (REICHERT 1976). Die für die Sicherung stark beanspruchter Küstenabschnitte in etwa 2 bis 4 m Wassertiefe notwendigen küstenparallelen Wellenbrecher werden seither in Packwerkbauweise aus Natursteinen errichtet. Als Unterlage wurden Kunststoffmatten verwendet, deren Einbau mit Hilfe von Tauchern im Bauablauf ein Hemmnis darstellt. Daher ging man bereits zu Ausführungen ohne Unterlage über. Der Steineinbau erfolgt direkt auf den anstehenden Meeresboden. Es wird erwartet, daß der hohlraumreiche Packwerkkörper der Wellenbrecher, der in der Brandungszone ständig den Einwirkungen der intensiven hydro- und sedimentdynamischen Vorgänge ausgesetzt ist, in größerem Maße Formänderungen unterliegt als es von den vorgenannten Steinwällen bekannt ist. Besondere Bedeutung hat eine Reduzierung der Kronenhöhe, da damit der Dämpfungsgrad der Wellenhöhen und so die Funktionscharakteristik des Wellenbrechers beeinflusst wird (WEISS u. JÄGER 1983). Bei einem entsprechenden Umfang der Kronenhöhenreduzierung müssen Steine nachgepackt werden. Bei allen Wellenbrechern wurden seit ihrer Fertigstellung Untersuchungen zum Formänderungsverhalten aufgenommen. Erste Ergebnisse vom Wellenbrecher „A“ bei Dranske/Rügen werden im folgenden dargestellt.

2. Bemessung und Konstruktion der Wellenbrecher

Prinzipiell sind die Wellenbrecher als kompakte Steinkörper mit Trapezquerschnitt und seeseitiger Fußvorlage ausgebildet. Wassertiefe am Standort und funktionsbedingte Kronenhöhe bestimmen die Bauwerkshöhe, die im Küstenwasserbau von Mecklenburg/Vorpommern im allgemeinen zwischen 2 m und 4 m, maximal bei 5 m liegt. Wellenbrecherlänge (L_{WB}) und Abstand zur Uferlinie (A_{WB}) sind durch die Bauwerksfunktion im Küstenabschnitt diktiert (WEISS 1989). Das Küstenschutzsystem Dranske wurde im Jahre 1987 um die Wellenbrecher „B“ und „C“ nach Süden hin erweitert (siehe Abb. 14 auf S. 116). Der 1978 errichtete Wellenbrecher „A“ besitzt mit der doppelreihigen Holzpfahlwand eine Besonderheit, die von der vorher vorhandenen T-Buhne herrührt (Abb. 1 und 2). Zur Berechnung des Einzelsteingewichtes wurde die Beziehung von HUDSON in folgender Form verwendet:

$$G = \frac{\gamma_s \cdot H_{5\%}^3}{K_D \cdot \left(\frac{\gamma_s}{\gamma_w} - 1 \right) \cdot \cot \alpha}$$

Mit γ_s und γ_w werden die Wichten von Stein und Wasser angesetzt. Da in der Konstruktion (ausgenommen die Vorlage) die Steine 2- und mehrlagig angeordnet sind, brechende Wellen das Bauwerk treffen und eine wellenbedingte Verlagerung von 2% der Steine im Verhältnis zur Gesamtzahl zugelassen wird, gilt für den Faktor K_D (Böschung) = 5,1 und K_D (Krone) = 4,6.

Bei $H_{5\%} = 3,56$ m und der Böschung mit $\cot \alpha = 2,5$ erhält man $G(\text{Böschung}) = 21$ kN und $G(\text{Krone}) = 23$ kN.

Vor dem Einbau der Steine wurde eine dichte Kunststoffunterlage aus Planenschichtstoff SP 1000 (beidseitig PVC-beschichtetes PA-Nähgewirk) mit Hilfe von Tauchern eingebracht. Damit soll das Einrütteln und Einspülen der Steine in den Meeresboden bei der pulsierenden See-

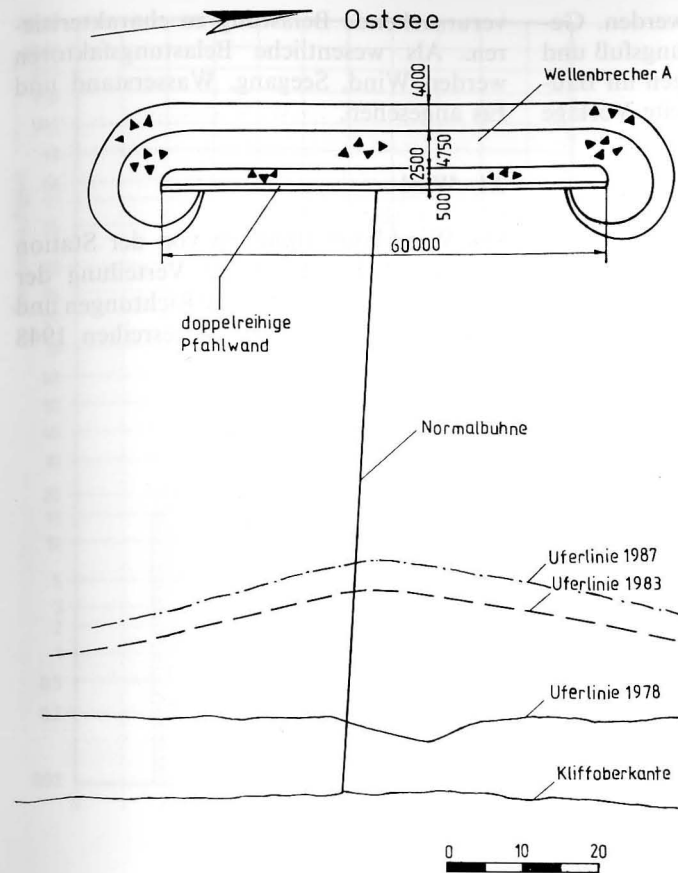


Abb. 1
Lageplan zum Natursteinwellenbrecher A bei Dranske/Rügen

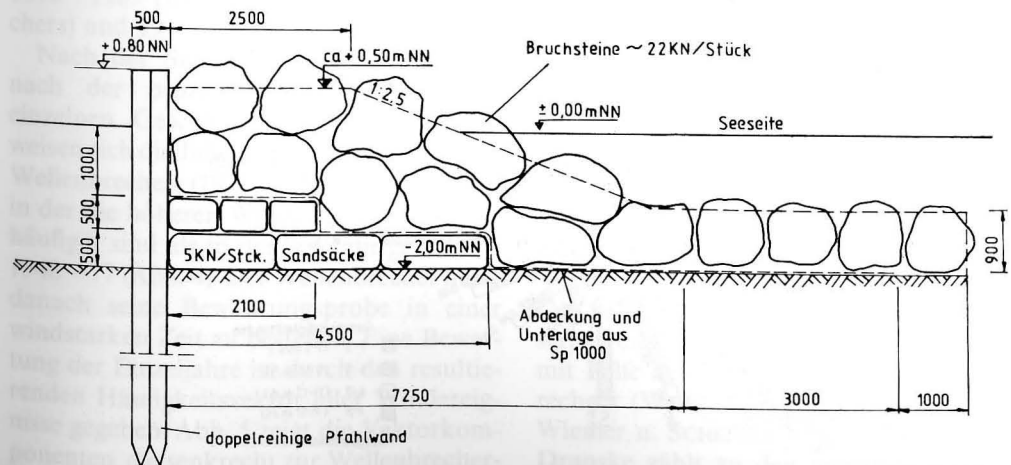


Abb. 2
Querschnitt des Natursteinwellenbrechers A bei Dranske/Rügen

gangsbelastung unterbunden werden. Gegen Kolkwirkungen am Böschungsfuß und anschließende Steinumlagerungen im Bauwerk soll die einlagige, 4 m breite Vorlage aus Natursteinen schützen.

verursachende Belastung zu charakterisieren. Als wesentliche Belastungsfaktoren werden Wind, Seegang, Wasserstand und Eis angesehen.

3. Belastungen des Bauwerkes

Um eine Beurteilung von Baukörperveränderungen vornehmen zu können, ist die

3.1. Wind

Die Winddaten stammen von der Station Arkona. Abb. 3 zeigt die Verteilung der Häufigkeiten (in %) für alle Richtungen und Geschwindigkeiten der Jahresreihen 1948

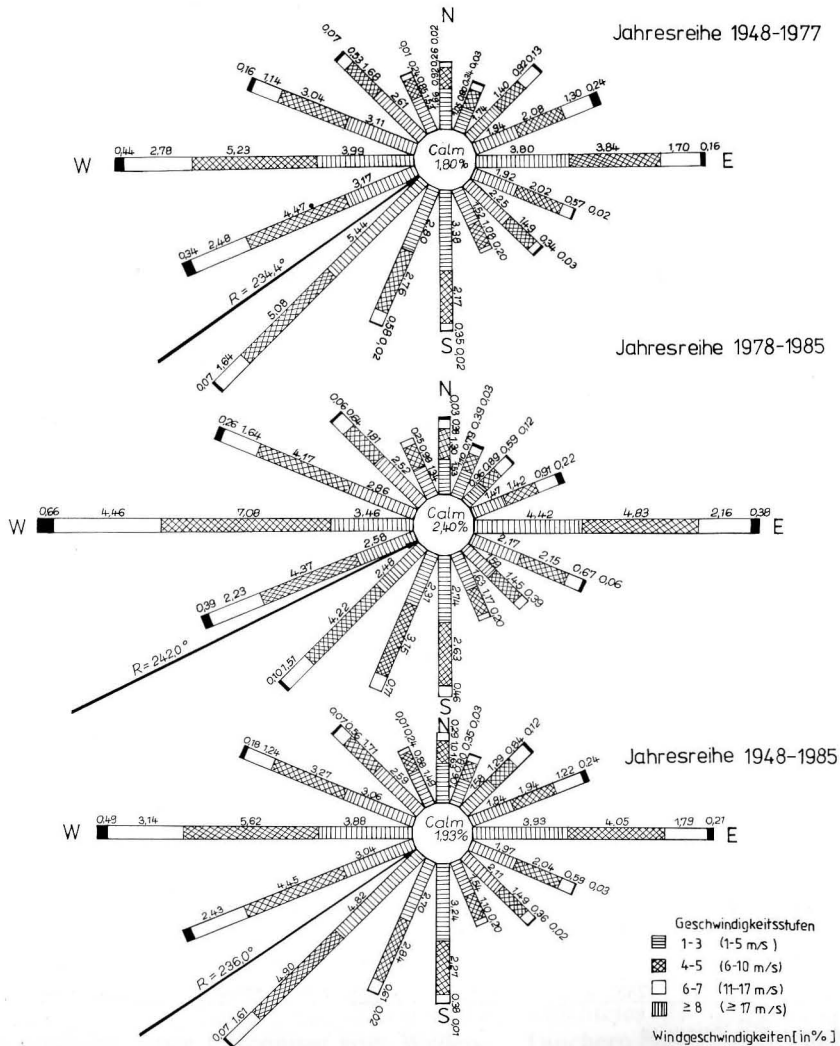


Abb. 3 Verteilung der Windhäufigkeiten (%) nach Richtung und Geschwindigkeit für Arkona

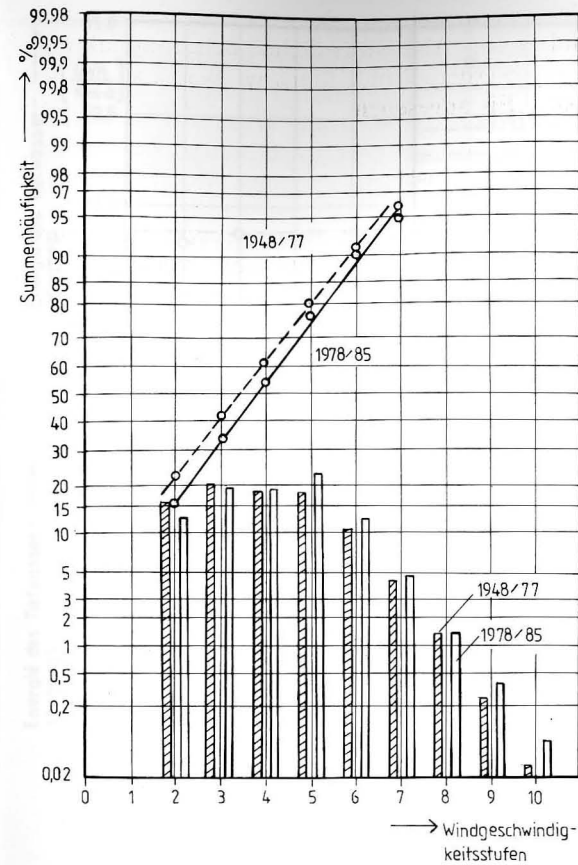


Abb. 4 Summenhäufigkeit und prozentuale Verteilung der Windgeschwindigkeitsstufen; Arkona 1948/77 u. 1978/85

bis 1977 (vor dem Bau des Wellenbrechers), 1978–1985 (seit dem Bau des Wellenbrechers) und 1948–1985 (Gesamtreihe).

Nach der Summenhäufigkeit wie auch nach der prozentualen Verteilung der einzelnen Geschwindigkeitsstufen (in Bf) weisen sich die Jahre seit der Errichtung des Wellenbrechers (1978–85) als eine Zeit aus, in der die höheren Windgeschwindigkeiten häufiger sind als in der langjährigen Reihe 1948–77 (Abb. 4). Der Wellenbrecher hatte danach seine Bewährungsprobe in einer windstarken Zeit zu bestehen. Eine Bewertung der Einzeljahre ist durch den resultierenden Häufigkeitsvektor aller Windereignisse gegeben. Abb. 5 zeigt die Vektorkomponenten, die senkrecht zur Wellenbrechertrasse gerichtet sind. Danach sind besonders die Jahre 1983 und 1981 wirksam geworden,

wie die untere Darstellung mit den seegangsbildenden Windgeschwindigkeiten der Stufen 4 bis 12 Bf sichtbar macht. Der Größtwert der Stundenmittelwerte der Jahre 1978/85 wurde am 21. November 1981 mit 27 m/s und einer Richtung von 260° gemessen.

3.2. Seegang

Das herrschende Seegangsregime (Tiefwasser, Grenze zum Flachwasserbereich) wird mit Hilfe des Verfahrens von KRYLOV berechnet (WEISS 1981; WEISS u. JÄGER 1983; Wiemer u. SCHEFTER 1985). Der Abschnitt Dranske zählt zu den seegangsenergiereichen Küstengebieten. Jedoch besitzen die Seegangsbelastungen wie die erzeugenden

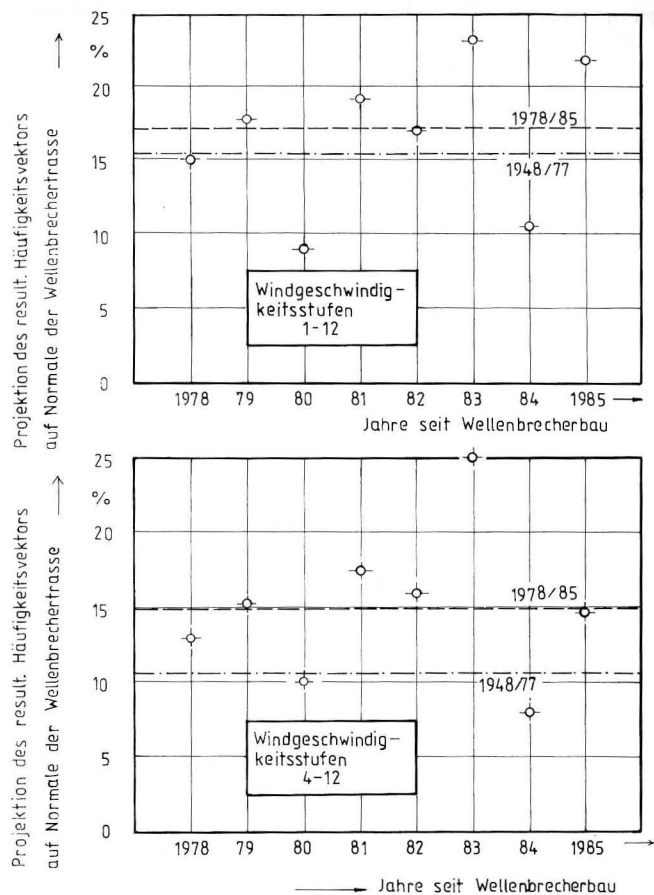


Abb. 5 Charakterisierung der Windbelastung für den Wellenbrecher A bei Dranske/Rügen mit Hilfe des resultierenden Häufigkeitsvektors (Station Arkona 1978–85)

Windverhältnisse ausdrückliche Differenzierungen, die bei der zeitlichen Bauwerksbewertung zu berücksichtigen sind.

Für die 5-jährigen Reihen 1950–54 bis 1980–84 sind in Abb. 6 (oben) die mittleren skalaren Energiesummen aufgeführt und damit die Belastungsunterschiede sichtbar gemacht.

Die Belastung der ersten Hälfte der 80er Jahre liegt beispielsweise um 50% über der ersten Hälfte der 60er Jahre, was sich in Küstenveränderung und Bauwerkswirkung niederschlagen muß. Der Wellenbrecher „A“ muß seit seiner Errichtung 1978 seine Funktionstüchtigkeit unter starken

Belastungsbedingungen nachweisen. Die Energiesummen der Einzeljahre seit 1978 (Abb. 6, unten) zeigen die weitere Differenzierung dieser starken Belastung; die Jahre 1981 und 1983 sind die dominierenden.

Zu den jährlichen Größtwerten der Stundenmittel der Windgeschwindigkeit aus seegangsbildenden Richtungen wurden mit Hilfe des KRYLOV-Verfahrens für Dranske mittlere Tiefwasserwellenhöhen \bar{H}_0 errechnet. Unter Berücksichtigung der Transformations- und Refraktionsvorgänge bestimmt man am Wellenbrecher (in 2,50 m Tiefe bei MW) die dazugehörigen mittleren Flachwasserwellenhöhen \bar{H} (Tabelle 1). Da-

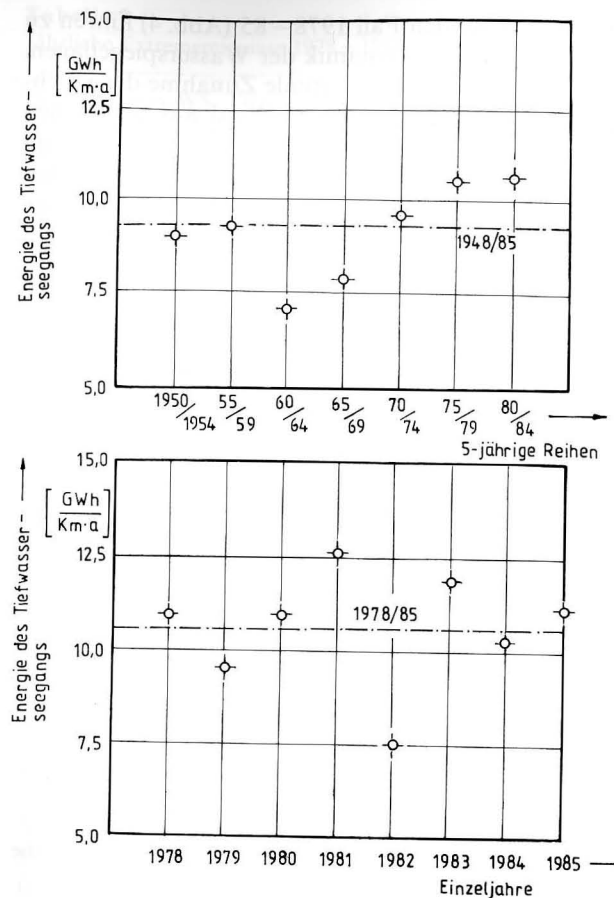


Abb. 6 Skalare Energiesummen des Tiefwasserseegangs vor Dranske/Rügen (berechnet mit Winddaten Arkona); oben: für 5jährige Reihen 1950/54 bis 1980/84, unten: für Einzeljahre 1978 bis 1985

Tabelle 1 Errechnete mittl. Wellenhöhen zu den aufgetretenen jährl. Größtwerten der Stundenmittelwerte der Windgeschwindigkeiten aus seegangsbildenden Richtungen (Standort Wellenbrecher „A“, Dranske/Rügen)

Jahr	Datum	Wind, Station Arkona		Wellenhöhe	
		Richtung Grad	Geschwindigkeit m/s	\bar{H}_0 m	\bar{H} m
1978	24. 10.	320	18	1,72	0,87
1979	01. 05.	270	19	1,34	0,85
1980	23. 12.	290	23	1,76	1,24
1981	01. 01.	300	24	1,97	1,26
1982	16. 12.	270	24	1,60	1,14
1983	18. 01.	260	26	1,52	1,08
1984	13. 01.	290	21	1,66	1,15
1985	06. 09.	270	25	1,65	1,20

nach wurden bisher Belastungssituationen, die zur Berechnungswellenhöhe für das Einzelsteingewicht führen, nicht erreicht.

3.3. Wasserstand

Die Wasserstände stehen in engem Zusammenhang mit den Windverhältnissen. Jahre mit größerer Windaktivität wie im vor-

liegenden Fall 1978–85 (Abb. 4) führen zu größerer Dynamik der Wasserspiegellagen, wobei die prozentuale Zunahme der Hochwasser (Abb. 7) auf Wind aus nördlichen Richtungen zurückzuführen ist. Die Häufigkeitsverteilung extremer Wasserspiegellagen wird mit Hilfe der Theorie von GUMBEL durch ein mittleres Wiederkehrintervall T angegeben.

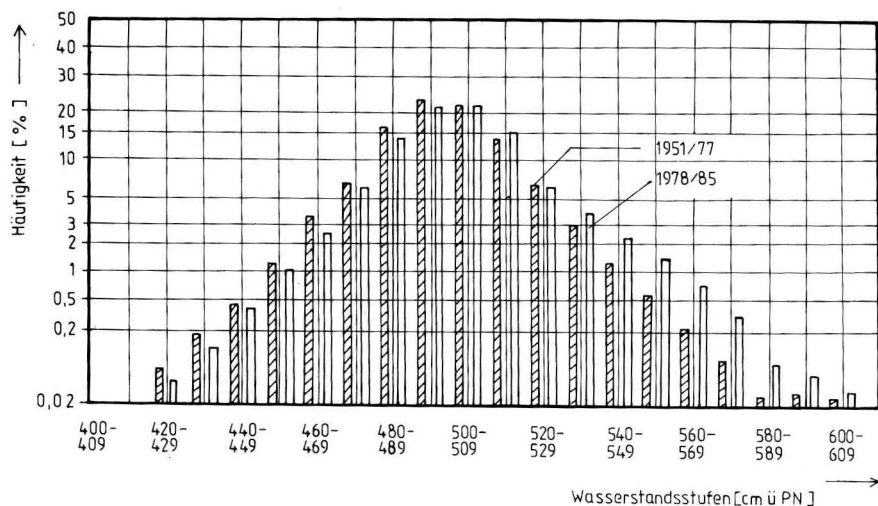


Abb. 7 Prozentuale Verteilung der Wasserstände am Pegel Saßnitz (bestimmt aus täglichen Terminwerten für die Jahresreihen 1951/77 und 1978/85)

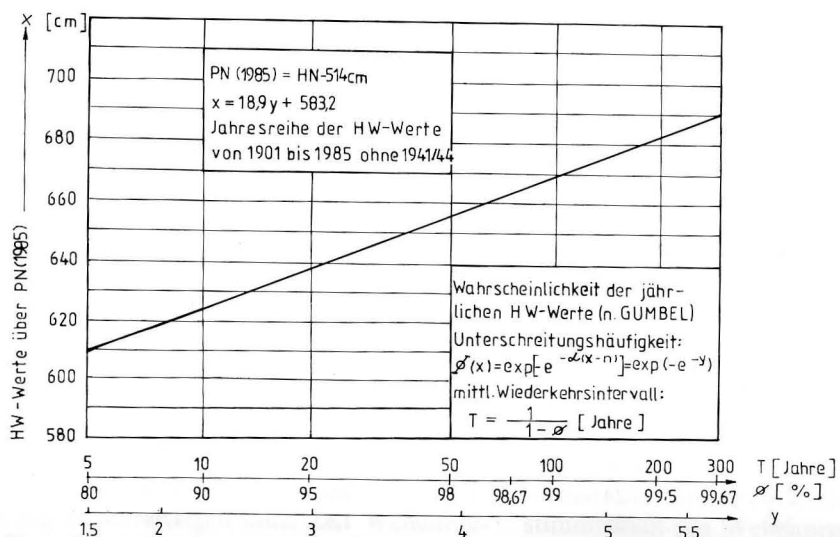


Abb. 8 Hochwasserwahrscheinlichkeit (jährliche HW-Werte) für den Pegel Saßnitz (bezogen auf HN)

Tabelle 2 Jährliche Extremereignisse 1978–1985, Pegel Saßnitz

Datum	max WS des max WS	üb. PN cm	Dauer (> 500 cm) Std.	Stunden mit WS $\geq x$ (cm über PN)									Wind (Grad; m/s), Arkona							
				530	540	550	560	570	580	590	600	610	620	01 h	07 h	13 h	19 h			
29. 11. 1978	593 ¹⁾		243	198	143	94	61	49	42	26							50	50	50	50
11. 12. 1979	580		157	120	66	41	28	11	1								240	90	90	60
29. 11. 1980	578		72	49	41	30	23	18									10	13	21	21
06. 11. 1981	583		119	96	83	75	47	28	8								50	40	50	40
06. 01. 1982	585		89	48	29	26	22	16	7								13	12	12	10
19. 01. 1983	621		246	202	185	140	85	44	34	26	22	11	2				360	360	340	360
02. 02. 1983	616		398	349	277	210	142	73	40	26	8	2					13	12	12	10
28. 11. 1983	616		136	113	93	71	61	43	26	19	16	8					90	90	60	30
09. 01. 1984	599		123	81	48	41	29	23	15	9							19	17	20	19
04. 01. 1985	575																290	320	300	330
																	14	18	13	15
																	250	280	330	290
																	20	18	15	11
																	50	360	360	340
																	21	13	11	11
																	10	50	20	360
																	5	12	13	8
																	20	40	40	50
																	17	19	24	23

¹⁾ WS Wasserstand; PN Pegelnull; KPS (85) = Küstenpegelbezugssystem 1985; 593 cm über PN = 93 cm über Normal = 93 cm über Niveauläche (HN - 14 cm) des KPS (85) (s. WEISS 1991)

Niedrigwasserereignisse sind bei der Bauwerksbelastung und Baukörperänderung von untergeordnetem Interesse, da es infolge des vorzeitigen Wellenbrechens zur Energieabgabe vor dem Auftreffen der Wellen auf das Bauwerk kommt. Über die Wahrscheinlichkeit der jährlichen Sturmhochwasser am Pegel Saßnitz gibt Abb. 8 Auskunft (STIGGE 1986).

Die tatsächlich aufgetretenen, jährlichen extremen Hochwasserereignisse seit dem Wellenbrecherbau, einschließlich ihrer Dauer sowie der dabei herrschenden Windverhältnisse gibt Tabelle 2 wieder. Für das Jahr 1983 wurden 3 Ereignisse aufgeführt, da alle drei in ihrer Dimension größer waren als Extremereignisse anderer Jahre. Die Bauwerkskrone taucht bei derartigen Situationen ein. Es herrschen Wassertiefen am

Standort, die entsprechend größere Wellenparameter ohne vorherige Brechung ermöglichen. Jedoch sind die Hochwasser auf Wind aus N-NE zurückzuführen und im nach W orientierten Küstenabschnitt Dranske erreichen nur Wellen mit $\bar{H} \leq 1$ m die Bauwerksnähe. Dennoch handelt es sich um besonders intensive hydro- und sedimentdynamische Bedingungen, die Einfluß auf die in Abb. 10 (S. 113) dargestellten Formen der Bauwerksänderung nehmen, ohne daß ihr Anteil am Veränderungsumfang bestimmbar ist.

3.4. Eis

Die Daten der Eisbeobachtungen stammen vom Seegebiet vor Arkona und vom Lib-

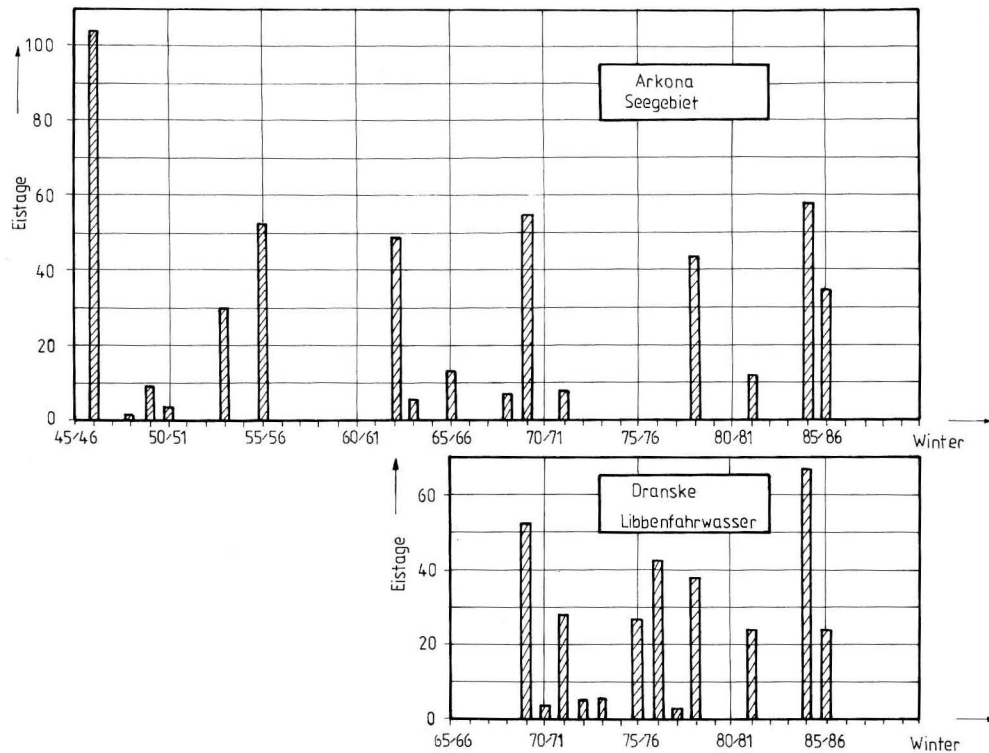


Abb. 9 Eisverhältnisse vor Arkona und Dranske, Anzahl d. Eistage

benfahrwasser vor der Ortslage Dranske (LAUBER 1976, 1987). Die 30jährige Reihe 1946/47 bis 1975/76 hat für Arkona 12 Eiswinter und 18 eisfreie Winter aufgezeigt, dabei herrschten 28 Eistage pro Eiswinter oder 11 Eistage pro Winter.

Die 10jährige Reihe 1976/77 bis 1985/86 für Arkona deutet auf die Intensivierung der Eisbelastung hin (Abb. 9). Bei 4 Eiswintern und 6 eisfreien Wintern wurden 37 Eistage pro Eiswinter oder 15 Eistage pro Winter beobachtet. Im Raum Dranske ist die Eisbelastung weiter gesteigert. In der 10jährigen Periode 1976/77 bis 1985/86 sind 21 Eistage pro Winter bestimmt worden, wobei hier nur 2 eisfreie Winter waren. Der längste Eiswinter seit Errichtung des Wellenbrechers „A“ war 1984/85 mit 58 Eistagen vor Arkona und 67 Eistagen vor Dranske. Im

Bereich des Wellenbrechers waren Eisaufschiebungen von 2 bis 4 m Höhe entstanden, dabei wurden Schollenstärken von 3 dm gemessen.

4. Erfassung der Bauwerksveränderungen

4.1. Aufnahmemethode

Die Formänderung eines Packwerkkörpers ist das Ergebnis einzelner Veränderungsvorgänge, die aber nicht getrennt voneinander erfaßt werden können (Abb. 10). Von den Baukörperparametern interessiert besonders die Kronenhöhe. Zur Erfassung der Kronenhöhenveränderung wurden jährlich photogrammetrische Aufnahmen

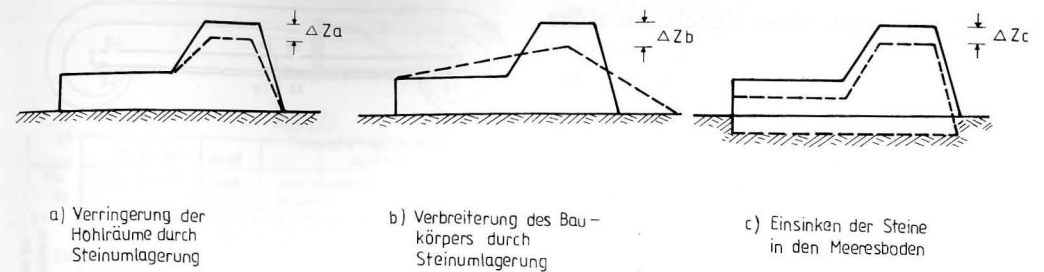


Abb. 10 Verminderung der Kronenhöhe von Natursteinwellenbrechern durch Baukörperänderungen (Schematische Darstellung)



Abb. 11. Meßbild von der Basis 1 A mit eingetragenen Meßpunkten zur photogrammetrischen Auswertung

vom gesamten über Mittelwasser befindlichen Steinkörper durch KÖRBER, LANGE und DRESSLER (1980, 1982, 1983, 1984, 1985) ausgeführt und dokumentiert, wobei aus technischen Gründen die erste Messung erst aus dem Jahre 1980 stammt. Von vier Aufnahmebasen mit jeweils zwei Standpunkten (A, B) wurde mit Hilfe einer Universalmeßkammer UMK 10/1318 die Baukörpersituation fixiert (Abb. 11). Ursprünglich bestand die Absicht, Meßpunkte auf den Steinen durch Farbmarkierungen zu kennzeichnen, die dann über Jahre in ihrer räumlichen Verlagerung (x-, y-, z-Koordinaten) verfolgt werden sollten.

Die Farbmarkierungen waren aber nicht dauerhaft genug, da Bewuchs sie bald überdeckte. Statt dessen wurden mit dem Auswertegerät Stecometer E auf den Erstaufnahmen (1980) unverwechselbar markante Steinecken ausgewählt und im Bild gekennzeichnet, die in den Aufnahmen der folgenden Jahre mit großer Sorgfalt gleichfalls aufgesucht werden sollten. Die Erstmessung enthielt 250 Meßpunkte, d. h. bei 60 m Bauwerkslänge und 4 m Breite von Krone und überwasserliegender Böschung etwa 1 Meßpunkt je m² beobachteter Bauwerksfläche. Aus den jeweils 250 Differenzwerten der x-, y- und z-Koordinaten gleicher Punk-

te bei Aufnahmen zweier Zeitebenen sollte die mittlere Veränderung des gesamten Bauwerks zwischen zwei Zeitebenen bestimmt werden.

$$\Delta^*x(t_1, t_2) = \frac{1}{250} \sum_{i=1}^{250} \Delta x_i(t_1, t_2)$$

$$\Delta^*y(t_1, t_2) = \frac{1}{250} \sum_{i=1}^{250} \Delta y_i(t_1, t_2)$$

$$\Delta^*z(t_1, t_2) = \frac{1}{250} \sum_{i=1}^{250} \Delta z_i(t_1, t_2)$$

Die Bauwerksveränderung (Steinumlagerung) war jedoch im Jahre 1985 so weit fortgeschritten, daß weniger als 50% der in der Erstaufnahme (1980) als Meßpunkte ausgewählte markante Steinecken wieder auffindbar waren (untergetaucht oder verdeckt). Für weitere Messungen wird daher der Einsatz der Aerophotogrammetrie vorbereitet. Als Zwei-Medien-Photogrammetrie soll sie die Erfassung des Wellenbrecherkörpers ober- und unterhalb der Wasseroberfläche sowie des Bauwerksumfeldes ermöglichen.

Mit dem vorhandenen Meßmaterial wurde eine Näherungslösung beschränkt. Für jede Aufnahme bestimmt man aus gleichmäßig über dem Steinkörper (Krone und Überwasserböschung) verteilten, repräsentativen Einzelsteinhöhen (Anzahl ≥ 250) die jeweiligen mittleren Kronen- und Böschungshöhenwerte $\bar{z}(t)$. Die Differenz der Mittelwerte zweier Aufnahmejahre ergibt die mittlere Veränderung des Bauwerkes $\Delta\bar{z}(t_1, t_2)$ zwischen diesen Zeitpunkten:

$$\Delta\bar{z}(t_1, t_2) = \frac{1}{n_1} \sum_{j=1}^{n_1} z_j(t_1) - \frac{1}{n_2} \sum_{k=1}^{n_2} z_k(t_2) = \bar{z}(t_1) - \bar{z}(t_2)$$

Für die x- und y-Koordinaten ist die Methode nicht anwendbar.

4.2. Bauwerksänderungen

Zur Auswertung wurde die beobachtete Fläche von Krone und Böschung in jeweils

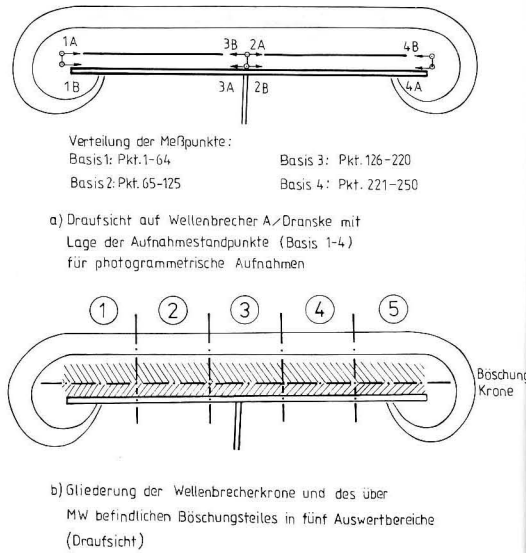


Abb. 12 Untersuchung der Baukörperänderung mit Hilfe photogrammetrischer Aufnahmen

5 Abschnitte unterteilt (Abb. 12, unten). Die Ergebnisse der Untersuchungen zur Kronenänderung sind in Abb. 13 dargestellt. Das Bild oben zeigt die Abnahme der mittl. Kronenhöhe \bar{z} von 0,65 m über MW im Jahre 1978 auf 0,46 m über MW 1985, während unten die mittlere Kronenhöhenreduzierung (Gesamtbauwerk sowie Einzelbereiche) im Verlauf von 7 Jahren nach Bauwerkserrichtung wiedergegeben ist. Die Reduzierung $\Delta\bar{z}$ (1978–85) von 0,19 m beträgt 29% der 1978 errichteten Kronenhöhe von 0,65 m über MW. Bezogen auf die Bauwerkshöhe $\bar{z}_{1978} + d = 0,65 \text{ m} + 2,00 \text{ m} = 2,65 \text{ m}$ ist eine Reduzierung von 7% eingetreten.

Die Untersuchung zur Überwasserböschung zeigt in dem ersten Untersuchungszeitraum (bis 1982) eine mittlere Höhenzunahme um rund 10%, während bis 1985 die Ausgangshöhe von 1978 wieder erreicht und unterschritten wurde.

Man kann nach den Ergebnissen davon ausgehen, daß alle 3 Arten der in Abb. 10 dargestellten Baukörperänderungen wirksam wurden. Während durch die Wellen-

über 7 Jahre hat der Eiswinter 1984/85 rund 33% bewirkt. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf die Rolle der Eisbelastung beim Wellenbrecherbau.

5. Erste Wertung und Fortführung der Untersuchungen

Die Wertung der Bauwerksveränderungen muß in Verbindung mit deren Einfluß auf die Funktionstüchtigkeit erfolgen. Aufgabe der Wellenbrecher ist die Sandakkumulation im Schutzbereich, die sich beim Wellenbrecher „A“ in einem partiellen „Tomolo“ (T_p größte seewärtige Uferlinienverlagerung) ausdrückt (Abb. 14, oben rechts).

Nach bisherigen Erkenntnissen ist die Akkumulation und damit auch die Tomoloausbildung von Bauwerks- und Standortparametern wie

$$T_p = f(L_{WB}, A_{WB}, \bar{z}, d, H, \lambda, \alpha_R)$$

abhängig. Dabei bedeuten L_{WB} Wellenbrecherlänge; A_{WB} Abstand des Wellenbrechers zur Uferlinie zum Bauzeitpunkt; \bar{z} Kronenhöhe; d Wassertiefe am Bauwerk; H Wellenhöhe und λ Wellenlänge eines charakteristischen Seegangsregimes sowie α_R Winkel zwischen der Wellenbrechertrasse und der Richtung der maßgebenden Seegangsbelastung. Die Größe der Sedimentfracht aus den angrenzenden Abschnitten in den Schutzbereich hinein entscheidet offenbar nicht über die Ausdehnung der Aufsandungsfläche ($\max T_p$), jedoch über den Zeitraum bis zum Erreichen der größten Aufsandung. Die im Nov./Dez. 1984 im Küstenabschnitt Dranske durchgeführte Aufspülung ($51,5 \text{ Tm}^3$; $103 \text{ m}^3/\text{Ifd. m Küste}$) hat zu keiner Unstetigkeit in der Entwicklung von T_p geführt, obwohl das nördliche Ende der Aufspülung nur 100 m vom Wellenbrecher „A“ entfernt lag (Abb. 14, oben links). Von 1978 bis 1987 dauerte die dargestellte Ausbildung der Akkumulationsfläche. Es herrschte besondere Intensität in den ersten 3 Jahren und permanent nachlassende Wachstums-

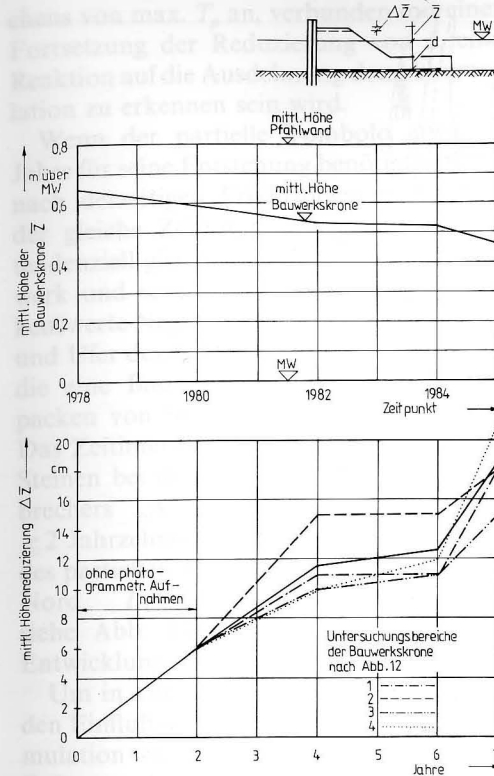
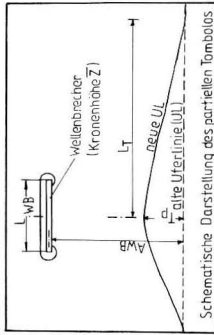


Abb. 13 Kronenhöhenreduzierung am Wellenbrecher A bei Dranske/Rügen in den Jahren 1978 bis 1985

wirkung insgesamt eine dichtere Steinlagerung erzielt wurde, lassen die in den Untersuchungsbereichen (Abb. 13, unten) so unterschiedlichen Höhenreduzierungen auf eventuell unterschiedliche Einbauqualität und Wirkung der Kunststoffunterlagen schließen. Letztlich deutet die zeitweise Höhenzunahme der Überwasserböschung auf die seitliche Steinumlagerung aus dem Kronenbereich hin, die hier wegen der Holzpfahlwand nur seewärts erfolgen kann.

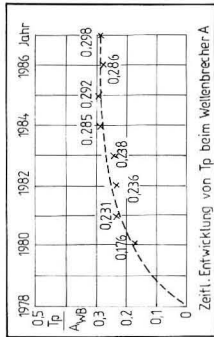
Interessant ist die Parallelisierung von Bauwerksbelastung und Bauwerksverhalten. Während die Wellenbelastung von 1978 bis 1984 eine stetige Kronenhöhenreduzierung mit abnehmender Tendenz bewirkt, führte die Eisbelastung im Winter 1984/85 zu einer ausdrücklichen Zunahme. Von der Gesamtkronenhöhenreduzierung



Wellenbrecher A
 $L_{WB} = 60\text{m}$
 $A_{WB} = 73,5\text{m}$
 $L_T : A_{WB} = 0,82$
 $Z = +0,46\text{m MW (1985)}$

Wellenbrecher B
 $L_{WB} = 86\text{m}$
 $A_{WB} = 82\text{m}$
 $L_T : A_{WB} = 1,05$
 $Z = -0,08\text{m MW (1987)}$

Wellenbrecher C
 $L_{WB} = 86\text{m}$
 $A_{WB} = 90\text{m}$
 $L_T : A_{WB} = 0,95$
 $Z = -0,60\text{m MW (1987)}$



Zeitl. Entwicklung von T_p beim Wellenbrecher A

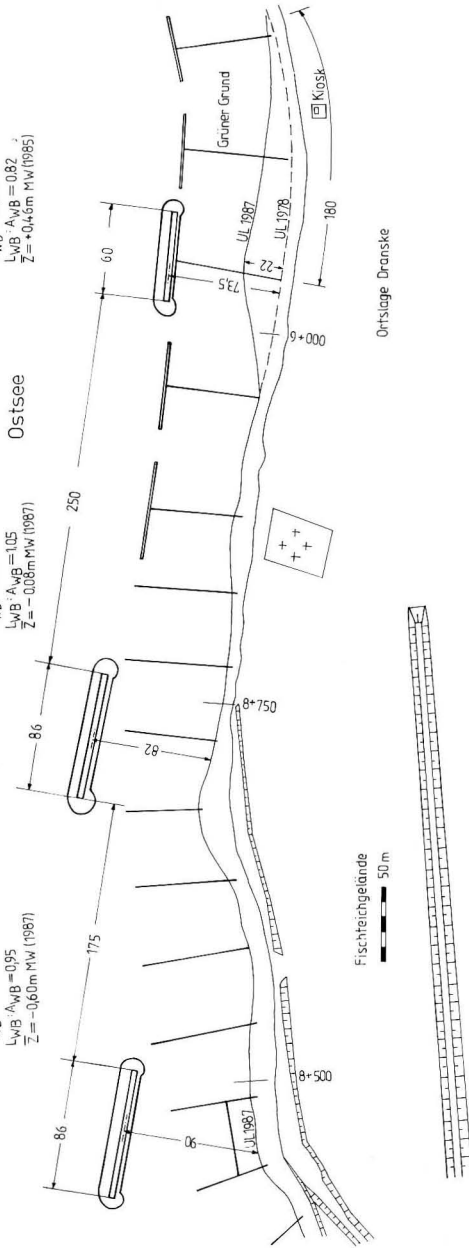


Abb. 14
 Wellenbrecher A, B, C vor Dranske/Rügen

geschwindigkeit in den folgenden. Die seawärtige Ausweitung von T_p ist nach etwa 10 Jahren nahezu abgeschlossen ($T_p : A_{WB} \cong 0,3$). Dabei ist keine Parallelisierung zum zeitlichen Verlauf der Kronenhöhenreduzierung möglich. Im komplexen Diffraktions-Refraktions-Vorgang der Ak-

kumulation wirkt neben dem Wellenbrecher als linienförmiges Bauwerk offenbar zunehmend die aufgesandete Schorrefläche selbst, so daß in dieser Phase die Bedeutung der Kronenhöhenreduzierung überdeckt und nicht sichtbar wird. Es ist zu erwarten, daß vom Zeitpunkt des Errei-

chens von max. T_p an, verbunden mit einer Fortsetzung der Reduzierung von \bar{z} , eine Reaktion auf die Ausdehnung der Akkumulation zu erkennen sein wird.

Wenn der partielle Tombolo etwa 10 Jahre für seine Entstehung benötigte, dürfte nach derzeitigen Erfahrungen mindestens der gleiche Zeitraum nötig sein, um bei tendenziell gleicher Veränderung von Bauwerk und seeseitiger Schorre eine bemerkenswerte Negativentwicklung von Schorre und Ufer des Schutzbereiches zu bewirken, die eine Bauwerksrekonstruktion (Nachpacken von Steinen) erforderlich machen. Das Zeitintervall für das Nachpacken von Steinen bei der Konstruktion des Wellenbrechers „A“ Dranske beträgt danach ≥ 2 Jahrzehnte. Für die Längsausdehnung des partiellen Tombolos (1987 in Richtung Nord $L_T : A_{WB} = 180\text{m} : 73,5\text{m} = 2,45$; siehe Abb. 14) gilt die gleiche zeitliche Entwicklung.

Um in kürzester Zeit Erkenntnisse über den Einfluß der Kronenhöhe auf die Akkumulation zu gewinnen, wurden 1987 im Rahmen der Erweiterung des Küstenschutzsystems Dranske die Wellenbrecher „B“ und „C“ errichtet, die ausdrücklich niedrigere Kronenhöhen bei Abstufungen von ca. 0,5 m gegenüber Wellenbrecher „A“ besitzen (Abb. 14).

Gleichzeitig wird damit die Möglichkeit zum schrittweisen „hydro- und sedimentdynamisch ausgewogenen“ Übergang vom geschützten zum ungeschützten Küstengebiet erprobt.

Literatur

- KÖRNER, K.-H.; LANGE, E.; DRESSLER, M.: Wellenbrecher Dranske – Bestandsunterlagen durch Industriephotogrammetrie. – Unveröff. Ber. von SKET Ingan Berlin im Auftrag der Wasserwirtschaftsleitung Küste, Warnemünde (1980, 1982, 1983, 1984, 1985).
- LAUBER, R.: Eisverhältnisse im Küstenbereich der DDR im Zeitraum einer 30jährigen Periode von 1946/47 bis 1975/76. – Unveröff. Ber. Wasserwirtschaftsleitung Küste, Warnemünde, 1976.

- LAUBER, R.: Eisverhältnisse Arkona und Dranske, Ergänzung bis Winter 1985/86. – Unveröff. Ber. Amt für Meteorologie, Rostock, 1987.
- NIESE: Maßnahmen zur Beseitigung der Sturmflutschäden vom 30./31. Dezember 1904 an den Außenküsten des Regierungsbezirkes Stralsund. – Z. Bauwesen, Berlin **60** (1910).
- POPPE, F.: Uferschutzarbeiten an der Ostseeküste vom Darß bis Hiddensee. – Die Bautechnik **20** (1942) H. 54/56.
- REICHERT, K.: Einbau großformatiger sandgefüllter Kunststoffsäcke mit Hubschrauber im Küstenwasserbau der DDR. – Wasserwirtschaft – Wassertechnik, Berlin **24** (1976) 2, 64–66.
- STIGGE, H.-J.: Hochwasserwahrscheinlichkeit nach GUMBEL. – Unveröff. Ber. Wasserwirtschaftsleitung Küste, Warnemünde, 1986.
- WEISS, D.: Natursteindeckwerk mit kombiniertem Kunststoff-Asphaltunterbau im Küstenwasserbau. – Wasserwirtschaft – Wassertechnik, Berlin **22** (1972) 6, 273–276.
- WEISS, D.: Probleme der Belastung und der bautechnischen Sicherung der Küstenabschnitte Kühlungsborn und Dranske. – Z. geol. Wiss., Berlin **9** (1981) 1, 73–83.
- WEISS, D.; JÄGER, B.: Das Küstenschutzsystem aus T-Buhnen und einem Natursteinwellenbrecher bei Dranske/Rügen. – Beitr. Meereskd. **49** (1983), 99–137.
- WEISS, D.: „Seebau und Küstenschutz“. – in: Taschenbuch Verkehrs- und Tiefbau. Band 4: Wassertechnik. – Berlin: Verlag für Bauwesen 1991.
- WIEMER, R.; SCHEFTER, S.: Rechnereinsatz zur Lösung der Aufgaben des technischen Küstenschutzes. – Wasserwirtschaft – Wassertechnik, Berlin **35** (1985) 5, 102–104 und 116.

Anschrift des Autors:

Dr.-Ing. D. WEISS
 Wasserwirtschaftsleitung Küste
 Abt. Küstenforschung
 Schillerstraße
 O-2530 Rostock-Warnemünde

jetzt:
 Staatl. Amt für Umwelt und NATUR Rostock
 Dezernat Küste
 Parkstraße 46
 O-2530 Rostock-Warnemünde

Eingereicht: 22. 2. 1988
 Zur Veröffentlichung angenommen: 20. 8. 1988

HARRI KUOSA

Enumeration of pelagic ciliates with epifluorescence microscopy

With 1 figure

In this note the use of epifluorescence microscopy in counting ciliates from Baltic Sea samples is evaluated. Epifluorescence counts are compared with Utermöhl counts made from parallel samples. Unbuffered glutaraldehyde is compared with acid Lugol's solution as a preservative, as it is found to be a good fixative for Baltic Sea flagellates (KUUPPO-LEINIKKI & KUOSA 1989). Lugol's solution suits poorly for epifluorescence microscopy due to its masking fluorescence.

Microzooplankton has formerly been a borderline case for zooplankton studies. Especially ciliates are easily fractured if collected with a plankton net. Also, the nets used for ordinary zooplankton sampling are usually too coarse to get any quantitative material on naked ciliates and the most usual preservative used for zooplankton, buffered formalin, is unsuitable for preserving other ciliates than tintinnids. Thus water samples fixed with acid Lugol's solution are recommended for ciliate counts (EDLER 1979).

In many cases water samples are gently filtered (BOIKOVA 1984, KIVI 1986), after which they can be settled according to UTERMÖHL (1958). However, the settling takes usually at least 12 hours and if a filtration with e.g. a 10- μm net is used there is a danger to lose the smallest ciliates (SHERR et al. 1986). Additionally, it is generally hard to see any internal structures, e.g. chloroplasts inside Lugol fixed ciliate cells.

Epifluorescence microscopy is widely used for separating and counting autotrophic and heterotrophic nanoflagellates (nano = 2–20 μm). The method is based on staining the sample with a fluorochrome, which makes cells visible in epifluorescence light (e.g. HAAS 1982, CARON 1983, SHERR & SHERR 1983). As chlorophyll *a* has bright red autofluorescence under blue extinction light chloroplasts are easily observed inside cells. Epifluorescence microscopy has been used for counting nanosized ciliates in marine waters (SHERR et al. 1986). It can also be used for the enumeration of ciliates with functional or symbiotic chloroplasts (STOECKER

1987). The preparation of a sample for epifluorescence microscopy does not usually take more than 15 minutes.

Samples from a bag experiment made in July–August 1988 at Tvärminne were studied. Water temperature was 10.5 and 22 °C and water salinity 5.5‰. Water sample was taken into a 500 ml plastic bottle from which two 250 ml glass bottles were filled. The other subsample was fixed with 250 μl of acid Lugol's solution. Unbuffered glutaraldehyde (final conc. 1.5%) was added to the other bottle. From both subsamples one 50 ml settling chamber (UTERMÖHL 1958) was filled and settled for 20 hours. One 50 ml glutaraldehyde fixed sample was stained with proflavine (3,6-diaminoacridine hemisulfate salt, Sigma Chemical Co., USA) (HAAS 1982). The sample was first filtered onto an Irgalan black stained (HOBBIE et al. 1977) 3.0- μm pore-size Nuclepore polycarbonate filter with a low vacuum (under 3 kPa) to 10 ml volume. To this concentrated sample 200 μl of 0.2- μm filtered proflavine water solution (0.033% w/v) was added. Then the sample was filtered slowly to allow a staining time of about one minute. The vacuum was not switched off immediately after the sample was filtered, but kept on for about twenty seconds to draw off extra water from the filter. The filter was mounted on a drop of paraffine oil on a glass slide, and a drop of oil and a cover slip was placed on the filter.

Utermöhl samples were counted with a Leitz Diavert inverted microscope using a 25 \times objective and a phase contrast field. At least 60 cells of both *Mesodinium rubrum* and other ciliates were counted. Epifluorescence slides were counted with a Leitz Dialux microscope fitted with an epifluorescence light. A 50-W HBO mercury lamp, a Ploemopak 12/3 filter block (BP 450-490 exciting filter, RKP 520 beam splitting mirror and LP 515 suppression filter giving blue excitation) was used. A M2 filter set was also used (BP 546/14 exciting filter, RKP 580 beam splitting mirror and LP 580 suppression filter giving green excitation). The green light of

this filter set gives phycoprotein containing chloroplasts orange autofluorescence (e.g. the cryptophycean symbionts of *Mesodinium rubrum*). At least 60 cells of both *Mesodinium rubrum* and other ciliates were counted. A 25 \times objective was used in counting, but a 100 \times oil immersion objective was used to check the presence of chloroplasts inside ciliates other than *M. rubrum*.

The counts with both microscopical methods showed good agreement (Fig. 1). No statistically significant differences were found when epifluorescence counts were compared with either Lugol or glutaraldehyde fixed Utermöhl samples (Student's pairwise *t*-test). In addition, Utermöhl counts made from glutaraldehyde and acid Lugol's solution preserved samples showed no statistically significant difference (Student's pairwise *t*-test).

Lugol fixed ciliates were easier to count in inverted microcopy than glutaraldehyde fixed due to their brownish coloring. However, glutaraldehyde seemed to preserve better the natural appearance of ciliates, which may aid the identification of ciliate species. Also, in glutaraldehyde preserved samples chloroplasts inside ciliates were readily observed, which was not always easy in Lugol fixed samples.

Mesodinium rubrum was very easy to count from fresh epifluorescence preparates due to the orange autofluorescence of its cryptophycean symbionts under the filter set M2. As the cells are in the filter in a plane the single chloroplasts of *M. rubrum* can

be counted without any trouble. Symbiotic or functional chloroplasts were also observed in some cells of *Strombidium* spp. Up to twenty chloroplasts situated just below the cell surface. These chloroplasts had only red autofluorescence, which points at origin other than cryptophycean algae. Chlorophyll autofluorescence remains in glutaraldehyde fixed samples stored in a refrigerator for a couple of days, but after that chlorophyll autofluorescence fades rapidly. However, preparates for epifluorescence microscopy can be stored in a freezer for months (BLOEM et al. 1986, BOOTH 1987).

Epifluorescence microscopy proved to be a competent counting method for Baltic Sea ciliates. The identification is possible to some degree and e.g. the genera are easily identified also from epifluorescence preparates. The possibility to use a 100 \times oil immersion objective helps to detect even the smallest ciliates. The samples can be analysed immediately as preparates can be made in few minutes. Both inverted and epifluorescence microscopy share the problem of detecting ciliates in phytoplankton rich samples. With epifluorescence microscopy at least *Mesodinium rubrum* cells are easily observed due to its very clear appearance among all other organisms. In phytoplankton rich samples (e.g. during the spring bloom) the filtered volume can not exceed greatly 50 ml due to the clogging of the filter, but in summer samples the filtered volume can be up to 300–500 ml.

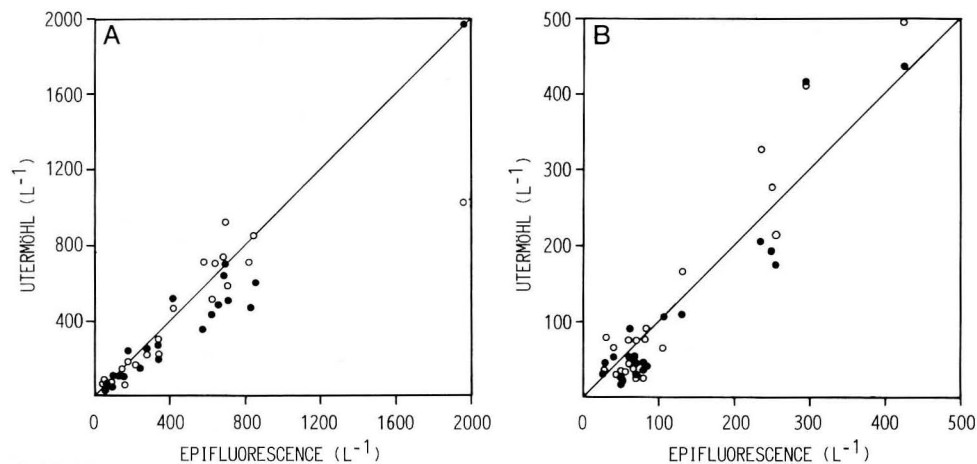


Fig. 1
Epifluorescence vs. Utermöhl counts of *Mesodinium rubrum* (A) and heterotrophic ciliates (B). The Utermöhl samples were preserved either with acid Lugol's solution (open circles) or glutaraldehyde (closed circles).

References

- BLOEM, J.; BÄR-GILISSEN, M.-J.; CAPPENBERG, T. E.: Fixation, counting, and manipulation of heterotrophic nanoflagellates. — *Appl. environ. Microbiol.* **52** (1986), 1266–1272.
- BOIKOVA, E.: Ecological character of protozoans (Ciliata, Flagellata) in the Baltic Sea. — *Ophelia*, Suppl. No. 3 (1984), 23–32.
- BOOTH, B. C.: The use of autofluorescence for analyzing oceanic phytoplankton communities. — *Bot. Mar.* **30** (1987), 101–108.
- CARON, D. A.: Technique for enumeration of heterotrophic and phototrophic nanoplankton, using epifluorescence microscopy, and comparison with other procedures. — *Appl. environ. Microbiol.* **46** (1983), 491–498.
- EDLER, L. (ed.): Recommendations on methods for marine biological studies in the Baltic Sea. — *Baltic mar. Biologists Pubs.* No. 5 (1979), 1–38.
- HAAS, L. W.: Improved epifluorescence microscopy for observing planktonic micro-organisms. — *Ann. Inst. oceanogr.*, Suppl. **58** (1982), 261–266.
- HOBBIE, J. E.; DALEY, R. J.; JASPER, S.: Use of Nuclepore filters for counting bacteria by fluorescence microscopy. — *Appl. environ. Microbiol.* **33** (1977), 1225–1228.
- KIVI, K.: Annual succession of pelagic protozoans and rotifers in the Tvärminne Storfjärden, SW coast of Finland. — *Ophelia*, Suppl. No. 4 (1986), 101–110.
- KUUPPO-LEINIKKI, P.; KUOSA, H.: Preservation of picoplanktonic cyanobacteria and heterotrophic nanoflagellates for epifluorescence microscopy. — *Arch. Hydrobiol.* **114** (1989), 631–636.
- SHERR, B. F.; SHERR, E. B.: Enumeration of heterotrophic microprotozoa by epifluorescence microscopy. — *Estuar. coast. Shelf Sci.* **16** (1983), 1–7.
- SHERR, E. B.; SHERR, B. F.; FALLON, R. D.; NEWELL, S. Y.: Small aloricate ciliates as a major component of the marine heterotrophic nanoplankton. — *Limnol. Oceanogr.* **31** (1986), 177–183.
- STOECKER, D. K.; MICHAELS, A. E.; DAVIS, L. H.: Large proportion of marine planktonic ciliates found to contain functional chloroplasts. — *Nature, Lond.* **326** (1987), 790–792.
- UTERMÖHL, H.: Vervollkommnung der quantitativen Phytoplankton-Methodik. — *Mitt. int. Verein. theor. angew. Limnol.* **9** (1958), 1–38.

Address of the author:

Ph.D. H. KUOSA
Tvärminne Zoological Station
SF-10900 Hanko
Finland

Received: May 19, 1989

Accepted: June 19, 1989

Note to Contributors:

Manuscripts should be typed in double-spacing and submitted in three copies on white paper of size A4 (297 × 210 mm). Only one side of each sheet should be used. The margins should be 3.5 cm wide at the left side and 2.5 cm wide at the top. Manuscripts should not be longer than 20 pages (including figures). Authors will receive one proof copy for correction. Belated insertions or major changes to the text can not be considered.

Authors are requested to pay special attention to the subsequent notes regarding the preparation of the manuscripts. The following sequence should in general be used:

Title: Full name(s) of the author(s). Below it the complete title of the contribution in English, German and Russian.

Abstract, Zusammenfassung, Резюме: A brief but cogent summary in English, German and Russian must precede each contribution. It should contain informations regarding the methods used and the most important conclusions reached by the author.

Text: Pages belonging to the manuscript must be numbered consecutively. The contribution should be clearly arranged, and the chapters should be consecutively numbered.

The following print instructions are to be inserted by the author (in pencil): spaced print: underlined with dashes; small print: vertical line in the left margin; italics: underlined with undulating line.

The names of all authors cited must be written in capitals with the year of publication in brackets after the name. The recommendations given in the IAPSO-SUN report should be taken

into account when presenting measured data (S.I. units). Mathematical symbols, formulae and letters that cannot be typed must be entered carefully and clearly by hand.

Abbreviations should be used only if required repeatedly in the text and should, if necessary, be explained separately at the end of the contribution.

References: The authors cited in the text should be listed alphabetically at the end of the contribution in the following way:

Books: LEBLOND, P. H.; MYSAK, L. A.: Waves in the Ocean. — Amsterdam: Elsevier 1978.

Journals: VERONIS, G.; MORGAN, G. W.: A study of the time-dependent wind-driven ocean circulation. — Tellus 7 (1955) 2, 232–247.

Abbreviations for journal titles should conform to the procedure of libraries; for non-periodicals, add "No." (of the issue) to avoid confusions.

Author's address: The data on which the contribution was concluded, the full name(s) of the author(s) and their affiliation should be typed at the end of the manuscript.

Figures, tables, legends: Figures must be submitted in printable form drawn on tracing paper with black Indian ink or as photographic copies (black and white). Figures and tables should be numbered according to their sequence in the text and identified on the reverse side by their appropriate number and the author's name. Their desired position in the text should be noted in the left margin. All tables and descriptive captions to figures and tables to be typed on a separate sheet.