

Akademie der Wissenschaften der DDR  
Institut für Meereskunde

# Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

BIBLIOTHEK -  
Meereskunde  
DDR -  
Demokratische Republik

7984-7798

Heft 51 1984

## Inhaltsverzeichnis

Vorwort . . . . .	3
EBERHARD HAGEN und RUDOLF SCHEMAINDA Der Guineadom im ostatlantischen Strom- system . . . . .	5
WOLFGANG MATTHÄUS Klimatische und jahreszeitliche Veränderlich- keit ozeanologischer Parameter in der Ostsee (in Englisch) . . . . .	29
DIETWART NEHRING Chemische Untersuchungen über die Nitrat- reduktion im Tiefenwasser der Ostsee (in Eng- lisch) . . . . .	51
GÜNTHER SAGER Verlängerte saisonale Wachstumsstagnation am Beispiel der Venusmuschel ( <i>Mercenaria merce- naria</i> ) . . . . .	57
WOLFGANG ZAHN Eine Abschätzung des Volumentransports im Kanal von Moçambique während des Zeit- raums Oktober—November 1957 . . . . .	67
HERBERT SIEGEL Einige Bemerkungen zum Verhältnis zwischen der aufwärtsgerichteten Bestrahlungsstärke und der Nadirstrahldichte unmittelbar unter der Meeresoberfläche (Kurzmitteilung) (in Eng- lisch) . . . . .	75

Preface . . . . .	3	Предисловие . . . . .	3
EBERHARD HAGEN and RUDOLF SCHEMAYNDA The Dome of Guinea in the current system of the eastern Atlantic (in German) . . . . .	5	ЕБЕРХАРД ХАГЕН и Рудольф Шемайнда Гвинейский купол холодной воды в системе течения в восточном Атлантике (на немец- ком языке) . . . . .	5
WOLFGANG MATTHÄUS Climatic and seasonal variability of oceanolo- gical parameters in the Baltic Sea . . . . .	29	Вольфганг Маттэус Климатическая и сезонная изменчивость океанологических параметров в Балтийском море (на английском языке) . . . . .	29
DIETWART NEHRING Chemical investigations into nitrate reduction in Baltic deep waters . . . . .	51	Дитварт Неринг Химические исследования восстановления нитрата в глубинных водах Балтийского моря (на английском языке) . . . . .	51
GÜNTHER SAGER Prolonged seasonal growth stagnation demon- strated for the bivalve <i>mercenaria mercenaria</i> (in German) . . . . .	57	Гюнтер Загер Удлинительная стагнация прироста на примере раковины ( <i>Mercenaria mercenaria</i> ) (на немецком языке) . . . . .	57
WOLFGANG ZAHN An estimation of the volume transport in the Channel of Mozambique during October to November 1957 (in German) . . . . .	67	Вольфганг Цан Расценка объёмного транспорта в Канале Мосамбика во время октября—ноября 1957 года (на немецком языке) . . . . .	67
HERBERT SIEGEL Some remarks on the ratio between the upward irradiance and nadir radiance just beneath the sea surface (Short note) . . . . .	75	Херберт Зигель Несколько замечаний об отношении между облученностью снизу и надиляркостью излу- чения непосредственно под поверхностью моря (Короткое сообщение) (на английском языке) . . . . .	75

Erschienen im Akademie-Verlag,  
DDR-1086 Berlin, Leipziger Straße 3—4  
© Akademie-Verlag Berlin 1984  
Lizenznummer: 202 · 100/437/84  
Printed in the German Democratic Republic  
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“,  
5820 Bad Langensalza  
Lektor: Dipl.-Phys. Helga Tittel  
Umschlaggestaltung: Michael Schmidt  
LSV 1465  
Bestellnummer: 763 346 2 (2105/51)

Im März 1960 hat im Geleitwort zu Heft 1 der „Beiträge zur Meereskunde“ ERICH BRUNS die Notwendigkeit einer eigenen Schriftenreihe für die DDR begründet aus der „Erweiterung der Forschungsarbeit auf dem Gebiet der Ozean- und Meereskunde in der ganzen Welt, nicht zuletzt durch internationale Zusammenarbeit in dem 1957—1958 durchgeführten Internationalen Geophysikalischen Jahr“.

Der Weitsicht von ERICH BRUNS ist es zu danken, daß im zurückliegenden Vierteljahrhundert in den „Beiträgen zur Meereskunde“ neben Arbeiten aus dem Institut für Meereskunde in Rostock-Warnemünde frühzeitig und zunehmend Ergebnisse der internationalen Vorhaben der Meeresforschung und ausländischer Fachkollegen veröffentlicht wurden.

Die Leitung der Akademie der Wissenschaften der DDR und der Verlag haben nach dem Tode von ERICH BRUNS (8. April 1900 bis 31. Oktober 1978) mir die Leitung des Herausgeberkollektivs der in der Fachwelt gut eingeführten Schriftenreihe übertragen. Es ist mir an dieser Stelle ein Bedürfnis, meinen langjährigen Kollegen OTTO KOLP und GÜNTHER SAGER zu danken, die ab 1965 ERICH BRUNS und später mich bei der Führung der „Beiträge zur Meereskunde“ wirksam unter-

stützten. Mein Dank gebührt auch KLAUS STRIGGOW und HANS-JÜRGEN BROSIN, die ab 1976 als weitere Mitherausgeber das Profil der Schriftenreihe erfolgreich entwickelten.

Einen Überblick über die bisherigen Veröffentlichungen der Schriftenreihe gibt das „Gesamtinhaltsverzeichnis zu den Heften 1 bis 50“ (Titel-, Autoren- und Sachverzeichnis) in Heft 50 (1984). Ab dem vorliegenden Heft 51 führen die „Beiträge zur Meereskunde“ zusätzlich den englischen Titel „Contributions to Marine Scientific Research“ und enthalten jeweils auf der 2. und 3. Umschlagseite Hinweise für Autoren.

Die meereswissenschaftliche Forschung gehört heute zu den Hauptrichtungen der internationalen Wissenschaftskooperation. Verlag und Herausgeberkollektiv möchten in dieser Schriftenreihe die Ergebnisse der Meeresforscher der Deutschen Demokratischen Republik und ausländischer Fachkollegen einem größeren Leserkreis näherbringen, der an den gemeinsamen Bemühungen interessiert ist, mehr über die Vorgänge im gewaltigen Meeresraum der Erde zu erfahren durch eine auf Frieden und Entspannung gerichtete internationale Zusammenarbeit.

Juni 1984

KLAUS VOIGT

EBERHARD HAGEN, RUDOLF SCHEMAINDA

## Der Guineadom im ostatlantischen Stromsystem

Mit 15 Abbildungen

*Zusammenfassung:* Der Guineadom liegt über dem zentralen Teil der Gambia-Tiefsee-Ebene nahe  $12^{\circ}$  N,  $22^{\circ}$  W.

Die Entstehung des Thermoklinaldomes im Sommer resultiert aus dem Zusammenwirken des Nordäquatorialen Gegenstromes (NECC) an der Meeresoberfläche und des Nordäquatorialen Unterstromes (NEUC) in den Schichten unterhalb der Sprungschicht mit der durch die Rotation der Windschubspannung erzeugten Vertikalgeschwindigkeit im Niveau der EKMAN-Tiefe. Für die Bildung des ganzjährigen Subthermoklinaldomes ist die Wirkung des NEUC verantwortlich. Seine Lage wird augenscheinlich durch die internen Druckgradienten in Reaktion auf die Bodontopographie bestimmt.

Anhand von aktuellen ozeanographischen Beobachtungen wird gezeigt, daß das Südatlantische Zentralwasser (SACW) ganzjährig bis zur Breite von Cap Vert ( $15^{\circ}$  N) vorkommt. Im Winter und Frühjahr ist das typische SACW im Upwelling-Unterstrom (UUC) sogar bis Nouakchott ( $18^{\circ}$  N) zu beobachten. Daraus ergibt sich die Schlußfolgerung, daß das äquatoriale Stromsystem mit dem Stromsystem des Auftriebsgebietes vor NW-Afrika ganzjährig gekoppelt ist. Diese Tatsache wird durch den SACW-Transport aus dem NEUC in den UUC über die Region des Guineadomes erhärtet.

*Abstract:* The Dome of Guinea (GD) is located above the Gambia abyssal plain, centered near the position  $12^{\circ}$  N,  $22^{\circ}$  W.

The formation of the thermocline dome results from the combined action of the North Equatorial Countercurrent (NECC) at the sea surface and the North Equatorial Undercurrent (NEUC) in the subthermocline layers with the wind-produced EKMAN-pumping during summer environmental conditions. The subthermocline dome is caused by the effect of the NEUC during the whole year. Obviously, it is locally fixed by the internal pressure gradients in response to the bottom topography.

By use of actual oceanographic observations it is shown that the South Atlantic Central Water (SACW) of the NEUC is a permanent feature up to the latitude of Cap Vert ( $15^{\circ}$  N). The influx of the typical SACW into the Upwelling Undercurrent (UUC) is observed even up to Nouakchott ( $18^{\circ}$  N) during winter and spring. It follows from this that the equatorial current system is permanently connected with the current system of the coastal upwelling area off NW Africa. This fact is confirmed by the observed SACW transport from the NEUC into the UUC across the GD region.

*Резюме:* Гвинейский купол расположен над восточной частью котловины Зелёного Мыса, центр которого находится в области  $12^{\circ}$  с, ш;  $22^{\circ}$  з, д.

В летний сезон образование этого купола является результатом совместного действия вертикальной составляющей вихри касательного напряжения ветра на поверхности, северного экваториального противотечения (NECC) в подповерхностных слоях и северного экваториального глубоководного течения (NEUC) в слоях ниже верхней квазигомогенной воды.

Глубоководная часть Гвинейского купола существует в продолжение целого года под действием NEUC. Местоположение купола иставлено горизонтальными градиентами давления в реакции на топографии дна. Покажется с помощью актуальными океанографическими наблюдениями, что южная атлантическая центральная вода (SACW) в течение круглого года распространяется до ширины Мыса — Верт ( $15^{\circ}$  с, ш).

Зимой и весной типическая SACW наблюдается даже в глубоководном течении прибрежного апвелленга (UUC) до ширины Нуакшот ( $18^{\circ}$  с, ш).

Из этого следует, что экваториальная система течений связана с системой течений в шельфовой области Северо-Западной Африки. Этот факт подчеркивается транспортом SACW из NEUC в UUC через район Гвинейского купола.

## Einleitung

Für die Gebiete des äquatorialen Atlantiks und des zentralen Ostatlantiks hat sich der Kenntnisstand zur räumlichen Struktur des quasistationären Stromfeldes in den vergangenen zehn Jahren erheblich präzisiert. Beschleunigend wirkten die Resultate der international koordinierten ozeanologischen Erkundung im Rahmen von GARP (Global Atmospheric Research Programme) auf die theoretische Durchdringung und auf die experimentelle Belegung wesentlicher Erscheinungsbilder des äquatorialen Stromsystems: so das GARP-Atlantic Tropical Experiment (GATE) im Jahre 1974 und das First GARP Global Experiment (FGGE) im Jahre 1979. In den küstennahen Schelfgebieten mit Kaltwasserauftrieb wurden im vergangenen Jahrzehnt durch Cooperative Investigations of the Northern Part of the Eastern Central Atlantic (CINECA) eine Vielzahl auf nationaler Ebene durchgeführter Forschungsarbeiten koordiniert.

Das Institut für Meereskunde der AdW der DDR nahm mit dem Forschungsschiff „A. v. HUMBOLDT“ an diesen Projekten teil. Die sprachliche Vielfalt, die Fülle der Arbeiten in den unterschiedlichsten Publikationsorganen scheinen es zu rechtfertigen, daß zu den erarbeiteten Anschauungen eine kurze zusammenfassende Übersicht bezüglich wesentlicher Erscheinungsbilder des äquatorialen Stromsystems dargelegt wird.

Dieser Beitrag hat das Anliegen, die besondere Stellung der Stromfelddynamik in der Region des Guineadomes nahe 12° N, 22° W in das vorliegende Wissen einzuordnen. Die Strömungsverhältnisse in diesem Gebiet werden beschrieben. Dabei zeigt sich, daß die Strömungsdynamik im Guineadom eine regulierende Funktion ausübt auf den Transport von Südatlantischem Zentralwasser auf dessen Weg nach Norden. Es wird versucht zu belegen, daß der Guineadom ganzjährig als Bindeglied zwischen der äquatorialen Strömungsdynamik und der Dynamik des Stromfeldes in den küstennahen Gebieten mit Kaltwasserauftrieb vor NW-Afrika fungiert.

## 1. Das System der äquatorialen Unterströme

In einer zusammenfassenden Darstellung hat CHANAJČENKO (1974) gezeigt, daß im äquatorialen Atlantik unterhalb der winderzeugten, nach Westen gerichteten Oberflächenströmungen ein permanentes System ostwärts laufender Gegenströme ausgebildet ist. Es dominieren drei Zweige. Der zentrale Zweig dieses Systems ist der von VOIGT (1961) wiederentdeckte Äquatoriale Unterstrom (EUC). Seine Dynamik wird vorrangig durch den großräumigen zonalen Druckgradienten entlang des Äquators bestimmt. Die Lage seines Stromkernes mit Geschwindigkeiten um  $100 \text{ cm s}^{-1}$  wird im Tiefenniveau von etwa 100 m beobachtet.

Die beiden anderen Zweige weisen tiefere Kernlagen auf. Sie sind symmetrisch zum Äquator angeordnet. Ihr Verlauf erstreckt sich zwischen 4° und 6° Nord- und Südbreite unterhalb der Dichtesprungschicht. Eine einfache Erklärung für die Schmalbandigkeit und die hohen Kerngeschwindigkeiten in den Gegenströmen wurde bereits von FOFONOFF (1974) in einem reibungsfreien stationären und homogenen Ozean konstanter Tiefe gegeben. Die Gegenströme wurden von COCHRANE, KELLY und OLLING (1979) auch als „Subthermocline Countercurrents“ bezeichnet. Zur Unterscheidung dieser unterhalb der Hauptsprungschicht setzenden Strömungen von den winderzeugten äquatorialen Gegenströmungen an der Meeresoberfläche (ECC) werden sie wie nach einem Vorschlag von TSUCHIYA (1975) für den Pazifik analog zum EUC als Nord- und Südäquatorialer Unterstrom (NEUC und SEUC) bezeichnet.

Die festgestellte Symmetrie des NEUC und des SEUC bezüglich ihrer Lage zum Äquator steht im Widerspruch zur beobachteten Asymmetrie des Windfeldes. Diese Gegensätzlichkeit deutet auf eine windunabhängige spezielle Entstehungsdynamik dieser Gegenströme hin. Eine befriedigende Erklärung für die Herausbildung des NEUC und SEUC fehlt zur Zeit noch.

In den quer über den Äquator verlaufenden

Meridionalschnitten ozeanologischer Beobachtungen sind der NEUC und der SEUC an den steilen Flanken einer W-förmigen Struktur in den Isoliniendarstellungen zu erkennen. Die Isothermen, Isopyknen und Isanosteren sinken etwa auf den Breiten 5° Nord und Süd in Richtung des Äquators in Tiefen von 150 m bis 500 m ab. Am Äquator wird ein geringeres Ansteigen beobachtet, das den mittleren Gipfel in der W-Struktur erzeugt. Die Lage der größten meridionalen Parametergradienten zwischen 3° und 7° Nord und Süd kennzeichnet die Kernlage des NEUC und des SEUC (vgl. Abb. 1). Dieser Zusammenhang zwischen Strom- und Massenfeld verdeutlicht den geostrophischen Charakter der Gegenströme.

In der Region zwischen dem NEUC und dem SEUC liegt unterhalb der Sprungschicht eine Zone sehr geringer vertikaler Temperaturgradienten. Diese thermische Homogenisierung zwischen den beiden Flanken der W-Struktur wird von HISARD, CITEAU und MORLIÈRE (1976) auf intensive Vermischungsprozesse zurückgeführt. In der Äquatorialzone

erhöht sich dadurch das Vermögen, die atmosphärische Strahlung in Form von Wärme zu speichern. Aus diesem Grunde wird diese Zone auch als äquatorialer Thermostat bezeichnet. Die mittlere Temperatur dieser homogenisierten Schicht liegt bei 13 °C.

Nach den Untersuchungen von COCHRANE et al. (1979) sind der NEUC und SEUC unterhalb der Fläche der thermosterischen Anomalie von  $200 \text{ cl t}^{-1}$  (100 m bis 150 m Tiefe) ausgebildet. Ihre vertikale Mächtigkeit erstreckt sich bis zur Isanostere von  $80 \text{ cl t}^{-1}$  (etwa 800 m Tiefe). Die Lage des Stromkernes fällt im SEUC mit der  $140 \text{ cl t}^{-1}$ -Fläche zusammen und im NEUC etwa mit der Fläche von  $150 \text{ cl t}^{-1}$ . Bezüglich des Begriffes der thermosterischen Anomalie verweisen wir auf die Arbeit von MONTGOMERY und WOOSTER (1954).

Die Kerngeschwindigkeiten der beiden Unterströme variieren zeitlich und örtlich. Im Mittel liegen sie zwischen  $30 \text{ cm s}^{-1}$  und  $50 \text{ cm s}^{-1}$ . Ein Beispiel hierfür vermittelt Abb. 2. Aus dieser Darstellung ist ersichtlich, daß sich zur Sommerzeit entlang 23,5° W auf

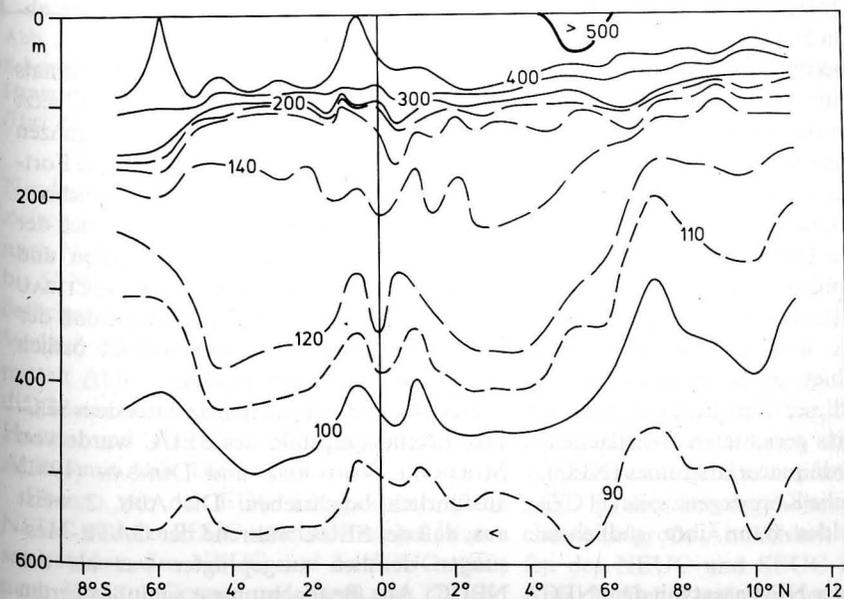


Abb. 1  
Vertikalschnitt der thermosterischen Anomalie ( $\text{cl t}^{-1}$ ) nahe 33° W im August 1963 nach COCHRANE et al. (1979)

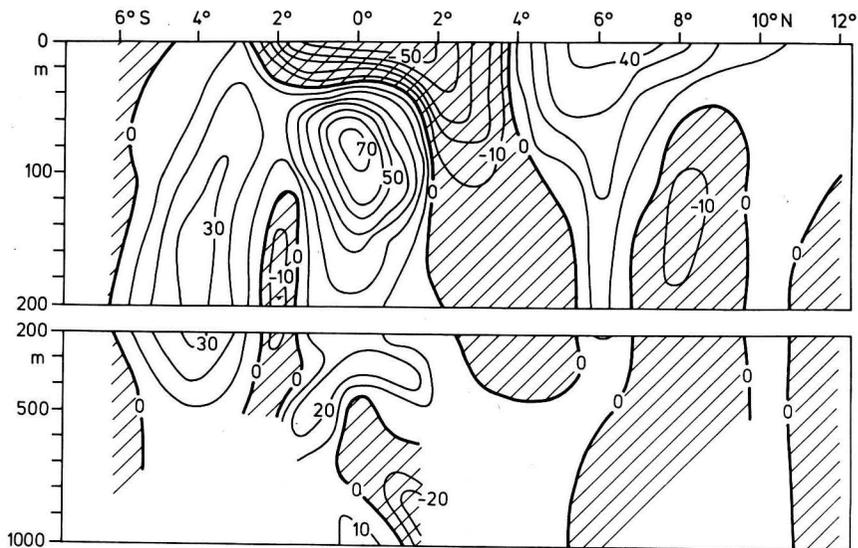


Abb. 2  
Mittlere zonale Geschwindigkeitskomponente ( $\text{cm s}^{-1}$ ) aus Strömungsmessungen längs  $23,5^\circ \text{ W}$  während GATE (Juni bis September) nach BUBNOV et al. (1979)  
(Der schraffierte Bereich kennzeichnet den Strom nach Westen.)

$6^\circ \text{ N}$  der NEUC im Tiefenbereich von 150 m bis 500 m mit dem Nordäquatorialen Gegenstrom (NECC), der an der Meeresoberfläche liegt, vereinigt. Oberhalb des NECC dehnt sich der NECC von  $5^\circ \text{ N}$  bis  $10^\circ \text{ N}$  aus. In der unmittelbaren oberflächennahen Schicht oberhalb des NECC liegt oberhalb des NECC eine windbedingte Westdrift. Dies gilt besonders für den nördlichen Bereich des NECC zwischen  $9^\circ \text{ N}$  und  $11^\circ \text{ N}$ . Dieser unterhalb der Deckschicht verlaufende Teil des NECC wird daher auch als oberflächennaher Gegenstrom (NESCC) bezeichnet. Im Winter fehlt sowohl der NECC als auch der NESCC im Ostatlantik, da sich dann nach MOLINARI, FIEUX und KLAUS (1983) der NECC in das Gebiet westlich von  $35^\circ/40^\circ \text{ W}$  zurückzieht. Zu dieser Zeit liegt der NEUC unter der westwärts gerichteten Oberflächenströmung des Nordäquatorialstromes (NEC), da die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) des Passatwindfeldes dann ihre südlichste Lage einnimmt.

Im Sommer ist der NE-Passat mit dem NEC durch die Nordverschiebung der ITCZ für die Strömung zwischen dem Äquator und  $11^\circ \text{ N}$  nicht mehr wirksam. Der SE-Passat

und der Südäquatorialstrom (SEC) wandern mit ihren Nordgrenzen über den Äquator bis  $5^\circ \text{ N}$  und intensivieren den NECC unter Einwirkung des Vorzeichenwechsels in der ablenkenden Kraft der Erdrotation.

Die Dynamik des NECC wurde erstmals von NEUMANN (1947) erklärt. Der NECC setzt zwischen  $5^\circ \text{ N}$  und  $9^\circ \text{ N}$  über den ganzen Atlantik. Im Golf von Guinea wird seine Fortsetzung als Guineastrom (GC) bezeichnet. Während der Sommermonate vereint sich der NECC mit dem NEUC im westlichen und zentralen Teil des Atlantiks. HISARD, CITEAU und MORLIERE (1976) haben gezeigt, daß der NEUC, im Gegensatz zum SEUC, östlich von  $15^\circ \text{ W}$  nicht mehr existiert.

Der SEUC fließt ganzjährig unter dem SEC. Das Erscheinungsbild des SEUC wurde von MOLINARI, VOITURIEZ und DUNCAN (1981) ausführlich beschrieben. Die Abb. 2 weist aus, daß der SEUC während der GATE-Messungen deutlich ausgeprägter war als der NEUC. Aus Beobachtungen schlußfolgerten VOITURIEZ und HERBLAND (1982), daß der NEUC zwischen  $20^\circ \text{ W}$  und  $15^\circ \text{ W}$  mit seiner Annäherung an die Küste NW-Afrikas nach

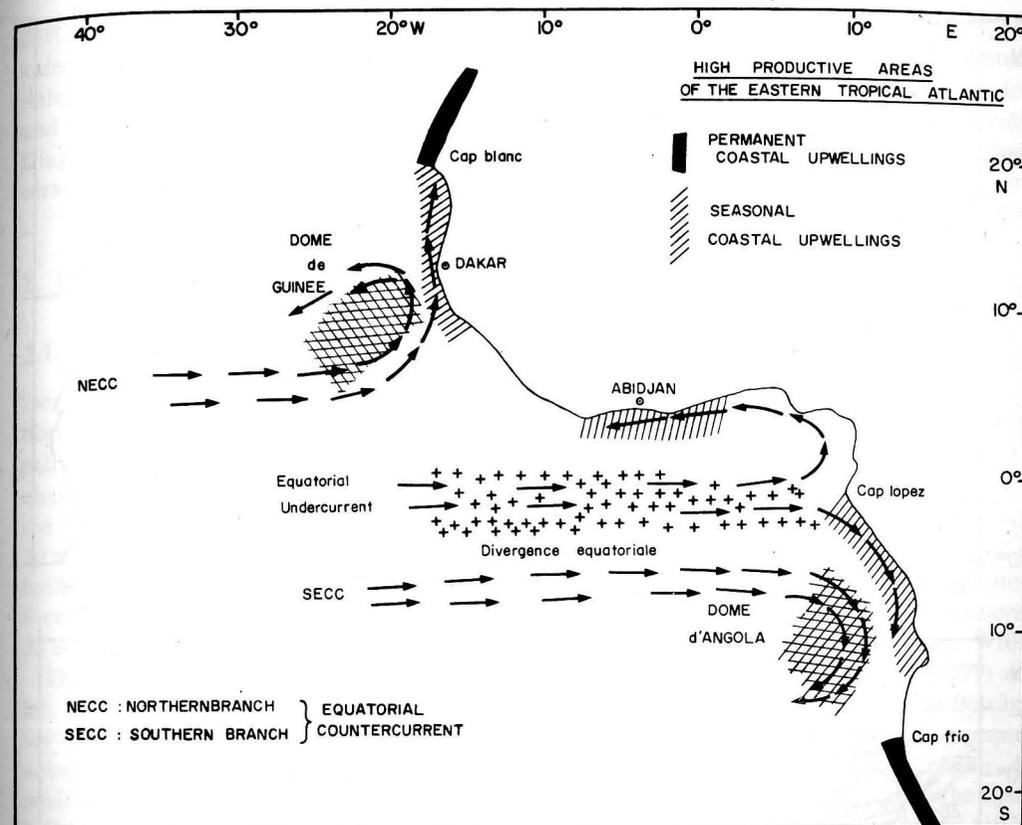


Abb. 3  
Schematische Darstellung des Systems der äquatorialen Unterströme im östlichen Atlantik nach VOITURIEZ und HERBLAND (1982)  
(Hier steht NECC für NEUC und SECC für SEUC.)

Norden umbiegt. Der NEUC erhält bereits zwischen  $25^\circ \text{ W}$  und  $20^\circ \text{ W}$  eine Komponente nach Nord. Sein Kern verlagert sich von  $4^\circ \text{ N}$  bis  $5^\circ \text{ N}$  im Westen nach  $6^\circ \text{ N}$  bis  $7^\circ/9^\circ \text{ N}$  im östlicheren Gebiet. Einen Überblick über den Verlauf der äquatorialen Unterströme vermittelt Abb. 3. Dieses Schema wurde durch diagnostische Modellrechnungen von DEMIN, HAGEN und GURINA (1981) bestätigt (vgl. Abb. 3 mit Abb. 7b).

Ebenso wie der EUC transportieren der NEUC und der SEUC sauerstoffreiches Wasser ostwärts. Im NEUC und im SEUC tritt nach HISARD, CITEAU und MORLIERE (1976) das intermediäre Sauerstoffmaximum im Niveau der Fläche der thermosterischen Anomalie von  $140 \text{ cl t}^{-1}$  auf. Diese thermoste-

rische Anomalie entspricht einer Dichte von  $\sigma_t = 26,65$ . Die Abb. 4a und 4b geben die Dichteverteilung für den Zentralatlantik während EQUALANT I (Februar bis März 1963) und EQUALANT II (August 1963) für die Tiefe von 200 m wieder. Der Dichtebereich zwischen  $\sigma_t = 26,6$  und  $\sigma_t = 26,7$  wurde zusätzlich schraffiert, da er die Wassereigenschaften im Bereich der Gegenströme symbolisiert. Die Wintersituation in Abb. 4a zeigt in den hervorgehobenen Dichtebereichen eine große Ähnlichkeit mit den Verläufen des NEUC und SEUC im Schema von Abb. 3. Der Vergleich des schraffierten  $\sigma_t$ -Bereiches in Abb. 4b mit den mittleren Zonalströmungen in Abb. 2 bestätigt, daß es sich im 200-m-Tiefenhorizont längs  $23,5^\circ \text{ W}$  auf  $6^\circ \text{ N}$

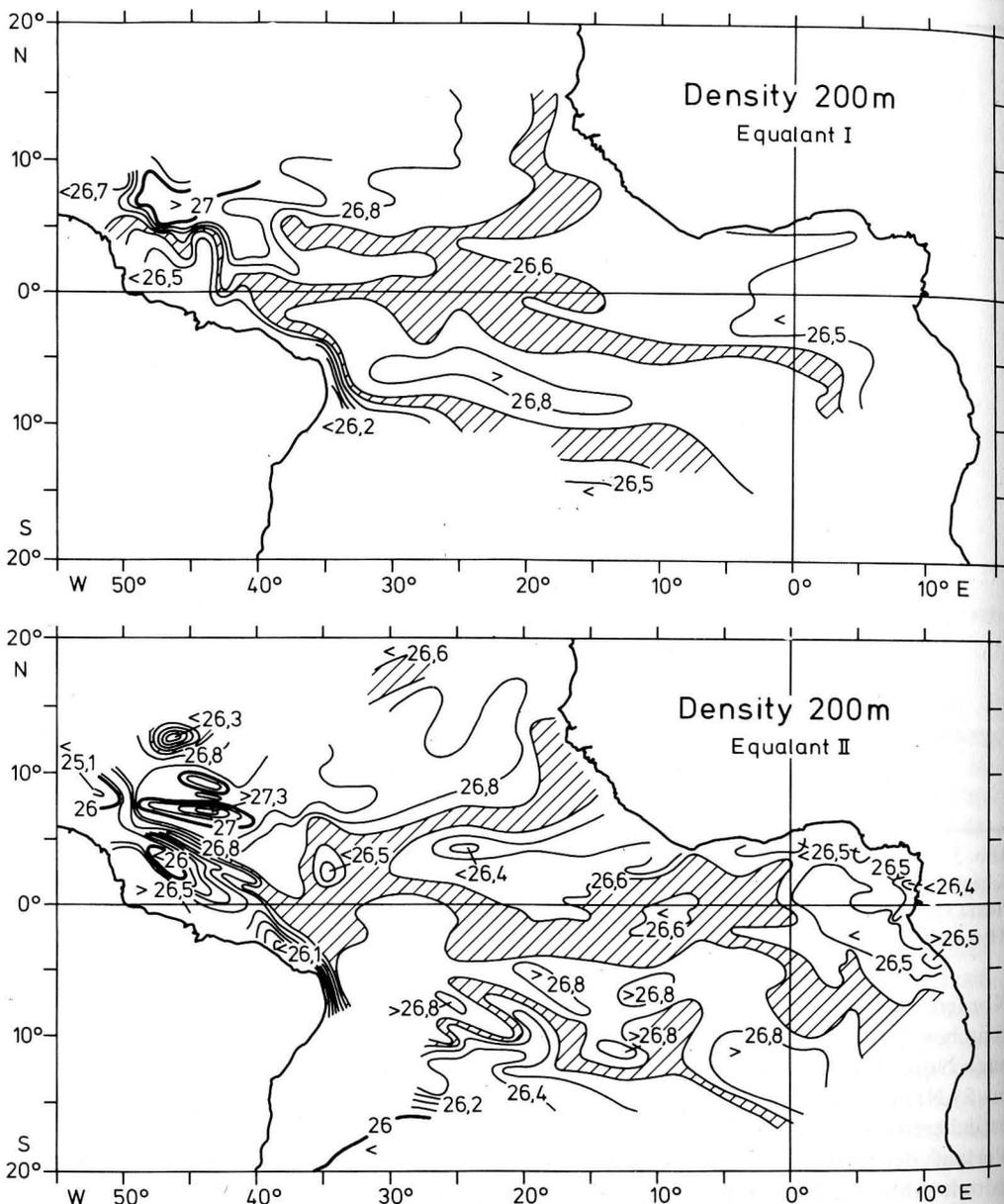


Abb. 4

Verteilung der Dichte in einem ausgewählten Tiefenhorizont in  $\sigma_t$ -Einheiten nach UNESCO (1973)

a) im Februar/März 1963, b) im August 1963

(Der schraffierte Bereich kennzeichnet die Ausbreitung des SACW.)

tatsächlich um die Dichteigenschaften des NEUC-Wassers handelt.

Der EUC, der NEUC und der SEUC führen die gleiche charakteristische Wassermasse, deren Eigenschaften dem Südatlantischen

Zentralwasser (SACW) zuzuordnen sind. Das SACW wurde von SVERDRUP, JOHNSON und FLEMMING (1942) definiert. Im Temperaturintervall von 11 °C bis 15 °C ist das SACW durch eine lineare  $T$ - $S$ -Beziehung charakteri-

siert. Die Zusammenhänge zwischen der vertikalen Temperaturschichtung und dem äquatorialen Stromsystem wurden von KNOLL, ZENK und BAUER (1982) in einem generalisierten Diagramm zusammengefaßt, auf das wir hier verweisen.

## 2. Der Guineadom

### 2.1. Struktur

Der Guineadom (GD) hat seine mittlere Position auf 12° N, 22° W. Er ist durch eine kuppelförmige Aufwölbung der Sprungschicht charakterisiert. In den Sommermonaten steigt die Domkuppel (Juli bis September) bis etwa 20 m unter die Meeresoberfläche auf. Unterhalb der Sprungschicht ist die kuppelförmige Struktur der Isothermen bis in größere Tiefen zu erkennen.

Durch die Kuppelbildung gelangt im zentralen Teil des GD nährstoffreiches Tiefenwasser mit der aufwärtsgerichteten Vertikalgeschwindigkeit in die lichtdurchflutete Deckschicht. Daher zeichnet sich die Region des GD bezüglich seiner Umgebung durch eine erhöhte biologische Produktion aus, VOITURIEZ und HERBLAND (1982).

In den horizontalen Temperaturdarstellungen von MAZEIKA (1967) erscheint der GD zur Sommerzeit in 50 m Tiefe als eine gestreckte Ellipse, deren Hauptachse von SW nach NE orientiert ist (vgl. Abb. 5a). In den Wintermonaten läßt die Temperaturverteilung in dieser Tiefe keinen geschlossenen Isothermenverlauf erkennen. Dies geht aus der Abb. 5b hervor. Daraus schlußfolgerte MAZEIKA, daß der GD im Winter nicht vorhanden ist. Der GD ist Bestandteil einer zyklonalen, lokal begrenzten Strömung, die einen Wirbel (mit vertikaler Achse) bildet. Die Strömung in diesem Wirbel ist nach den Untersuchungen von VOITURIEZ und HERBLAND (1982) stark geostrophisch (vgl. Abb. 10). Durch die Richtungsänderung des NEUC vor dem nordwestafrikanischen Kontinentalabhang wird offenbar unter dem Einfluß der Bodentopographie ein permanenter zyklonaler Wirbel erzwin-

gen. Durch den zyklonalen Drehsinn der Strömung im GD wird eine aufwärtsgerichtete vertikale Stromkomponente erzeugt, die den ganzjährig beobachteten Subthermoklinaldom aufrechterhält. Die Aufwölbung der thermischen Sprungschicht (Thermoklinaldom) wird dagegen nur in den Sommermonaten festgestellt.

Zu dieser Zeit hat sich der NEUC mit dem NECC vereinigt, und die zyklonale Strömung setzt sich bis zur Oberfläche durch. Die oberflächennahe Strömungsstruktur ist eng an die Meridionalverschiebung des Luftdruck- und Windfeldes gebunden, die durch die ITCZ-Verschiebung im Jahresverlauf bedingt ist. Die ITCZ zeichnet sich durch schwache Winde aus. Sie hat ihre nördlichste Lage von Juli bis September. Zu dieser Zeit liegt die Region des GDs nach KIRICHEK (1971) und VOITURIEZ (1981) innerhalb der ITCZ. Die mittleren jährlichen Werte der Rotation der Windschubspannung von HELLERMANN (1979) zeigen für das Gebiet des GD positive Beträge. Dadurch wird der Effekt des EKMAN-pumping ganzjährig wirksam sein. Doch zeigen die Halbjahreskarten für das Sommerhalbjahr von KRISHNAMURTI, KRISHNAMURTI (1979) höhere Beträge als im Jahresmittel. Die windinduzierte Vertikalgeschwindigkeit wird dadurch zur Sommerszeit mehr zur Kuppelbildung beitragen als im Winter. Im Winter fehlt außerdem der Beitrag, der durch die Verstärkung der zyklonalen Drehbewegung aufgrund des im Sommer mit dem NEUC vereinten NECC entsteht. Die Domkuppel senkt sich zu dieser Zeit infolge der verringerten Vertikalgeschwindigkeit. Dieser Vorgang kann als Wirbelschrumpfung, die Aufwölbung der Domkuppel im Sommer hingegen als Wirbelstreckung aufgefaßt werden.

### 2.2. Aufwölbung und Absenkung der Domkuppel

Für die Erklärung der Einflußgrößen, die an das Aufsteigen und Absinken der Domkuppel beteiligt sind, kann eine einfache qualitative Abschätzung dienen.

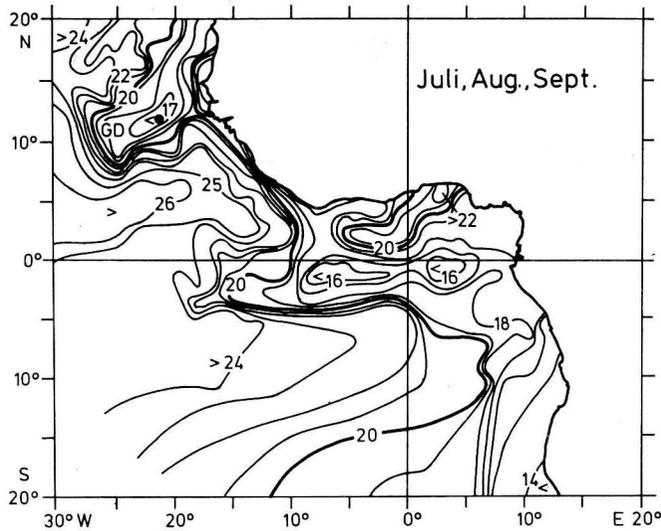
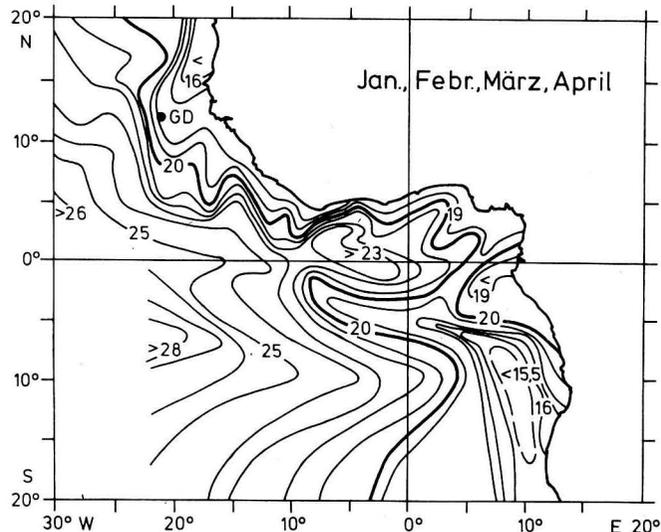


Abb. 5  
Temperaturverteilung (°C) im Gebiet des Guineadomes für 50 m Wassertiefe nach MAZEIKA (1967)  
a) Sommersituation, b) Wintersituation



Die nichtlinearen Terme der hydrodynamischen Bewegungsgleichung werden vernachlässigt. Die Reibung wird nur durch die vertikale Änderung in den horizontalen Stresskomponenten ( $\tau^x, \tau^y$ ) berücksichtigt. Für die partiellen Ableitungen wird die Schreibweise  $(\ )_{x,y,z}$  benutzt. Von zeitlichen Änderungen wird abgesehen. Unter diesen starken Vereinfachungen folgt unter Verwendung der

Ein Carthesisches Koordinatensystem wird so gewählt, daß die  $x$ -Achse zonal nach Osten, die  $y$ -Achse meridional nach Norden und die  $z$ -Achse vom Meeresgrund aufwärts bis zur Meeresoberfläche  $z = H$  gerichtet ist. Die entsprechenden Geschwindigkeitskomponenten sind  $(u, v, w)$ . Der Druck ist  $p = p(x, y, z)$  und die Dichte ist  $\rho = \rho(x, y, z)$ . Der CORIOLIS-Parameter ist  $f = 2\Omega \sin \Phi$ . Darin ist  $\Omega$  die Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation und  $\Phi$  die geographische Breite.

Kontinuitätsgleichung und unter Vernachlässigung der Diffusion durch die Dichteflächen die Gleichung

$$(\rho w)_z = \beta \cdot f^{-1}(\rho v) - (\text{rot}_z \vec{\tau})_z \cdot f^{-1} \quad (1)$$

Darin ist

$$\text{rot}_z \vec{\tau} = (\tau_y^x - \tau_x^y) \quad \text{und} \quad \beta = f_y.$$

Die Tiefenlage irgendeiner Dichtefläche der Dichte  $\rho$  wird dem Niveau der Domkuppel  $z = D$  zugeordnet.

In der Tiefenschicht unterhalb der Domkuppel, d. h. unterhalb der Sprungschicht, soll  $\vec{\tau} = 0$  sein für  $z \leq D$  mit der kinematischen Randbedingung  $(\rho w)_B = (\rho u) \cdot B_x + (\rho v) \cdot B_y$  am Boden, wenn  $B = B(x, y)$  die Fläche des Meeresbodens über  $z = 0$  darstellt.

Für die Vertikalgeschwindigkeit der betrachteten Dichtefläche im Horizont  $z = D$  ergibt sich somit die Gleichung

$$(\rho w)_D = (\rho w)_B + \beta \cdot f^{-1} \cdot \int_B^D (\tilde{\rho} v) dz, \quad (2.1)$$

bzw. für geostrophische Balance mit  $(\tilde{\rho} v) = f^{-1} \cdot \tilde{p}_x$

$$(\rho w)_D = (\rho w)_B + \beta \cdot f^{-2} \left( \int_B^D \tilde{p} dz \right)_x. \quad (2.2)$$

Die Größen in der Tiefenschicht  $B < z < D$  wurden durch das Symbol  $(\tilde{\ })$  gekennzeichnet. Die Gleichung (2.1.) sagt aus, daß die Dichtefläche im Niveau  $z = D$  durch eine stationäre Vertikalgeschwindigkeit in der Tiefenschicht aufgewölbt wird, wenn in dieser Schicht die integrale Meridionalströmung nach Norden setzt. Im Falle der geostrophischen Balance zeigt die Beziehung (2.2.), daß nach erfolgter Anpassung des Druckfeldes an das Stromfeld eine integrale Druckzunahme in Richtung der afrikanischen Küste beobachtet werden muß.

Diese Überlegung spiegelt sich in der Darstellung der mittleren jährlichen Topographie der 200 dbar-Fläche relativ zum 500 dbar-

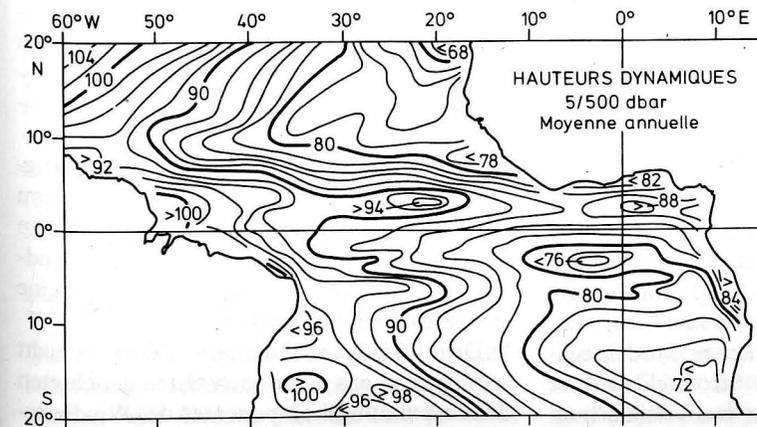
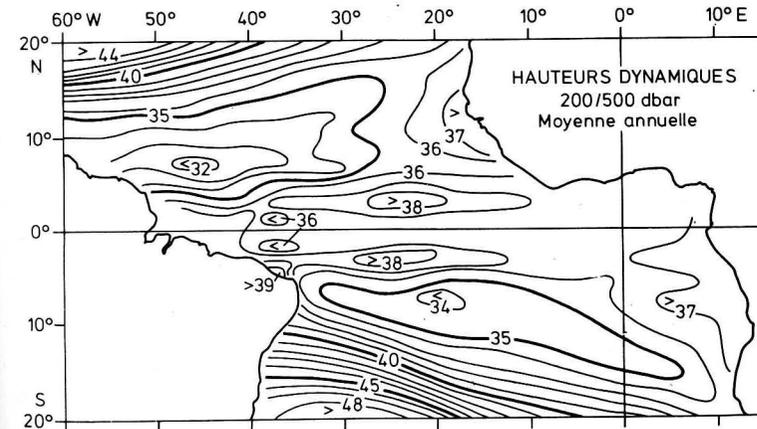


Abb. 6  
Jahresmittelwerte der dynamischen Topographie (dyn cm) relativ zum 500 dbar-Bezugsniveau nach MERLE (1978)  
a) Tiefenschicht, b) Oberflächenschicht

Niveau für das Gebiet des Guineadoms in Abb. 6a wider.

Die Sprungschichttiefe in diesem Gebiet wird allgemein über dem 200 dbar-Niveau liegen. Damit wird die Druckverteilung in Abb. 6a im wesentlichen die Verhältnisse der Tiefenschicht charakterisieren. Diese Darstellung zeigt nördlich von 6° N einen deutlichen Anstieg des hydrostatischen Druckes von West nach Ost. Die kräftigsten zonalen Druckgradienten treten zwischen 6° N und 12° N auf. Durch den intermediären Wasseranstau vor dem afrikanischen Kontinentalabhang wird demzufolge in der Schicht um 200 dbar relativ zu 500 dbar eine großräumige Stromkomponente nach Norden erzwungen.

Der NEUC verstärkt durch seinen intermediären Wasseranstrom im Ostatlantik diese Nordströmung in lokal eng begrenzten Gebieten. Dieser örtlich intensivierte Nordstrom kann nach Gleichung (2.1.) im Niveau  $z = D$  einen Beitrag zur Aufwölbung der Kuppel des Guineadomes leisten. Da der NEUC ganzjährig existiert, wird auch sein Anteil zur Vertikalgeschwindigkeit ganzjährig wirksam. In der bodennahen Schicht wird die aufwärtsgerichtete Vertikalgeschwindigkeit dann verstärkt, wenn eine Ostströmung auf den Kontinentalabhang auftritt, oder wenn die entsprechend tiefe Nordströmung über eine Bodentopographie setzt, die von Süd nach Nord ansteigt, vergleiche auch die bathymetrische Darstellung von JAKOBI und HAYES (1982). In Bodennähe sind für den Fall des geostrophischen Gleichgewichtes die meridionalen Änderungen im Bodenprofil mit dem zonalen Druckgradienten und die zonalen Änderungen im Bodenprofil mit dem meridionalen Druckgradienten gekoppelt.

Aufgrund der Einwirkung der planetaren Vorticity auf nordwärts laufende Strömungen wird die Ablenkung des Nordstromes zum afrikanischen Kontinent verständlich. Die Auswertung vieler numerischer Modellrechnungen zur stationären Stromfeldstruktur zeigte, daß die Stromlinien von vertikal integrierten Strömungsbildern infolge der Erhaltung der potentiellen Vorticity im wesentlichen den  $f/B$ -Konturen folgen, FRIEDRICH

(1970), SARKISYAN (1977). Erwähnt sei noch ein weiteres Argument, das für die Dynamik der Vertikalbewegungen im GD Geltung erlangen könnte.

Im Falle einer adiabatischen Betrachtungsweise ergibt sich nach ERTEL (1942) bei einer aufwärts gerichteten Bewegung und gleichzeitiger Abnahme der statischen Stabilität eine Intensivierung des zyklonalen Drehsinns der Strömung.

Ob dieser Effekt einen wirkungsvollen Beitrag zur Zyklonalbewegung im GD liefern kann, müßte zukünftig detailliert untersucht werden.

In der Oberflächenschicht  $D < z < H$  mögen die Randbedingungen  $w = 0$  und  $\bar{\tau} = \bar{\tau}_H$  für  $z = H$  sowie  $\bar{\tau} = 0$  für  $z \leq D$  erfüllt sein. Hier ist  $\bar{\tau}_H$  die Windschubspannung an der Meeresoberfläche. Aus der Beziehung (1) folgt für die Vertikalgeschwindigkeit im Horizont  $z = D$  die Gleichung

$$(\overline{qw})|_D = (\overline{qw})_E - \beta f^{-1} \int_D^H (\overline{q\hat{v}}) dz. \quad (3.1)$$

Außerdem gelte die Balance  $(\overline{qv}) = f^{-1} \hat{p}_x - f^{-1} \tau_x^x$ . Auf diesem Wege wird aus (3.1) die Gleichung

$$(\overline{qw})|_D = (\overline{qw})_E + \beta f^{-2} \left( \tau_H^x - \left( \int_D^H \hat{p} dz \right)_x \right). \quad (3.2)$$

Hierin ist die windinduzierte Vertikalgeschwindigkeit, auch als EKMAN-pumping bezeichnet,  $(\overline{qw})_E = f^{-1} \text{rot}_z \bar{\tau}_H$  im Niveau  $z = D$ . Zur Unterscheidung werden die Größen in der Deckschicht durch  $(\hat{\quad})$  hervorgehoben.

Die Dichteflächen innerhalb der Sprungschicht  $z = D$  wölben sich dann auf, wenn nach Beziehung (3.1)  $\text{rot}_z \bar{\tau}_H > 0$  ist und in der Schicht  $D < z < H$  ein integraler Südstrom vorkommt. In jedem Fall wirkt eine starke Breitenabhängigkeit.

Der Südstrom innerhalb dieser Schicht wird einmal aus einer nach Osten gerichteten Schubspannungskomponenten des Windes erzeugt und zum anderen aus einer Abnahme des hydrostatischen Druckes von West nach Ost. Der Anteil von  $\tau_H^x > 0$  kann dann kräftig

werden, wenn der sommerliche SW-Monsun sein Maximum hat.

Dies folgt aus der Interpretation der Gleichung (3.2.). Der negative Druckgradient wird in dem betrachteten Gebiet durch die Winddrift des NE-Passates erzwungen. Dadurch entsteht im Westen eine Massenanhäufung und im Osten, in der Nähe der afrikanischen Küste, ein Massendefizit. Diese Feststellungen sind in der dynamischen Topographie der 5 dbar-Fläche relativ zum 500 dbar-Niveau nördlich von 8° N bestätigt (vgl. Abb. 6b). Diese Karte vermittelt gleichzeitig einen Eindruck über den Verlauf der geostrophischen Strömung in Oberflächennähe für das Jahresmittel. Aus den Ergebnissen des GATE C-scale-Experimentes, das in der Nähe des GD zur Sommerzeit durchgeführt wurde, schlußfolgerte HALPERN (1980) aus Strömungs- und Windmessungen, daß sich der winderzeugte Anteil am Gesamttransport innerhalb der 30 m-Deckschicht nur auf 20%, der geostrophische Transportanteil dagegen auf 80% belief.

Für das Untersuchungsgebiet ist die Windstressvorticity nach DÜING et al. (1980) während der drei GATE-Phasen positiv gewesen, mit einem Maximum im September. Die Jahresmittelwerte dieser Größe zeigen in der Karte von HELLERMANN (1980) für dieses Gebiet ebenfalls positive Werte. Der EKMAN-pumping-Anteil in der aufwärtsgerichteten Vertikalgeschwindigkeit innerhalb der GD-Region wird folglich ganzjährig wirksam sein, mit seinem Maximum in den Sommermonaten. In den Wintermonaten ist der Beitrag von  $(\overline{qw})_E$  geringer. Weiterhin zeigen die jährlichen Mittelwerte für  $\tau_H^x$  von HELLERMANN (1980), daß der NE-Passat ( $\tau_H^x < 0$ ) im Mittel über den SW-Monsun ( $\tau_H^x > 0$ ) überwiegt.

### 2.3. Der Guineadom im Sommer

Die mittleren sommerlichen Strömungsverhältnisse vor der nordwestafrikanischen Küste wurden von DEMIN, HAGEN und GURINA (1981) durch ein diagnostisches Modell abgeschätzt. Als Eingangsdaten dienten klimatologische Mittelwerte des Windes und der

Wasserdichte. Die Modellauflösung erfolgte in 1°-Feldern. Hinsichtlich weiterer Details der Berechnungen wird auf diese Arbeit verwiesen.

Das Stromfeld an der Meeresoberfläche ist in der Abb. 7a wiedergegeben. Hier entsprechen die räumlichen Strukturen im wesentlichen den Strukturen des NE-Passates. Nördlich von 15° N ist der großräumige Südweststrom zu erkennen. Im Nordteil wird er als Kanarenstrom (CC) bezeichnet. Der CC geht mit zunehmender Küstenentfernung in den südlicheren Gebieten in den NEC über. Südlich von 15° N dominiert der NECC, der mit Annäherung an die westafrikanische Küste durch den sommerlichen SW-Monsun intensiviert wird. In der Kalmenzone zwischen dem NE-Passat und dem über den Äquator greifenden SE-Passat sind zwei zyklonale Wirbel zu erkennen. Der Wirbel auf 12° N, 23° W kann mit dem GD identifiziert werden.

Im Gegensatz zu dem ausgeglichenen Strömungsbild an der Oberfläche zeigt das Stromfeld in 100 m Tiefe in der Abb. 7b eine Vielzahl von geostrophischen Wirbeln mit zyklonalem und antizyklonalem Drehsinn. Westlich von 25° W in etwa 9° N separiert sich in dieser Tiefe vom vereinten NEUC und NECC ein Zweig in Richtung Nordost. Sein Verlauf ist durch einen gestrichelten Linienzug hervorgehoben. Hier bildet sich zwischen 10° N und 12° N der NESCC unter der oberflächennahen Westdrift heraus. Dieser Zweig des NECC ist Bestandteil einer großräumigen zyklonalen Stromdrehung. Östlich der Kap Verden ist sein Verlauf nach Norden gerichtet. In der Region 15° N, 20° W zweigt sich von dieser Zyklonalströmung ein weiterer Ast ab, um in Richtung des nordwestafrikanischen Auftriebsgebietes nach Norden zu verlaufen. In der Abb. 7b ist er bis zur Höhe von Kap Barbas (22° N) nachweisbar. Eine Verbindung des Massentransportes aus dem NEUC in den Unterstrom im Auftriebsgebiet (UUC) vor der Schelfkante ist dadurch für das Sommerhalbjahr nachgewiesen.

Der GD liegt in Abb. 7b nahe 12° N, 23° W nordwestlich eines größeren Wirbels nahe 10° N, 22° W. Dieser besitzt entgegen-

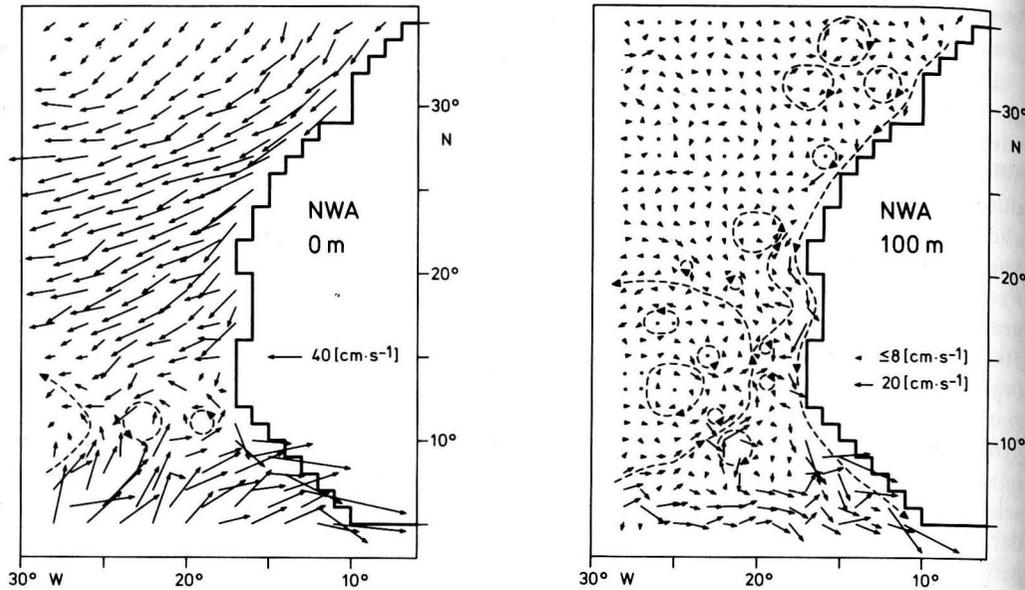


Abb. 7  
Mittlere sommerliche Strömung vor NW-Afrika nach einer diagnostischen Rechnung von DEMIN et al. (1981)  
a) an der Meeresoberfläche, b) im 100 m-Niveau  
(Strömungsstrukturen wurden durch gestrichelte Linien gekennzeichnet.)

gesetzten Drehsinn. Der gestrichelte hervorgehobene Nordzweig des sommerlich vereinten NEUC und NECC tangiert das Gebiet des GD auf dessen Ostflanke.

Der Verlauf der Strompfeile in Abb. 7b entspricht im wesentlichen den schematisierten Vorstellungen von VOITURIEZ und HERBLAND (1982) in der Abb. 3.

Außer den Stromfeldern liefern die diagnostischen Modelle die zuvorberechneten Druckverteilungen. Die Druckwerte ergeben sich aus der numerischen Integration über die Dichte am Ort vom Meeresboden bis zur Wasseroberfläche, für jeden Tiefenhorizont der vertikalen Modellauflösung. Es ist üblich, diese Druckwerte in ihrer Abweichung vom Standarddruck des „Normalozeans“ anzugeben.

In Abb. 8a ist die Verteilung des durch die lokale Dichte und Erdbeschleunigung reduzierten Druckes  $\zeta$  in der Dimension von Zentimetern angegeben; speziell wurde in Abb. 8b die Differenz zwischen den Oberflächenwerten und den Werten in 200 m Tiefe dargestellt.

Der geostrophische Strömungsverlauf wurde durch Pfeile an den Isohypsen symbolisiert.

In der Topographie der Meeresoberfläche erscheint der GD in Abb. 8a als Kern niedrigen Wasserstandes, der durch die geschlossene 20 cm-Isohypse gekennzeichnet ist. Der Verlauf der Isohypsen entspricht hier dem Isobarenverlauf. Das Druckminimum im Gebiet des GD kennzeichnet einen geostrophischen zyklonalen Wirbel mit vertikaler Wirbelachse.

Auch die Darstellung von Abb. 8b zeigt für das GD-Gebiet innerhalb der 200 m-Deckschicht den zyklonalen Wirbel, gekennzeichnet durch die geschlossene Linie der 5 cm-Wasserstands-differenz zwischen 0 m und 200 m Wassertiefe. Der Vergleich des Verlaufes der Isohypsen der Wasserstands-anomalien mit den Isobathen der Bodentopographie in Abb. 8a und Abb. 8b zeigt, daß der GD über der Gambia-Tiefseeebene liegt. Diese Ebene wird durch eine kräftige Isobathendrängung nach Osten abgeschlossen. In dieser Region liegt die östliche Einflußgrenze des GD. Abbildung 8b macht durch den Verlauf der 10 cm-

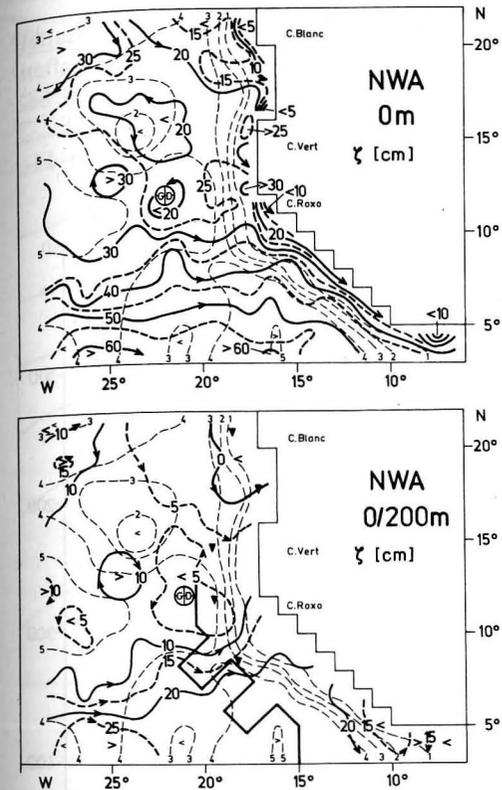


Abb. 8  
Verteilung des reduzierten Druckes (Wasserstands-anomalie) nach DEMIN et al. (1981) über den Iso-bathen des Bodenprofils in Kilometerabständen für das Sommerhalbjahr  
a) Vertikal integriert vom Boden zur Oberfläche, b) Differenz zwischen Oberfläche und 200 m  
(In Abb. 8b kennzeichnet die stark ausgezogene mäandrierförmige Linie das Meßprofil von FS „A. v. HUMBOLDT“ im Spätherbst 1979. Die mittlere Position des Guineadomes ist durch GD gekennzeichnet.)

und 15 cm-Isolinie deutlich, daß der geostrophische Strom des NEUC mit dem des UUC verbunden ist. Andererseits unterstreicht die Ähnlichkeit der Isohypsen- und der Isobathenverläufe in Abb. 8a, daß die sommerlichen Stromfeldstrukturen eng an die Konturen des Bodenprofils gebunden sind. Ein Vergleich von Abb. 8a mit Abb. 8b zeigt weiterhin, daß der geostrophische Anteil des NECC südlich von 10° N und östlich von 15° W an der Oberfläche vorhanden ist, aber nicht mehr

in diesem Maße in 200 m Tiefe auftritt. Daran schließt sich die Frage nach der vertikalen Struktur im GD an. Zur Veranschaulichung wurde in Abb. 9a und Abb. 9b die Verteilung des reduzierten Druckes mit der idealisierten Bodentopographie auf je einem Zonal- und Meridionalschnitt durch das GD-Zentrum gegenübergestellt.

Aus diesen Abbildungen ergeben sich folgende Aussagen:

- Der GD liegt im zentralen Teil der Gambia-Tiefseeebene, die sich zonal von 19° 30' W bis 23° 30' W und meridional von 9° 30' N bis 13° 30' N ausdehnt.
- Der GD erstreckt sich im Sommer im Mittel von 21° 30' W bis 23° 30' W und von 10° 30' N bis 12° 30' N.
- Die vertikale Achse des GD zeigt in der 500 m-Deckschicht keine wesentliche Neigung und liegt auf der Position 11° 30' N, 22° 30' W.
- Der zonale und meridionale GD-Durchmesser wird mit zunehmender Tiefe größer.
- An der Meeresoberfläche sind die zonalen Druckgradienten an der Ostflanke des GD geringer als an seiner Westflanke.
- Die vertikale Druckverteilung zeigt an der Ostflanke im Gebiet zwischen 20° W und 22° W, 10° N und 12° N in der Schicht von 20 m bis 80 m ein relatives Minimum.
- Oberhalb von 300 m Tiefe sind die meridionalen Druckgradienten im Süden, zum NEUC hin, stärker als im Norden.
- Unterhalb 150 m Tiefe verläuft die horizontale Druckverteilung in Domnähe symmetrisch zum GD-Zentrum in der Art, daß der Druck vom Zentrum zur Peripherie des Domes ansteigt.

Für die Beschreibung des GD in Abb. 8b wurde das 200 m-Tiefenniveau ausgewählt. Diese Tiefe fällt annähernd mit der Kernlage des NEUC zusammen. Die dynamische Topographie der Meeresoberfläche relativ zum 200 m-Bezugsniveau ist in Abb. 10 für eine aktuelle Sommersituation dargestellt. Der Vergleich der Darstellung in Abb. 10 mit

der in Abb. 8b zeigt eine befriedigende Übereinstimmung. Folglich sind die Aussagen, die aus den diagnostischen Rechnungen abgeleitet wurden, auch für einen Vergleich mit aktuellen Meßergebnissen geeignet.

Die diagnostische Modellierung gestattet eine Identifikation der Wassereigenschaften bezüglich der  $T-S$ -Beziehungen zu den berechneten Strömungsbildern.

Zur Erfassung der charakteristischen Ei-

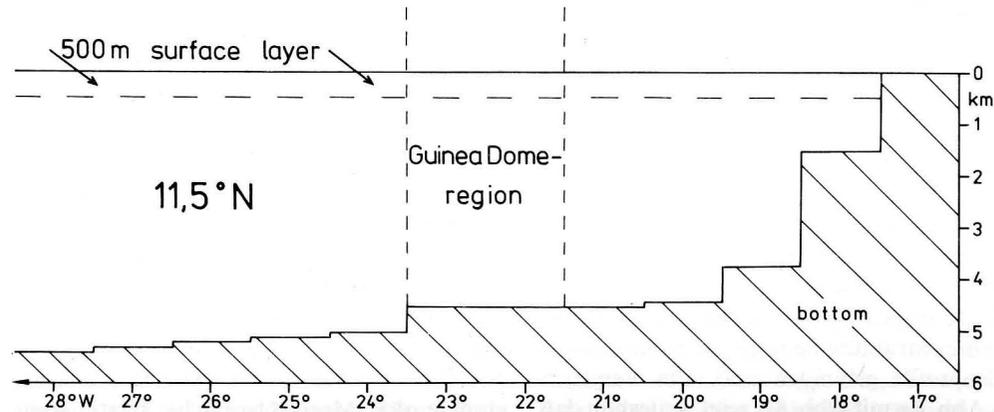
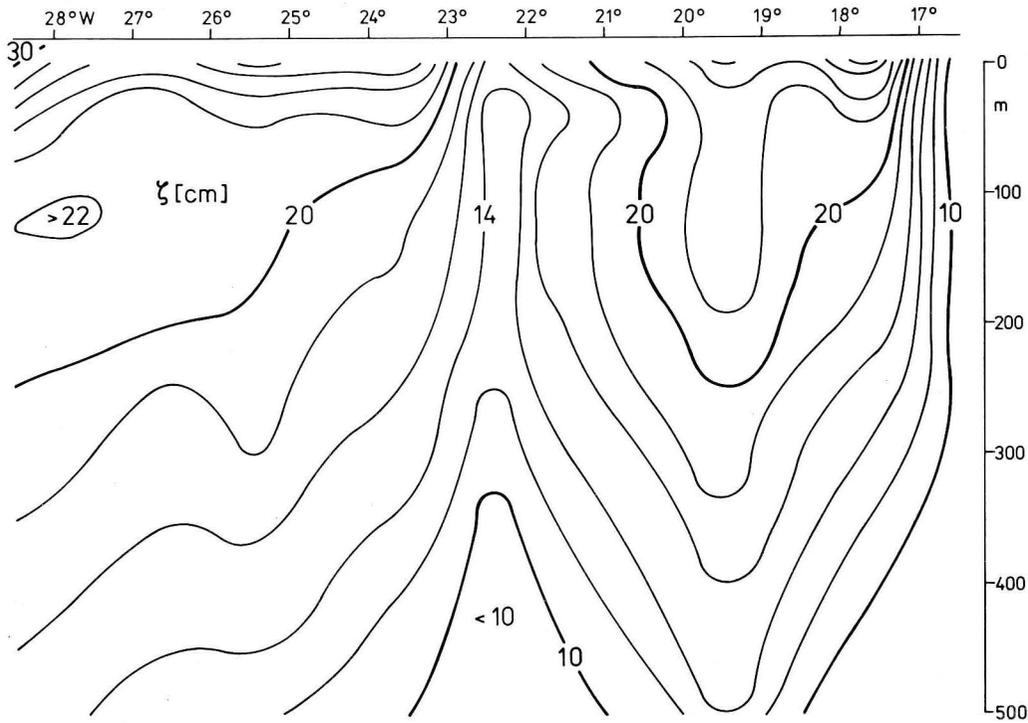


Abb. 9 Vertikalschnitte des reduzierten Druckes durch die 500 m-Deckschicht über die in 1°-Feldern aufgelöste Bodentopographie im Gebiet des Guineadomes nach den Rechnungen von DEMIN et al. (1981)

a) Zonalschnitt

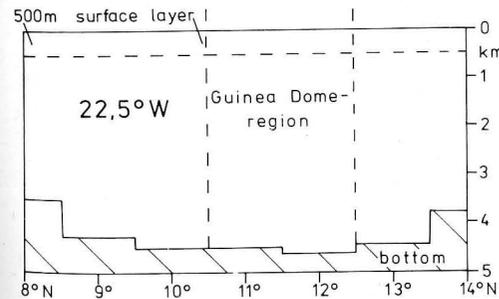
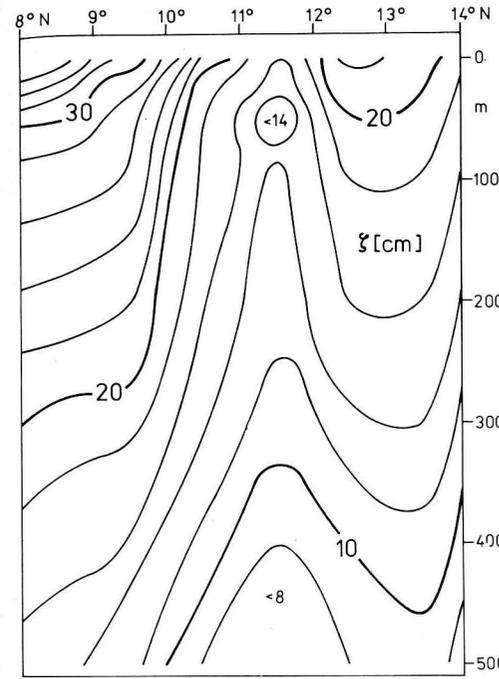


Abb. 9 Vertikalschnitte des reduzierten Druckes durch die 500 m-Deckschicht über die in 1°-Feldern aufgelöste Bodentopographie im Gebiet des Guineadomes nach den Rechnungen von DEMIN et al. (1981)  
b) Meridionalschnitt

enschaften des SACW im NEUC wurden aus den Eingangsdaten der Temperatur und des Salzgehaltes, die zur Berechnung des Dichtefeldes dienten, aus den Rechenergebnissen von DEMIN, HAGEN und GURINA (1981) die  $T-S$ -Diagramme konstruiert. Dies erfolgte zwischen 28° 30' W, 25° W und 5° N,

6° 30' N. Die Berechnung eines mittleren  $T-S$ -Diagramms für dieses Gebiet des NEUC weist das SACW im Temperaturintervall von 12,4 °C bis 13,8 °C sowie im Salzgehalt von  $35,24 \cdot 10^{-3}$  bis  $35,38 \cdot 10^{-3}$  aus. Die derart bestimmten  $T-S$ -Eigenschaften im Kern des NEUC liegen im zentralen Teil des linearen  $T-S$ -Bereichs der für Dreigradfelder gemittelten  $T-S$ -Profile zwischen 8° N und 11° N und von 35° W bis 15° W von WILLENBRINK (1982). Die Tiefenlage des linearen  $T-S$ -Bereiches des SACW variiert zwischen 250 m und 100 m.

Nach Untersuchungen auf FS „J. PILLSBURY“ im August 1963 im Rahmen von EQUALANT II ist der lineare  $T-S$ -Bereich des SACW auf 20° W zwischen 11 °C und 15 °C, bzw. zwischen  $35,05 \cdot 10^{-3}$  und  $35,55 \cdot 10^{-3}$  beobachtet worden. Aus der gleichen Region konnte VOITURIEZ (1981) durch Messungen von FS „Thalassa“ eine analoge Aussage ableiten.

Nach den Untersuchungen von FRANKIGNOUL (1981) ist das Signal des Jahresganges im nördlichen Atlantik für die Tiefen um 200 m nur noch gering wirksam. Diese Aus-

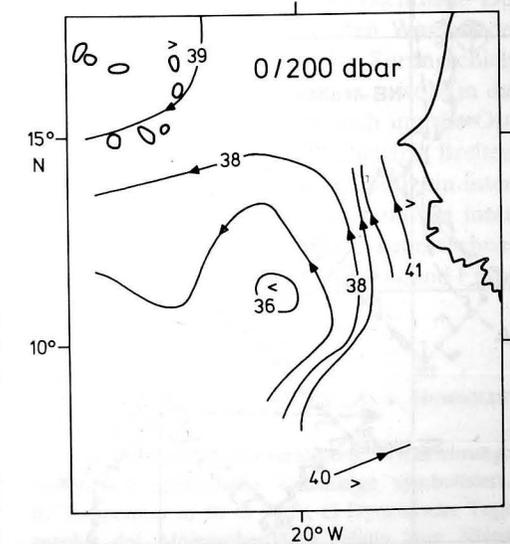


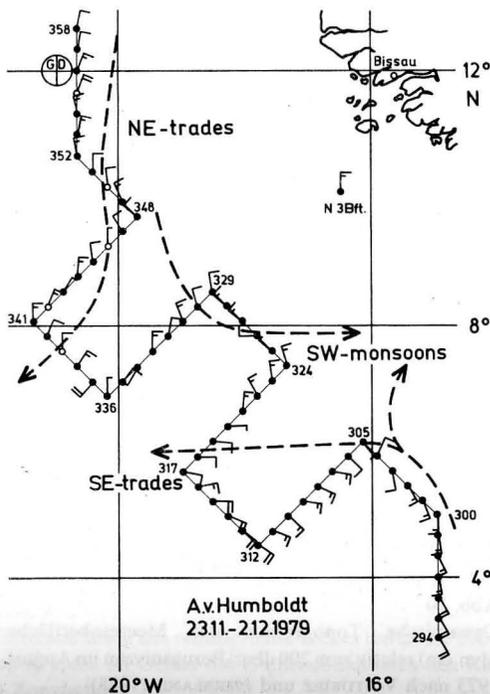
Abb. 10 Dynamische Topographie der Meeresoberfläche (dyn cm) relativ zum 200 dbar-Bezugsniveau im August 1973 nach VOITURIEZ und HERBLAND (1978)

sage wird im wesentlichen auch für den östlichen Zentralatlantik gelten. Hier bedarf es noch zielgerichteter Untersuchungen. Wird jedoch angenommen, daß die  $T-S$ -Relationen des SACW im Verlaufe des NEUC von West nach Ost und Nordost konservativ sind, dann gestattet die  $T-S$ -Analyse die Verfolgung des SACW aus dem NEUC in den Upwelling Unterstrom (UUC) vor Nordwestafrika.

#### 2.4. Der Guineadom im Spätherbst 1979

Vom 23. 11. bis 2. 12. 1979 führte das Institut für Meereskunde der AdW der DDR mit FS „A. v. HUMBOLDT“ ozeanologische Untersuchungen im Seegebiet südöstlich der mittleren Position des GD durch. Das Ziel dieser Arbeiten war die Lokalisierung der Region, in der der NEUC eine verstärkte Nordkomponente erhält.

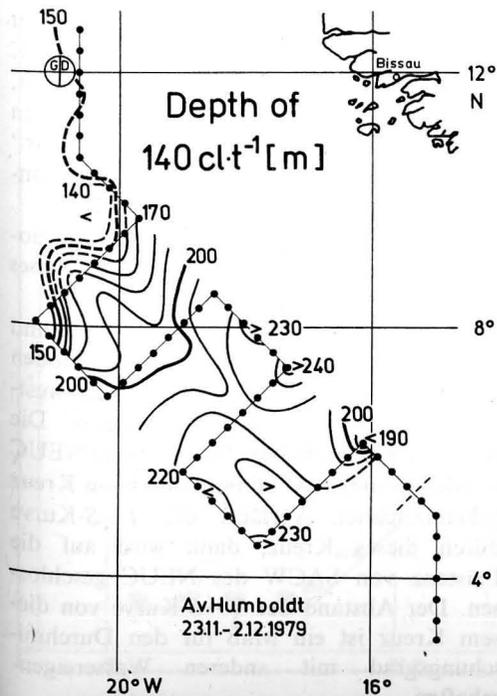
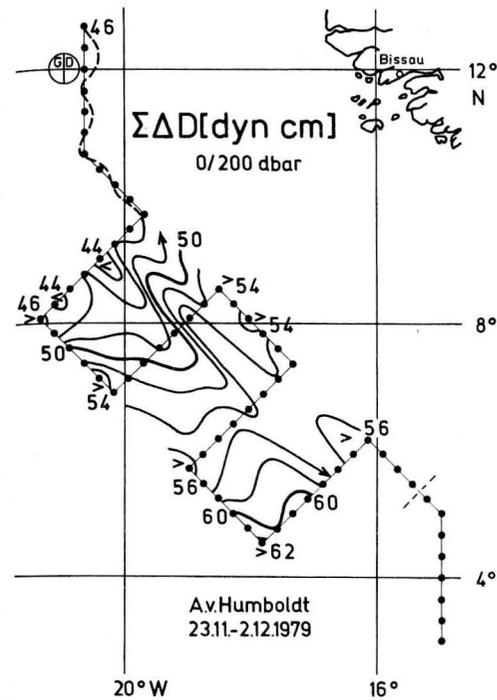
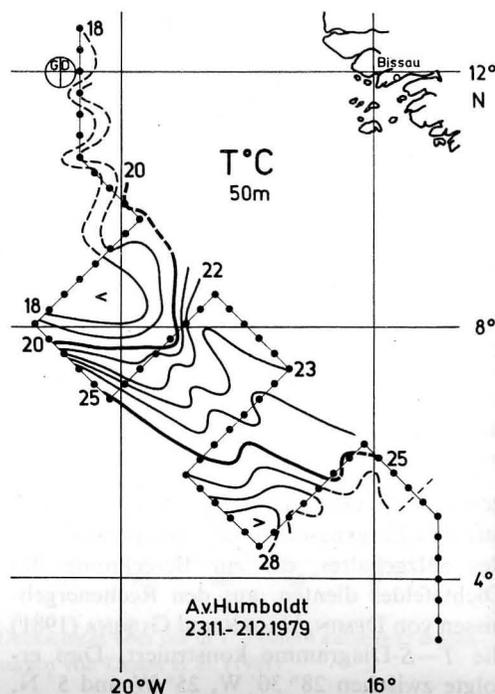
Die Temperatur- und Druckmessungen wurden mit der von MÖCKEL (1980) beschriebenen Bathysonde OM-75 durchgeführt.



Da der eingesetzte Leitfähigkeitssensor dieser Sonde nach den ersten Stationen ausfiel, erfolgte die Salzgehaltsbestimmung an Proben aus ausgewählten Tiefenhorizonten mittels Salinometermessungen. Einzelheiten über die Datengewinnung und die Datenbearbeitung wurden von HAGEN et al. (1981) veröffentlicht.

Die beobachteten Windverhältnisse lassen in der Abb. 11a erkennen, daß die ITCZ zwischen dem NE-Passat und dem SE-Passat zur Zeit der Untersuchungen zwischen 6° N und 8° N lag. Die östlichen Stationen befanden sich unter dem Einfluß des SW-Monsuns.

Die Temperaturverteilung in 50 m Tiefe zeigt in Abb. 11b, daß die in 8° N zonal verlaufenden Isothermen zwischen 20° W und 19° W in eine meridionale Richtung umbiegen, wie es beispielsweise am Verlauf der 20 °C-Isotherme deutlich wird. Dieser Verlauf entspricht einer Übergangssituation zwischen den sommerlichen Temperaturverhältnissen in Abb. 5a und den winterlichen in Abb. 5b. Einen ähnlichen Verlauf zeigen die



dynamischen Isobathen in Abb. 11c. Diese Abbildung zeigt die dynamische Topographie der Meeresoberfläche relativ zum 200 dbar-Bezugsniveau. Die Abb. 11c bestätigt, daß um das Zentrum des GD ein zyklonaler geostrophischer Strom setzt. Auf der mittleren Domposition von 12° N, 22° W belief sich nach Abb. 11c die Anomalie der dynamischen Tiefe auf 46 dyn cm.

Im August 1973 ermittelten VOITURIEZ und HERBLAND (1982) für diese Position relativ zu 200 dbar einen Wert von 36 dyn cm, wie es aus der Abb. 10 hervorgeht. Die Differenz von 10 dyn cm von der Sommersituation zum Spätherbst weist die geringere Mächtigkeit der sommerlichen Deckschicht über der Domkuppel nach.

Die Tiefenlage der Fläche der thermosterischen Anomalie von 140  $cl \cdot t^{-1}$ , in deren Niveau der NEUC sauerstoffreiches Wasser transportiert, ist in der Abb. 11d wiedergegeben. Darin ist ein deutlicher Anstieg der Isanosteren von 200 m Tiefe an der SE-Flanke des GD auf 150 m Tiefe im Domzentrum zu erkennen. Das Umbiegen der Isolinien von einem zonalen in einen meridionalen Verlauf ist gleichermaßen in Abb. 11b, c, d an der Ostflanke des Domes ersichtlich. Der Transport des sauerstoffreichen Wassers des NEUC erfolgt unterhalb der Sprungschicht in Tiefen von 140 m bis 200 m sowohl in das Gebiet des GD hinein, als auch um die Ostflanke des Domes in nördlichere Breiten. Hier wird sich dieses Wasser durch ein intermediäres Sauerstoffmaximum und ein intermediäres Salzgehaltsminimum kennzeichnen müssen. Nach SVERDRUP, JOHNSON und FLEM-

Abb. 11

Beobachtungsergebnisse von FS „A. v. HUMBOLDT“ im November 1979

- a) Windverhältnisse (Generalisierte Windrichtungen sind durch gestrichelte Linienzüge symbolisiert.),  
 b) Temperatur in 50 m Tiefe, c) Dynamische Topographie der Meeresoberfläche relativ zum Niveau in 200 dbar, d) Tiefenlage der Fläche der thermosterischen Anomalie von 140  $cl \cdot t^{-1}$   
 (Die mittlere Position des GDs auf 12° N, 22° W ist eingetragen.)

MING (1942) besitzt das SACW einen geringeren Salzgehalt als das NACW.

Abb. 12 hebt hervor, daß das aus den diagnostischen Rechnungen von DEMIN, HAGEN und GURINA (1981) für den NEUC als charakteristisch identifizierte SACW auch im Spätherbst 1979 für die GD-Region typisch war.

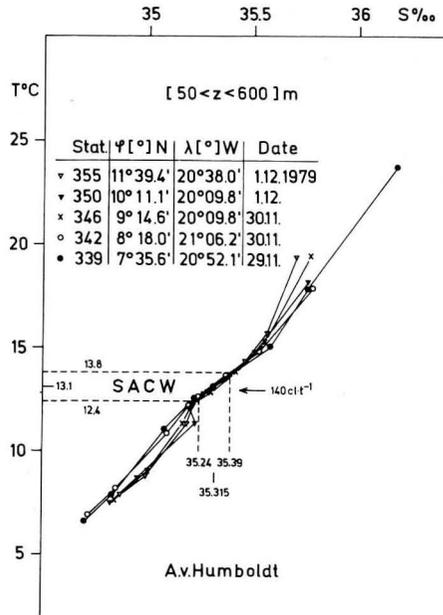


Abb. 12 T-S-Relationen in der Zyklonalströmung an ausgewählten Stationen im Bereich der Ostflanken des Guineadomes im Spätherbst 1979 (Die ausgewählten Stationen sind in Abb. 11a durch offene Kreise markiert)

In diesem Zusammenhang ist die Frage von Interesse, wie weit sich die Wassereigenschaften des NEUC-Kernes in Abhängigkeit von der Jahreszeit innerhalb der intermediären Schichten des UUC nachweisen lassen.

### 3. SACW-Ausbreitung aus dem GD in den UUC

Die Beobachtungsergebnisse von VOITURIEZ (1981) unterstreichen, daß in der zentralen

Region des GD ganzjährig SACW auftritt und daß die in den T-S- und T-O<sub>2</sub>-Diagrammen zum Ausdruck kommenden Eigenschaften des SACW nördlich von 14° N bis 16° N verschwinden. Die mittleren T-S-Beziehungen für Dreigradfelder von WILLENBRINK (1982) bestätigen diese Aussage. Dort wird gezeigt, daß die interne Grenzschicht zwischen dem salzärmeren SACW und dem salzreicheren NACW im Mittel auf der Breite von 15° N zonal verläuft, sich aber mit zunehmender Tiefe nach Süden neigt. Nördlich von 15° N tritt vor der westafrikanischen Küste bis 23° N ein Mischwassertyp auf, dessen anteilige Zusammensetzung von NACW und SACW örtlich und zeitlich stark variiert. Die Arbeiten von TOMCZAK (1973), FRAGA (1974) und TOMCZAK und HUGHES (1980) demonstrieren, daß durch den UUC vor NW-Afrika das SACW bis nördlich von Kap Blanc transportiert wird. Der anteilmäßige Einfluß des NACW auf das Mischwasser nimmt dabei nach Norden zu. Derartige Mischwassereigenschaften werden in dem Kaltwasser festgestellt, das vor Kap Blanc ganzjährig aus Tiefen von 100 m bis 300 m aufquillt.

Zur Beantwortung der Frage, wie weit das SACW mit den Eigenschaften des NEUC im UUC vor NW-Afrika nachzuweisen ist, wurden Daten herangezogen, die in den Jahren 1972 bis 1974 mit dem FS „A. v. HUMBOLDT“ im Rahmen des Programms CINECA gewonnen wurden.

Einen Überblick über die Standardpositionen der „A. v. HUMBOLDT“ zur Zeit dieses Projektes vermittelt Abb. 13.

In Abb. 14 wurden die sommerlichen und winterlichen T-S- und T-O<sub>2</sub>-Relationen für ausgewählte Stationen entlang der westafrikanischen Küste gegenübergestellt. Die typischen Eigenschaften des SACW im NEUC wurden in dieser Abbildung durch ein Kreuz gekennzeichnet. Verläuft die T-S-Kurve durch dieses Kreuz, dann wird auf die Existenz von SACW des NEUC geschlossen. Der Abstand der T-S-Kurve von diesem Kreuz ist ein Maß für den Durchmischungsgrad mit anderen Wassereigenschaften.

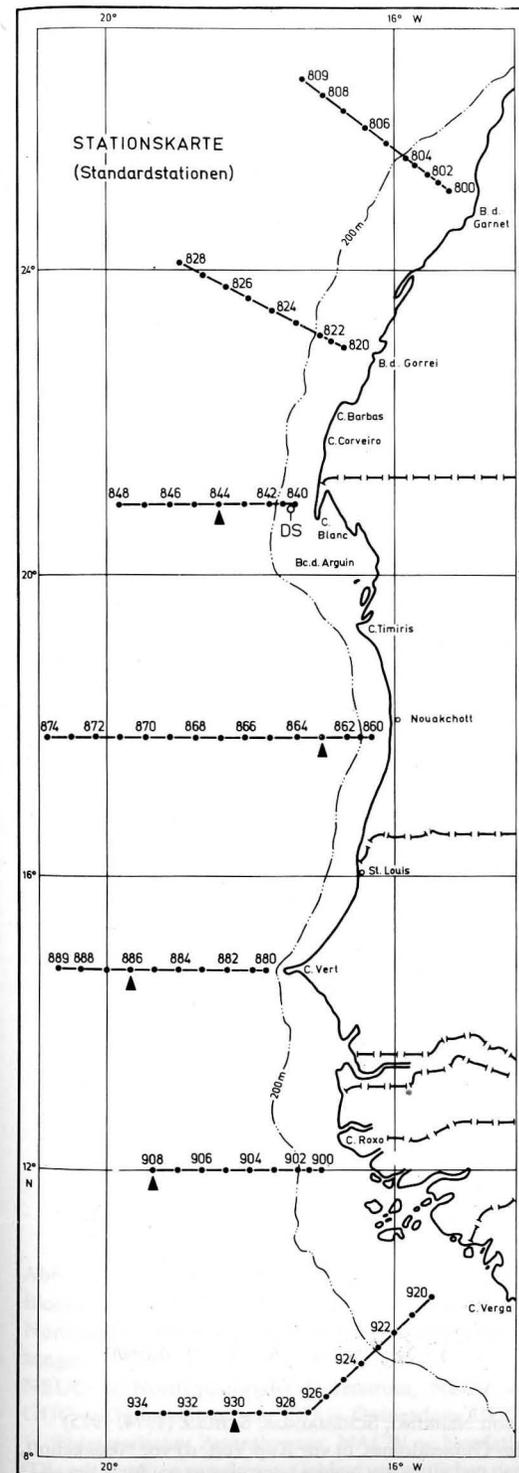


Abb. 14a zeigt die Verhältnisse an einer Station südöstlich des GD. Hier wird das SACW etwa in 200 cm Tiefe angetroffen. Gekennzeichnet ist das SACW durch ein kräftiges intermediäres O<sub>2</sub>-Maximum. Das Salzgehaltsminimum, das nach VOITURIEZ und CHUCHLA (1978) eine allgemeine Erscheinung im GD-Gebiet ist, fehlt. Das wird bei diesen Messungen darauf zurückzuführen sein, daß die Proben mit NANSEN-Schöpfern entnommen wurden, deren Abstand von 50 m zwischen 150 m Tiefe und 300 m Tiefe dieses Minimum nicht erfaßt haben. Abbildung 14b bestätigt die Existenz des SACW an der Ostflanke des GD im Winter. Für die Seegebiete vor Kap Vert, Nouakchott und Kap Blanc wurden die T-S- und T-O<sub>2</sub>-Beziehungen für je 5 bis 6 verschiedene Monate des Jahres

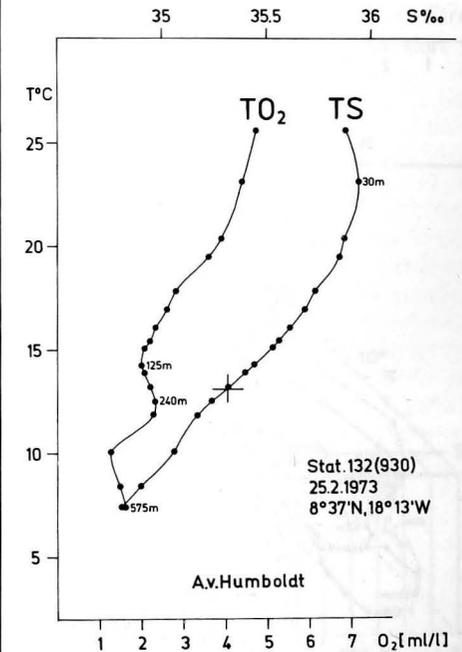


Abb. 14a (zu Seite 24)

Abb. 13 Standardpositionen von FS „A. v. HUMBOLDT“ zur Zeit des CINECA-Programms von 1972 bis 1974 (Die mit einem Dreieck versehenen Positionen wurden für den Nachweis von SACW in Abb. 14 ausgewählt.)

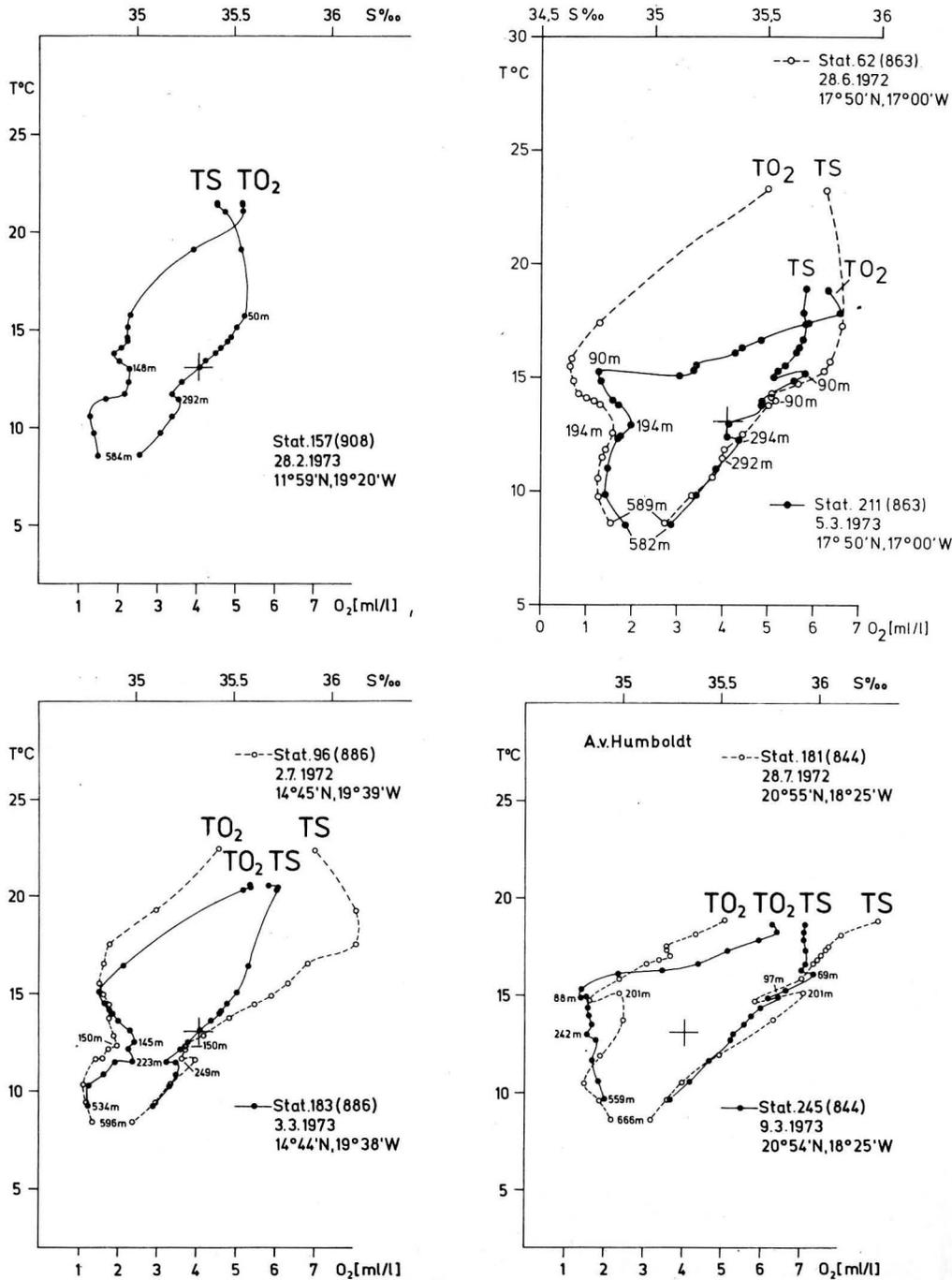


Abb. 14  
Beispiele für  $T$ - $O_2$ - und  $T$ - $S$ -Kurven nach Datenmaterial von NEHRING, SCHEMAINDA, SCHULZ (1974, 1975)  
a) südöstlich des Guineadomes, b) im zentralen Bereich des Guineadomes, c) vor Kap Vert, d) vor Nouakchott,  
e) vor Kap Blanc  
(Die Stationspositionen sind der Abb. 13 zu entnehmen)

untersucht. Davon wurden nur eine Sommer- und eine Wintersituation ausgewählt. Abbildung 14c weist aus, daß sich vor Kap Vert das SACW des NEUC ganzjährig nachweisen läßt, zumindest im analysierten Beobachtungsmaterial. Es erstreckt sich über den Tiefenbereich von 150 m bis 250 m. Vor Nouakchott ist das SACW nach Abb. 14d nur im Spätwinter und Frühjahr (März bis Mai) vorhanden. Seine Tiefenlage liegt um 200 m. Das SACW wird hier dichter unter der Küste beobachtet als vor Kap Vert (vgl. Abb. 13).

Die Wintersituation in Abb. 14d macht zwei vertikal separierte Minima im Salzgehalt deutlich, die im Frühsommer nicht so kräftig ausgeprägt sind. Das untere Minimum liegt zwischen 200 m und 300 m Tiefe im Bereich des UUC, das obere etwa in 80 m Tiefe. Diese Feststellung deutet eine vertikale Aufspaltung der SACW-Eigenschaften an. Nach den Beobachtungen von MITTELSTADT und

HAMANN (1981), die von Januar bis Februar 1977 vor der Küste Mauretaniens durchgeführt wurden, ist der nach Norden gerichtete Strom einmal an den Verlauf des UUC gebunden und andererseits an einen oberflächennahen Stromzweig, der westlicher als der UUC beobachtet worden ist.

In der Auftriebszone vor Kap Blanc wird das SACW des NEUC ganzjährig nicht mehr beobachtet (vgl. Abb. 14e). Die Mischwasser-eigenschaften zwischen NACW und SACW dominieren hier mit annähernd gleichen Anteilen. Der Einfluß des SACW-Anteils am Mischwasser wird ganzjährig durch das intermediäre Salzgehaltsminimum zwischen 100 m und 150 m Tiefe verdeutlicht.

Aus dem bisher Erörterten ergibt sich für den SACW-Transport aus dem NEUC in den UUC das in Abb. 15 schematisierte Bild für die stationären Anteile der genannten Stromzweige. Diese Darstellung symbolisiert den

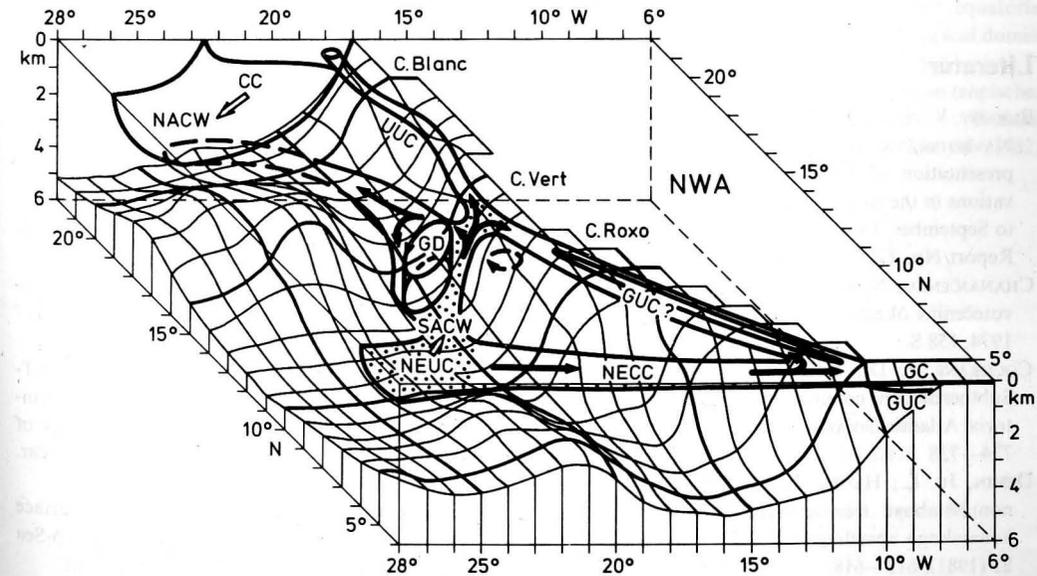


Abb. 15  
Blockschema der stationären Stromzweigverläufe an der Meeresoberfläche und in Oberflächennähe im zentralen Nordostatlantik über die von DEMIN et al. (1981) in 1°-Feldern aufgelöste Bodentopographie mit den Abkürzungen  
NEUC = Nordäquatorialer Unterstrom, NECC = Nordäquatorialer Gegenstrom, GC = Guineastrom, GUC = Guineaunderstrom, GD = Guineadom, UUC = Upwelling Unterstrom, CC = Kanarenstrom, SACW = Südatlantisches Zentralwasser, NACW = Nordatlantisches Zentralwasser  
(Die mit Punkten versehenen Gebiete verdeutlichen den Transport von SACW aus dem NEUC durch die Region des GDs in den UUC.)

engen dynamischen Zusammenhang zwischen dem äquatorialen Unterstromsystem, vertreten durch den NEUC, dem subthermoklinalen GD über der Gambia-Tiefseeebene und dem Stromsystem des küstennahen Kaltwasserauftriebs vor NW-Afrika, vertreten durch den UUC.

#### Im Text benutzte Abkürzungen

ECC	Äquatorialer Gegenstrom
EUC	Äquatorialer Unterstrom
GC	Guineastrom
GD	Guineadom
ITCZ	Innertropische Konvergenzzone
NEC	Nordäquatorialstrom
NECC	Nordäquatorialer Gegenstrom
NESCC	Nordäquatorialer oberflächennaher Gegenstrom
NEUC	Nordäquatorialer Unterstrom
SEC	Südäquatorialstrom
SEUC	Südäquatorialer Unterstrom
UUC	Upwelling Unterstrom

#### Literatur

- BUBNOV, V. A.; EGORIKHIN, V. B.; MATVEEVA, Z. N.; NAVROTSKAYA, S. E.; FILIPPOV, D. I.: Graphical presentation of the USSR oceanographic observations in the tropical Atlantic during GATE (June to September, 1974). — RSMAS/U of M Technical Report No. TR 79-1, University of Miami 1979.
- CHANAJČENKO, N. K.: Sistema ekvatorialnyh protivotečenij v okeane. — Leningrad: Gidrometeoizdat 1974, 158 S.
- COCHRANE, J. D.; KELLY, F. J.; OLLING, C. R.: Subthermocline countercurrents in the western equatorial Atlantic Ocean. — *J. Phys. Oceanogr.* 9 (1979), 724—738
- DEMİN, JU. L.; HAGEN, E.; GURINA, A. M.: Krupnomasštabnye tečenija verchnego sloja v rajone kanarskogo apvellinga v letnij sezon. *Okeanologija* 21 (1981), 613—618.
- DÜING, W.; OSTAPOFF, F.; MERLE, J. (Editors): Physical oceanography of the tropical Atlantic during GATE. — GATE-atlas, Kingsport Press, Tennessee 1980, 117 p.
- ERTEL, H.: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. — *Meteorologische Zeitschrift* 59 (1942), 279—281.
- FONONOFF, N. P.: Steady flow in a frictionless homogeneous ocean. — *J. Mar. Res.* 13 (1954), 254 to 262.

- FRAGA, F.: Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de Mauritanie. — *Tethys* 6 (1974), 5—10.
- FRANKINGNOUL, C.: Low-frequency temperature fluctuations off Bermuda. — *J. Geophys. Res.* 86 (1981), 6522—6528.
- FRIEDRICH, H. J.: Preliminary results from a numerical multilayer model for the circulation in the North Atlantic. — *Dtsch. Hydrogr. Zeitschr.* 23 (1970), 145—164.
- HAGEN, E.; SCHEMAINDA, R.; MICHELCHEN, N.; POSTEL, L.; SCHULZ, S.; BELOW, M.: Zur küstennahen Struktur des Kaltwasserauftriebs vor der Küste Namibias. — *Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 36* (1981), 99 S.
- HALPERN, D.: Review of the GATE C-scale oceanographic experiment. Proceedings of the Seminar on the impact of GATE on large-scale numerical modeling of the atmosphere and ocean. — *Nat. Acad. Sc., Washington, D.C.* 1980, 60—66.
- HELLERMANN, S.: Charts of the variability of the wind stress over the tropical Atlantic. — *Deep-Sea Res., Supplement II* (Vol. 26) (1979), 63—75.
- HISARD, P.; CITEAU, J.; MORLIERE, A.: Le système des centre-courants équatoriaux subsuperficiels. Permanence et extension de la branche sud dans l'océan atlantique. — *Cah. ORSTOM, ser. Oceanogr.* XIV (3) (1976), 209—220.
- JAKOBI, R. D.; HAYES, D. E.: Bathymetry, microphysiography and reflectivity characteristics of the West African Margin between Sierra Leone and Mauretania. In: *Geology of the Northwest African Continental Margin*, 182—212. Editors: U. v. RAD, K. HINZ, M. SARNTHEIM, E. SEIBOLD. — Berlin, Heidelberg, New York: Springer Verlag 1982.
- KIRICHEK, A. D.: Water circulation in the north-eastern part of the tropical Atlantic. — *ICES C.M./C:7*, 1971, 1—8, Hydrograph. Comm.
- KNOLL, M.; ZENK, W.; BAUER, E.: Some XBT-observations on the thermal structure of the Warmwassersphäre in equatorial and lower latitudes of the eastern Atlantic. — *Dtsch. Hydrogr. Zeitschr.* 35 (1982), 73—81.
- KRISHNAMURTI, T. N.; KRISHNAMURTI, R.: Surface meteorology over the GATE A-scale. — *Deep-Sea Res., Supplement II to Vol. 26* (1979), 29—61.
- MAZEIKA, P. A.: Thermal domes in the eastern tropical Atlantic Ocean. — *Limnol. Oceanogr.* 12 (3) (1967), 537—539.
- MERLE, J.: Atlas hydrologique saisonnier de l'océan Atlantique intertropical. — *Travaux et documents de l'ORSTOM* No. 82 (1978), 184 p., Paris.
- MITTELSTAEDT, E.; HAMANN, I.: The coastal circulation off Mauretania. Results of the upwelling experiment „Auftrieb '77“ during January and February

1977. — *Dtsch. Hydrogr. Zeitschr.* 34 (3) (1981), 81—118.
- MÖCKEL, F.: Die ozeanologische Meßkette OM 75, eine universelle Datenerfassungsanlage für Forschungsschiffe. — *Beitr. zur Meereskunde* (1980) H. 43, 5—14.
- MOLINARI, R. L.; VOITURIEZ, B.; DUNCAN, P.: Observations in the subthermocline undercurrent of the equatorial South Atlantic Ocean: 1978—1980. — *Oceanologica Acta* 4 (1981).
- MOLINARI, R. L.; FIEUX, M.; KLAUS, Z.: Drifting buoy trajectories in the North Brazilian Coastal Current and North Equatorial Countercurrent. — *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter* No. 15 (1983), 7—8.
- MONTGOMERY, R. B.; WOOSTER, W. S.: Thermocline anomaly and the analysis of serial oceanographic data. — *Deep-Sea Res.* 2 (1954), 68—70.
- NEHRING, D.; SCHEMAINDA, R.; SCHULZ, S.: Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasser- auftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks. Teil IV: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 7. 6.—7. 9. 1972. — *Geod. Geoph. Veröff., R. IV, H. 12* (1974), 61 S.
- NEHRING, D.; SCHEMAINDA, R.; SCHULZ, S.: Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasser- auftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks. Teil Vb: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial des Reiseabschnittes vom 4. 2. bis 18. 4. 1973. — *Geod. Geoph. Veröff., R. IV, H. 15* (1975), 52 S.
- NEUMANN, G.: Über die Entstehung des Äquatorialen Gegenstromes. — *Forschungen und Fortschritte*, 16—18 (1947), 177—179.
- Oceanographic Atlas. (Edited by UNESCO). EQUALANT I, EQUALANT II, Vol. I, Physical Oceanography, Paris 1973.
- SARKISYAN, A. S.: The diagnostic calculations of a large-scale oceanic circulation. In: *The Sea*, Vol. 6, Marine Modelling. I. — New York, London, Sidney, Toronto: Wiley & Sons 1977, 363—458.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMMING, R. H.: *The Oceans*. — New York: Prentice-Hall Inc. 1942, 1060.

- TOMCZAK, M.: An investigation into the occurrence and development of cold water patches in the upwelling region off NW-Africa (Roßbreiten-Expedition 1970). — „Meteor“Forsch.-Ergebnisse, R. A, H. 13 (1973), 1—42.
- TOMCZAK, M.; HUGHES, P.: Three dimensional variability of water masses and currents in the Canary Current upwelling region. — „Meteor“Forsch.-Ergebnisse, R. A, No. (21) (1980), 1—24.
- TSUCHIYA, M.: Subsurface countercurrents in the eastern equatorial Pacific Ocean. — *J. Mar. Res., Supplement* Vol. 33 (1975), 145—175.
- VOIGT, K.: Äquatoriale Unterströmung auch im Atlantik. — *Beitr. zur Meereskunde* (1961) H. 1, 56—60.
- VOITURIEZ, B.; HERBLAND, A.: Comparaison des systèmes productifs de l'Atlantique tropical est: domes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial. — *Rapp. P. — V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer* 180 (1982), 114—130.
- VOITURIEZ, B.; CHUCHLA, R.: Influence of the South Atlantic Central Water on the distribution of salinity and oxygen in the northeast tropical Atlantic Ocean. — *Deep-Sea Res.* 25 (1978), 107—117.
- VOITURIEZ, B.: Northern and southern equatorial undercurrents and the formation of tropical domes. — *Oceanologica acta* 4 (1981), 497—506.
- WILLENBRINK, E.: Wassermassenanalyse im tropischen und subtropischen Nordostatlantik. — *Berichte Inst. f. Meereskunde, Univ. Kiel, Nr. 96* (1982), 72 S.

Abschluß der Arbeit: 22. 2. 1983

Anschrift der Verfasser:

EBERHARD HAGEN, RUDOLF SCHEMAINDA  
Akademie der Wissenschaften der DDR  
Institut für Meereskunde  
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

WOLFGANG MATTHÄUS

## Climatic and seasonal variability of oceanological parameters in the Baltic Sea

With 16 Figures and 5 Tables

*Abstract:* In a short review the variability of oceanological parameters in the Baltic Sea in time scales of a few month to  $10^4$  years is stated. Using recent literature qualitative and quantitative informations on the variability in temperature, salinity, density, oxygen content and stability of stratification are given. In some time scales variabilities of the parameters of the primary halocline, of the movements of the isohalines, of components of the water balance as well as of mean vertical exchange coefficients are discussed.

*Zusammenfassung:* Die Veränderlichkeit ozeanologischer Parameter in der Ostsee im Zeitbereich von einigen Monaten bis zu  $10^4$  Jahren wird in einem kurzen Überblick dargestellt. An Hand der neuesten Literatur werden qualitative und quantitative Angaben zur Veränderlichkeit von Temperatur, Salzgehalt, Dichte, Sauerstoffgehalt und Stabilität der Schichtung gemacht. Für einige Zeitskalen werden auch die Veränderlichkeiten der Parameter der Salzgehaltssprungschicht, der Tiefenlage der Isohalinen, der Komponenten des Wasserhaushaltes oder der mittleren vertikalen Austauschkoefizienten diskutiert.

*Резюме:* В кратком очерке излагается изменчивость океанологических параметров Балтийского моря в диапазоне времени от нескольких месяцев до  $10^4$  лет. На основе современной литературы представляются качественные и количественные данные по изменчивости температуры, солёности, плотности, содержания кислорода и устойчивости стратификации. За некоторые шкалы времени обсуждаются и изменчивости параметров первичного галоклина, горизонта глубины изохалин, компонентов водного баланса или средних коэффициентов обмена по вертикали.

### 1. Introduction

Seasonal and climatic variability enclose the wide time scale ranging from a few month to a few ten thousands of years and more. Con-

sidered on such a time scale, variability in sea areas like the Baltic is not generally independent of processes taking place in the oceans. The greater the amount of available data and the longer the oceanological time series, the longer will be the periods for which the variability is open to direct investigations. This is possible for only a very restricted number of sea regions for time scales up to  $10^2$  years. All variations taking place over periods exceeding  $10^2$  years can be investigated only by indirect methods such as sedimentation studies or investigations into the faunistic and floristic associations revealed by the sediment.

The Baltic Sea (Fig. 1) belongs to the sea areas that have been most thoroughly investigated in respect of oceanology and paleo-oceanography. The first available oceanological data extend back as far as the second half of the 19th century. The substantial amount of data collected during the present century, with interruptions only due to the two world wars, has in recent years been analyzed with respect to variability on time scales ranging from  $10^0$  to  $10^2$  years.

The Baltic Sea is a sea area in the humid climatic zone and is connected with the open ocean or, rather, the North Sea, only by narrow channels (Fig. 1). The water exchange between the Baltic and the North Sea is further restricted by shallow sills. Such landlocked seas in the humid zone have a considerable fresh water input from surface runoff and, as a result, have a positive water balance relative to the adjacent sea area. The outflow of low saline surface water and the penetration of water with higher salinities into the deeper layers of the Baltic lead to

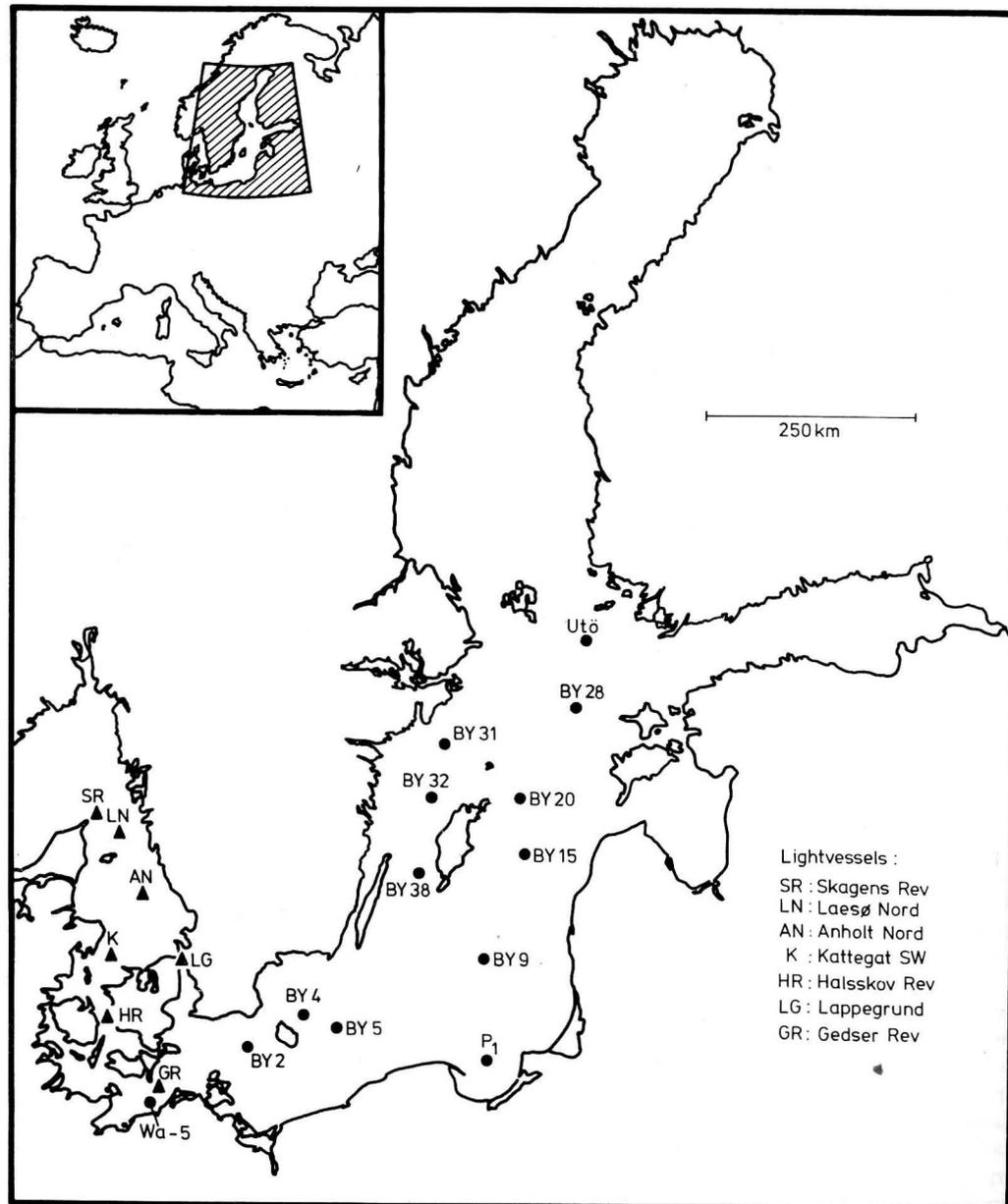


Fig. 1  
The Baltic Sea, its situation in Europe and the discussed stations

pronounced stratification with a marked halocline that splits the water body into surface and deep waters.

During the winter the oceanological conditions permit convection in the surface water down to the halocline. During the summer

a strong thermocline is formed at a depth of 20 to 30 m in the Baltic surface water. The thermo- and haloclines greatly restrict vertical exchange between the surface and the deep waters and lead to a permanent dissolved oxygen deficit in the deep water, which is

sometimes followed by the occurrence of hydrogen sulphide.

In the case of the Baltic Sea the maximum time scale that can be used for investigating climatic variability is limited by the evolutionary history of the sea. We shall therefore consider the climatic and seasonal variability of the Baltic on the following time scales:

- i. *Millennial variability* (time scale covering periods from a few  $10^3$  years up to  $10^4$  years),
- ii. *Centennial variability* (time scale covering periods from a few centuries to  $10^3$  years),
- iii. *Long-term variability* (periods from a few years to a century),
- iv. *Year-to-year variability*, and
- v. *Seasonal variability* (periods from a few months to a year).

Fig. 1 shows the situation of the Baltic Sea and the positions of the stations for which the variability is discussed in the following chapters.

## 2. Millennial variability

The millennial variability extends back through the evolutionary history of the Baltic Sea with time scales of thousands of years (WINTERHALTER et al., 1981). The Baltic is a relatively young postglacial sea area. Its oceanological conditions have changed several times since its formation after the last ice age about 15,000 years ago. Postglacial variations in its environmental conditions have been governed by the interaction of isostatic and eustatic effects. With regard to connections, sometimes open sometimes closed, to the open ocean, the oceanological history of the Baltic Sea contains six identifiable periods which are designated according to the facies indicator molluscs (DIETRICH and KÖSTER, 1974; DUPHORN, 1979). Their magnitudes and durations, as well as some hints regarding the variability of oceanological parameters, are recorded in the sedimentary strata as both lithostratigraphic and biostratigraphic units. During the earliest period of its postglacial history, lasting from 14,000 to 10,000 B.P., the Baltic is referred to as the *Baltic Ice Lake*.

This low-temperature fresh water lake was poor in nutrients and formed the drainage basin of the withdrawing Fenno-Scandian glaciers.

The second stage, the *Yoldia Sea* (10,000 to 9,250 B. P.), began with the opening of connections to the North Sea and, temporarily, to the White Sea by a general rise in the level of the world ocean. This cold-water stage was characterized partly by almost oceanic salinities and partly by brackish conditions. Towards the end of the Yoldia Sea stage, the isostatic rise balanced the eustatic rise in the sea level and the inflow of saline water was restricted.

The connections from the Baltic to the North Sea and White Sea were later completely interrupted. This initiated the *Ancylus Lake* period, lasting from 9,250 to 7,100 B. P., during which the Baltic Sea became considerably warmer than today. Its salinity decreased, and finally the sea attained fresh water conditions. The substantial run-off from the surrounding continent led to a river-like outflow of Ancylus Lake water into the North Sea, at first across the middle part of Sweden, but later on further to the south.

The fourth period, the *Litorina Sea* stage (7,100 to 4,000 B. P.), began when the rapid eustatic rise in the ocean level reached the level of the Ancylus Lake. The salinity increased relatively quickly due to the inflow of North Sea water. During the optimum marine phase the salinity of the Baltic was twice as high as it is now.

The optimum marine conditions ended about 4,000 B. P. The inflow of saline water became smaller so that the salinity decreased to brackish and moderately marine conditions during the *Limnea Sea* stage from 4,000 to 1,500 B. P.

Additional brackish water organisms appeared about 1,500 years ago. At its present stage, the Baltic Sea is referred to as the *Mya Sea*.

## 3. Centennial variability

There is also little evidence on which the variability of the Baltic Sea on the centennial

scale can be reconstructed. IGNATIUS, NIEMISTÖ and VOIPIO (1971) were able by means of redox potential measurements in sediment cores to discover signs of alternating periods of oxidizing and reducing conditions in the deep water for the period from 1750 to 1970. Fig. 2 shows three sample running means values calculated from two series of redox potential measurements in a sediment core of the Gotland Deep. Since the middle of the 19th century two distinct cycles with a period of about 60 years have taken place, which show that the oceanological parameters of the Baltic are subject to considerable variation.

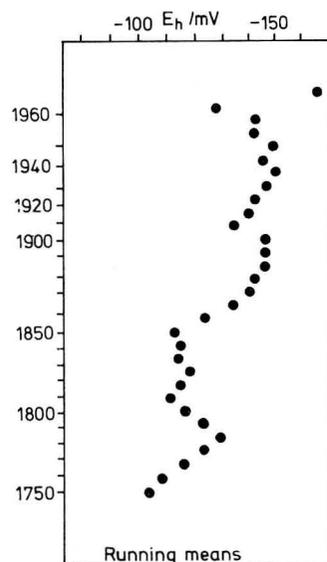


Fig. 2  
Variability of redox potential observations in the recent sediments of the Baltic proper (BY15) (after IGNATIUS et al., 1971)

HALLBERG (1973, 1974), who investigated the trace elements ratio (Cu + Mo) to Zn in sediment cores taken in the Baltic proper, found that the temperature, salinity and oxygen conditions in the deep water has varied considerably. Fig. 3 shows that there has been an alternation between oxidizing and reducing conditions in the Gotland Deep (BY15) in earlier centuries. The R-values he found indicate periods lasting 100–150 years

and reveal correlations between warm periods and reducing conditions and between cold periods with oxidizing conditions in the deep water.

#### 4. Long-term variability

Long-term variability covers periods ranging from a few years up to about 100 years. A relatively large amount of data has been collected for the Baltic Sea for this time scale. In the surface water diurnal and seasonal fluctuations, sometimes of a substantial magnitude, are superimposed upon the long-term variations. The shorter-period fraction can generally only be satisfactorily eliminated where very large amounts of data have been collected, such as at coastal stations and light vessels. The deep water of the Baltic, in contrast, is particularly suitable for the investigation of long-term trends because vertical exchange with the surface water is to a great extent obstructed by the permanent pycnocline. Variations in the surface water with periods lasting up to about a year have little or no effect on the oceanological parameters in the deep water.

Long-term variability in the oceanological parameters of the Baltic Sea are caused by large-scale variations of atmospheric circulation together with hydrographic (DICKSON, 1971) and geological processes (STRIGGOW, 1982) in the European shelf seas and the Baltic itself. JENSEN (1937) investigated long-term changes in temperature and salinity in the Transition Area connecting the Baltic to the North Sea as early as the thirties and tried to interpret them in terms of air temperature and wind field. Later, HUPFER (1962), after a thorough analysis of observations recorded at light vessels and coastal stations in the Transition Area, came to the conclusion that long-term changes in the oceanological and meteorological components are associated with changes in the general circulation of the atmosphere in the European region.

During investigations into long-term fluctuations in the thermohaline regime of the

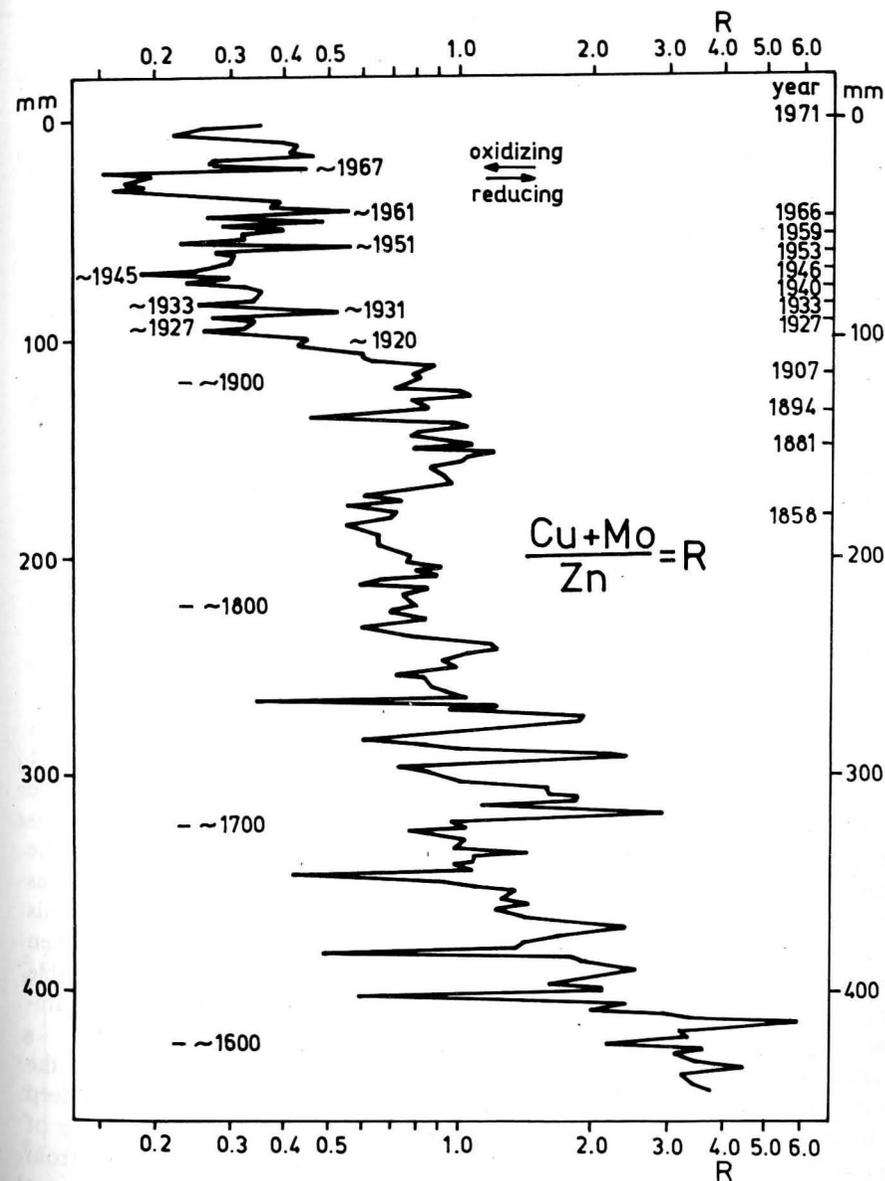


Fig. 3  
Variability of the trace element ratio  $R = (Cu + Mo) / Zn$  in a sediment core of the Baltic proper (BY15) (after HALLBERG, 1974)

deep water, NIKOLAEV (1956), SOSKIN (1956, 1959) and SOSKIN and ROZOVA (1957, 1959) noticed during the fifties that changes in salinity and temperature are connected with the exchange of water across the Danish Sounds. Fundamental studies performed by SOSKIN

(1963) revealed an interaction between long-term changes in the thermohaline conditions and fluctuations in the exchange of water across the Belts and the Sound, variations in surface run-off into the Baltic, deep currents and inflows of salt rich water from the

Kattegat, all of which could be attributed to large-scale changes in the character of the atmospheric circulation.

During the subsequent period attention centred increasingly on the oxygen concentration in the deep water (FONSELIUS 1962, 1969, 1981; ANTONOV 1963, 1967a; FRANCKE et al. 1977; MATTHÄUS 1978a) in addition to its salinity and temperature. Only the inflows of salt and oxygen rich water from the Kattegat, which are characteristic of the Baltic Sea, lead to any noticeable renewal of the deep water. The frequency and intensity of these salt water inflows are the decisive factors responsible for increases in the salinity and oxygen concentration and, depending on the season in which they take place, for changes in the temperature of the deep water.

The causes of the salt water inflows are to be thought in a variety of associated and mutually related components contributing to both meteorological and oceanological processes. The frequency and magnitude of the inflows are believed to be associated with pulsations in the North Atlantic current system. DICKSON (1971) showed that during the present century a fairly regular alternation between periods of high and low salinities has taken place in all regions of the North-West European shelf seas. The high salinities recorded at intervals of three to four years have been associated with the periodic re-establishment of an anomalous and persistent atmospheric circulation model over the North Atlantic. According to DICKSON (1971, 1973), major inflows of salt and oxygen rich water into the Baltic Sea can be expected when the salinity in the European shelf seas reaches its highest levels and are accompanied by the increasing transport of salt rich water into the shelf seas and, thus into the Skagerrak and Kattegat. Local meteorological effects can only intensify or delay the inflow; it is considered improbable that they alone can induce major inflows of salt rich water.

Hupfer (1975) investigated correlations between the annual mean values of salinity at the surface and in a depth of 15 m at the light vessel „Lappegrund“ (see Fig. 1) and the wind

components over the central North Sea. He found out a good correlation of the East-component with the salinity in the 15 m-level. Therefore the mean compensation current into the Baltic seems to be well developed during an increasing East-component of the wind over the central North Sea. Between 1900 and 1970 in intervals of three to four years high salinities correspond to high values of the North- and East-components so that this connection could be responsible for the inflows of saline water into the Baltic Sea.

#### 4.1. Variability with the order of a century

Since the beginning of this century, a significant, but regionally varied, mean increase in temperature, salinity and density accompanied by a considerable mean decrease in oxygen concentration has been observed in the deep water of the Baltic proper (FONSELIUS, 1969; MATTHÄUS, 1979, 1983a). This mean secular trend is also significant in respect of salinity and density in the surface water. The station “Gotland Deep” (BY15) at 57° 20' N and 20° 03' E situated in the Baltic proper (see Fig. 1) is often used as a representative station for investigating long-term trends in the Baltic. The longest oceanological time-series for the open Baltic are available from this station. Temperature and salinity data taken at irregular intervals since 1877 are applicable from this station, and the first oxygen measurements were made there as early as 1893.

The most recent statistical analysis of the trend followed by the temperature of the deep water yields a significant mean increase of 1.2–1.7 °C (Fig. 4) over the period from 1900 to 1980. The mean increase becomes greater with increasing depth. The mean annual increase for the period 1900–1980 differs only slightly from that for the period 1900–1969 (MATTHÄUS, 1983c). Analysis of the salinity over the whole water column reveals a mean significant increase (Fig. 5) of about  $0.7\text{--}1.1 \cdot 10^{-3}$  for the period from 1900 to 1980. A distinct mean increase of between 0.5 and 1.0  $\sigma$ -units (MATTHÄUS, 1983a) has also been observed for the in-situ-density

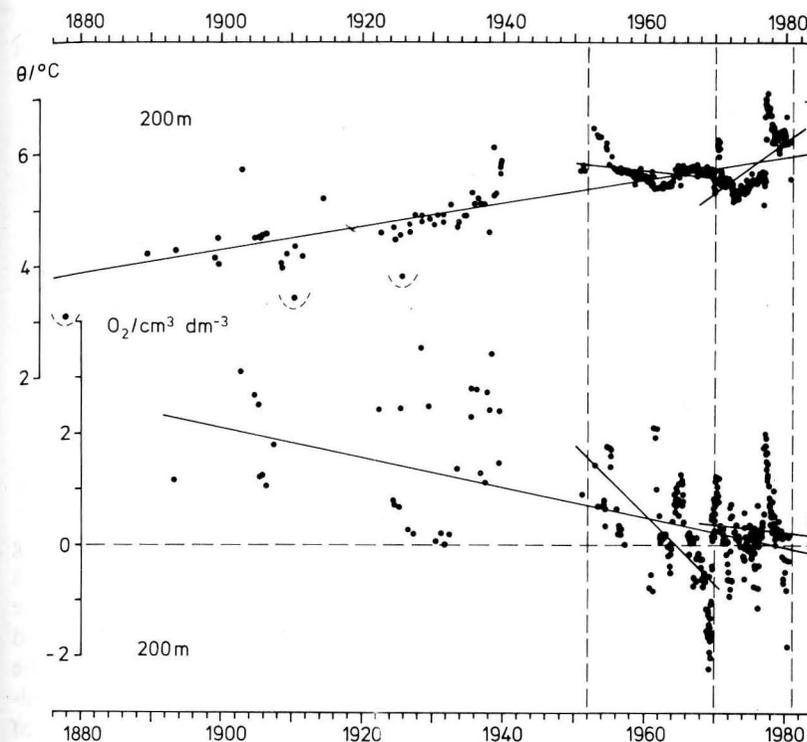


Fig. 4  
Variability of temperature  $\theta$  and oxygen content  $O_2$  in the deep water of the Gotland Deep (BY15) (from MATTHÄUS, 1982)

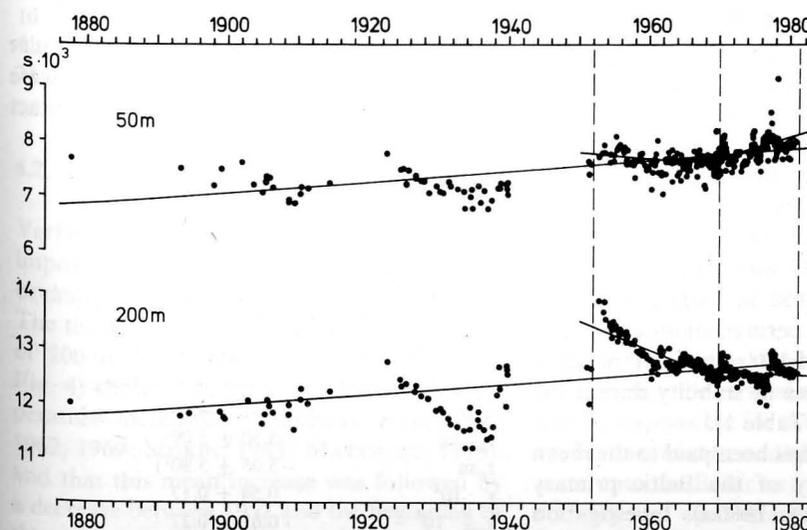


Fig. 5  
Variability of the salinity  $s$  above and below the permanent halocline of the Gotland Deep (BY15) (from MATTHÄUS, 1982)

Table 1  
Mean long-term variability of oceanological parameters above and below the Baltic primary halocline at different time periods (station BY 15) (according to MATTHÄUS, 1982)

Depth m	Parameters	1900—1980	1952—1969	1970—1980
40	$\Delta\sigma_{\theta p}$	$0.62 \pm 0.13$	$-0.22 \pm 0.11$	$0.24 \pm 0.09$
50	$\Delta s \cdot 10^3$	$0.80 \pm 0.14$	$-0.18 \pm 0.12$	$0.35 \pm 0.16$
60—100	$\Delta E \cdot 10^5/m^{-1}$	$0.04 \pm 0.41^1)$	$-0.74 \pm 0.60$	$-0.70 \pm 0.42$
200	$\Delta\sigma_{\theta p}$	$0.47 \pm 0.15$	$-0.68 \pm 0.06$	$-0.10 \pm 0.06$
200	$\Delta s \cdot 10^3$	$0.73 \pm 0.19$	$-0.88 \pm 0.10$	$-0.04 \pm 0.12^1)$
200	$\Delta\theta/^\circ C$	$1.65 \pm 0.21$	$-0.22 \pm 0.12$	$0.93 \pm 0.27$
200	$\Delta O_2/cm^3 dm^{-3}$	$-2.17 \pm 0.61$	$-2.12 \pm 0.66$	$-0.13 \pm 0.40^1)$

<sup>1)</sup> not significant

at all depths (Fig. 6). In contrast, a significant mean decrease has been stated in the oxygen concentration of the deep water since the beginning of the present century (Fig. 4) and has been estimated at 2.2 to 2.9 cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup> for the period from 1900 to 1980 (MATTHÄUS, 1983c). The mean variability of a few important oceanological parameters in the surface and deep waters of the Baltic proper since the turn of the century are given in Table 1. The confidence intervals are calculated at a significance level of 95% (density  $\sigma$ , stability  $E$ ) or 99% (temperature  $\theta$ , salinity  $s$  and oxygen content  $O_2$ ).

Recent studies on the long-term variability of the vertical stability  $E$  of stratification in the Baltic proper (MATTHÄUS, 1983b) yielded no significant results for the surface water. In the deep water, however, a significant mean reduction of about  $0.5 \cdot 10^{-5} m^{-1}$  between 1900 and 1980 was calculated for the layer from 100 to 150 m. Analysis for the depth range of the permanent discontinuity layer between 60 and 100 m revealed no signs of significant changes in stability during the present century (cf. Table 1).

Special attention has been paid to the mean long-term variability of the Baltic primary halocline (MATTHÄUS, 1980a). Investigation of the variations in the depths of its upper and lower boundaries,  $z_u$  and  $z_l$  respectively, and of the centre,  $z_{max}$ , of the halocline permit

direct conclusions to be drawn regarding movements of the primary halocline. Analysis of these parameters shows that the halocline rose by a mean of 5—6 m during the period from 1900 to 1980 (cf. Table 2). However, the confidence intervals of the mean changes calculated at a significance level of 99% are of the same order as the mean variations. The mean salinities at the upper and lower boundaries  $s_u$  and  $s_l$  and at the centre of discontinuity layer  $s_{max}$  have increased by 0.5 to  $0.8 \cdot 10^{-3}$  in the course of this century (Table 2).

Using investigations performed by EHLIN et al. (1974), the results of the analysis were used to estimate the changes in the contact

Table 2  
Mean long-term variability of some parameters of the Baltic primary halocline (station BY 15) (according to MATTHÄUS, 1980b)

parameters	$\Delta y$ 1900—1980
$z_u/m$	$-5.81 \pm 4.53$
$z_{max}/m$	$-5.50 \pm 5.09$
$z_l/m$	$-5.05 \pm 5.90^1)$
$s_u \cdot 10^3$	$0.54 \pm 0.17$
$s_{max} \cdot 10^3$	$0.61 \pm 0.27$
$s_l \cdot 10^3$	$0.84 \pm 0.31$

<sup>1)</sup> significant at the 95% level

area between the surface and deep waters and in the volume of the deep water of the Gotland Basin from 1900 to 1980. It was found that the contact area has increased by about 4,500 km<sup>2</sup> and that the volume of the deep water has increased by 350 km<sup>3</sup> (MATTHÄUS, 1980b).

The variability of the isohalines since the turn of this century is of particular interest in connection with long-term variations in stratification. The isohalines in the Baltic proper have risen to smaller depths (negative values) since the beginning of the century. The changes in depth of the isohalines between 1900 and 1980 and their confidence intervals at the 99% significance level are shown in Table 3. The results obtained for the  $8 \cdot 10^{-3}$  isohaline agree well with those presented by FONSELIUS (1969).

Table 3  
Mean long-term variability of the isohaline depths in the Baltic proper (station BY 15) (according to MATTHÄUS, 1980b)

isohalines	$\Delta z/m$ 1900—1980
$8 \cdot 10^{-3}$	$-16.82 \pm 5.91$
$9 \cdot 10^{-3}$	$-10.94 \pm 4.21$
$10 \cdot 10^{-3}$	$-20.01 \pm 4.82$
$11 \cdot 10^{-3}$	$-34.18 \pm 7.14$
$12 \cdot 10^{-3}$	$-51.70 \pm 12.46$

#### 4.2. Variability in time scales of decades

Variations with shorter periods are superimposed upon the secular trends followed by oceanological parameters in the Baltic proper. The temperature data distribution at a depth of 200 m in the Gotland Deep (BY15) (cf. Fig. 4) shows that up to the forties the temperature increased, on average (FONSELIUS, 1962, 1969; SOSKIN, 1963; MATTHÄUS, 1979), and that this mean increase was followed by a decrease between 1952 and the beginning of the seventies (FONSELIUS and RATTANASEN, 1970; FONSELIUS, 1977). Some evidence has been found that since about 1972 the trend

has again reversed (FONSELIUS, 1977). These variations are more distinct in the case of salinity (Fig. 5), which increased until the mid-thirties (SOSKIN, 1963; FONSELIUS, 1969) and in 1952 reached the highest values hitherto observed in the deep basins of the Baltic (FONSELIUS, 1969; MATTHÄUS, 1979). Since 1952 there has been a clear mean decrease in the salinity of the deep water in the Gotland Deep (FONSELIUS, 1977; MATTHÄUS, 1979).

Analysis of the long-term variations based on data collected by Swedish and Danish lightvessels confirm the variabilities observed in the temperature and salinity of the deep water (NILSSON and SVANSSON, 1974). HALLBERG (1974) was able to show that variabilities of oceanological parameters with periods of approximately 20 years were a marked phenomenon in the near-bottom water of the Gotland Deep as early as the 17th and 18th centuries (cf. Fig. 3).

The density of the deep water in the Gotland Deep decreased significantly between 1952 and 1980 (Fig. 6). The mean annual density reduction was still greater from 1952 to 1969, but it was also significant, at least at a depth of 200 m, from 1970 to 1980 (MATTHÄUS, 1983a). In contrast, a mean density increase was observed after 1952 in the surface water, and this was also significant during the period 1970 to 1980 (cf. Table 1). Trend analysis has shown that in the Gotland Deep the stability of stratification has decreased considerably in the whole deep water since 1952 (MATTHÄUS, 1983b). The, on an average, decreasing difference between the densities of the surface and deep waters, and the lower stability it causes, since 1952 facilitates vertical exchange across the permanent discontinuity layer. According to KULLENBERG (1977), variations in the wind field, which must be regarded as important for vertical exchange in the Baltic, can be responsible for these changes in stability. To this must be added the greater inflow of water into the Baltic as a result of the reduced stability and wind effects.

Detailed analysis of temperature variations from 1952 to 1980 show that the deep water temperature decreased up to 1969, but in-

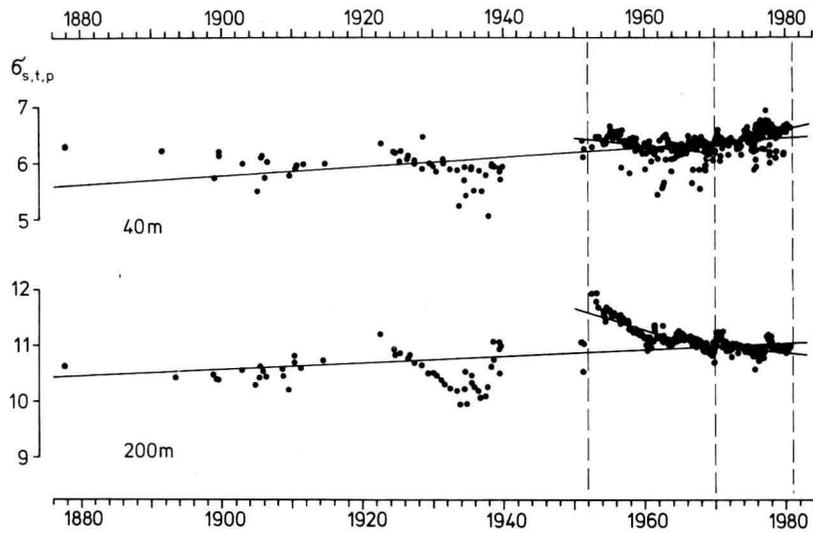


Fig. 6  
Variability of the in-situ-density  $\sigma$  above and below the permanent halocline of the Gotland Deep (BY15) (from MATTHÄUS, 1982)

creased considerably during the period following 1970 (cf. Table 1). Trend analysis for salinity from 1952 to 1969 reveals a mean decrease over the whole water column. The reduction was relatively large in the deep water, but in the surface water it was only  $1/3$  to  $1/5$  as great as in the deep water (MATTHÄUS, 1983c). A considerable increase in the salinity of the surface water has been observed since 1970, whereas the data available for the deep water shows no signs of a definite trend (cf. Table 1).

The negative trend in the oxygen concentration of the Baltic deep water continued with even greater mean annual reductions during the period from 1952 to 1969 (Fig. 4). Initial analysis of the data for the period from 1970 to 1980 has yielded signs that this trend has changed, but these are not significant (cf. Table 1). Investigations performed by HALLBERG (1974) on sediments taken from the Gotland Basin suggest that the amplitudes of the variations between oxidizing and reducing conditions seem to have had greater in the 17th and 18th centuries than during the present century (cf. Fig. 3).

After analyzing the trends for several oceanological parameters, ANTONOV (1978) sug-

gested as early as 1978 that a new phase in the freshening of Baltic water was beginning. In a long-term prognosis for the next two to three decades he forecasts not only a gradual reduction in salinity but also that the volume of the Baltic water would increase and that the  $10 \cdot 10^{-3}$  isohaline would descend to a considerably greater depth by about the middle of the nineties (ANTONOV, 1981).

#### 4.3. Variability between stagnation periods

According to studies published by DICKSON (1973), HUPFER (1975) and BÖRNGEN (1978), major inflows of saline water into the Baltic can be expected every three or four years. DICKSON (1973) noted that major inflows of water rich in salt and oxygen usually mainly coincide with the periods of high salinities in the North-West European shelf seas, and thus in the Kattegat and Skagerrak. Fig. 7 shows the variability of salinity in the near-bottom water of the Transition Area between the Baltic and the North Sea during the period from 1948 to 1971. The peaks denoted by capital letters coincide roughly with the times at which major inflows of highly saline water into the Baltic were observed.

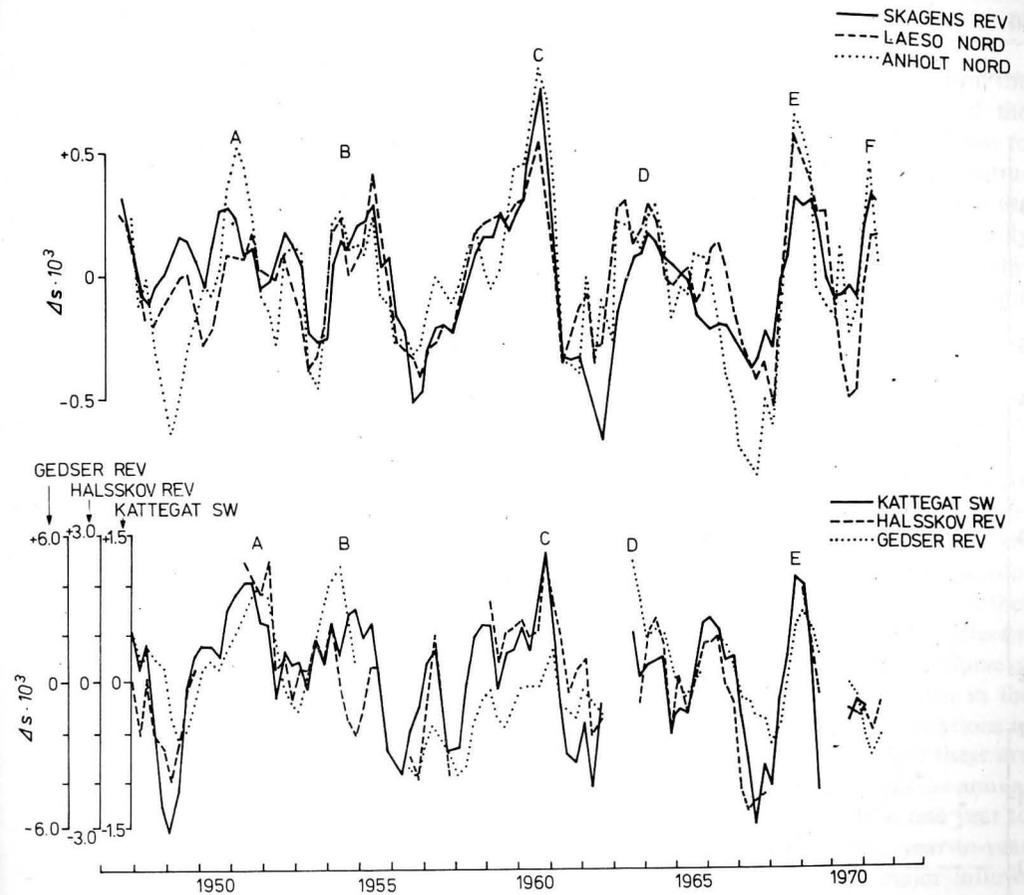


Fig. 7  
Variability of the near-bottom salinity anomaly (running nine-monthly means) at six light vessels in the Transition Area between North Sea and Baltic (after DICKSON, 1973)

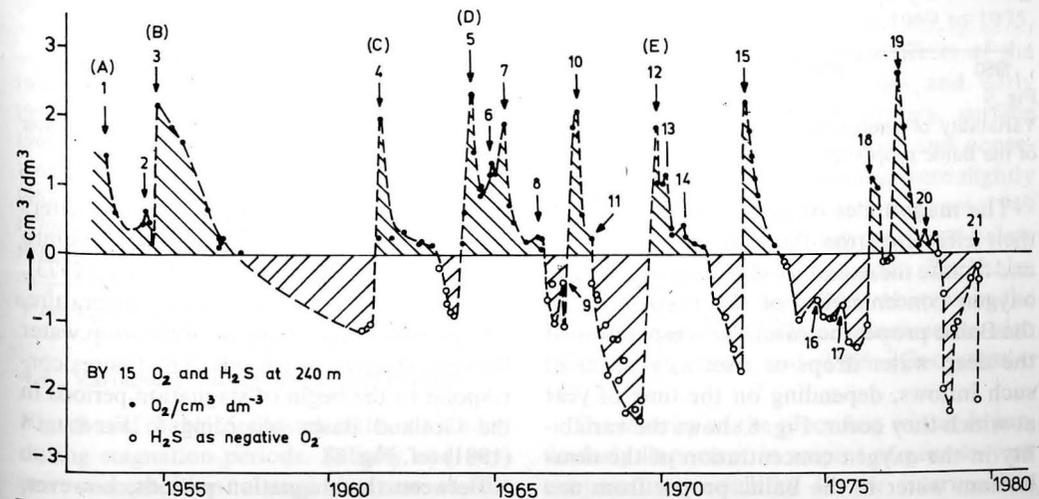


Fig. 8  
Variability of oxygen concentration in the near-bottom water of the Baltic proper (BY15) (after FONSELIUS, 1981)

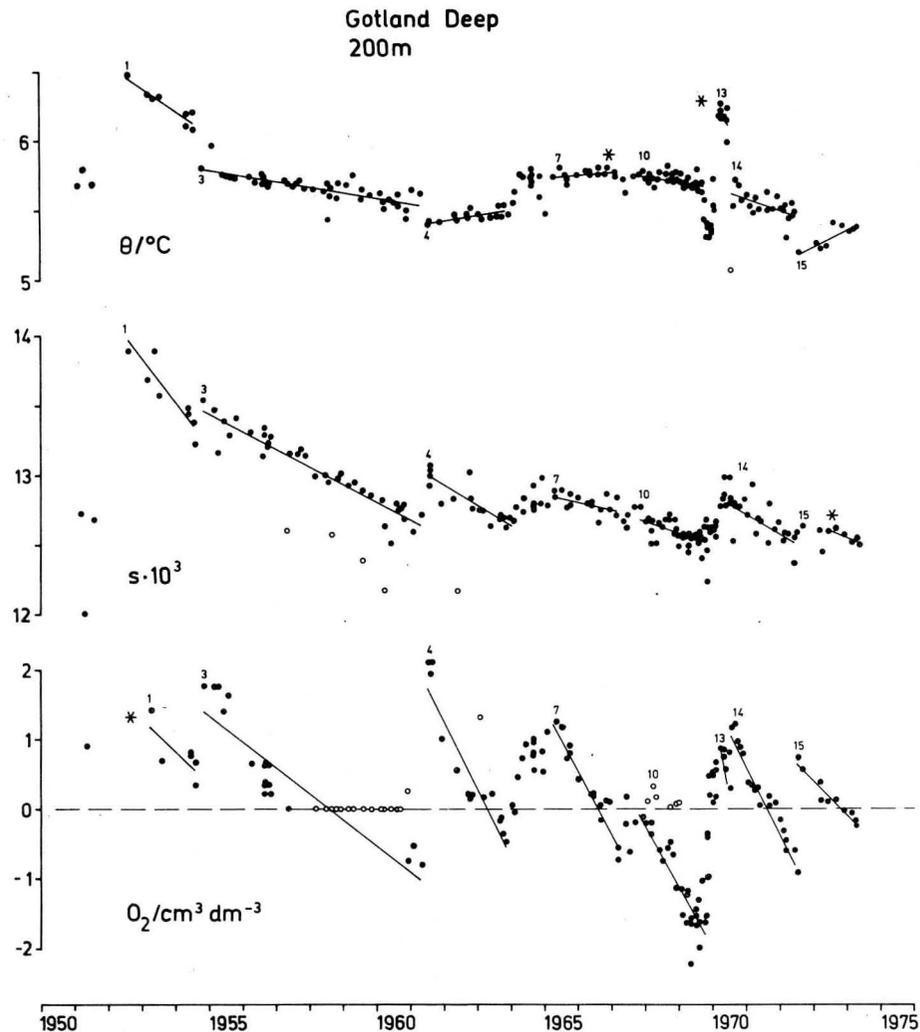


Fig. 9  
Variability of temperature  $\theta$ , salinity  $s$  and oxygen content  $O_2$  within stagnation periods in the deep water of the Baltic proper (BY15) (after MATTHÄUS, 1976)

The magnitudes of these inflows and thus their effects on the Baltic deep basins, vary and dictate the extent to which the salinity and oxygen concentration of the deep water in the Baltic proper increase. The temperature of the deep water drops or rises as a result of such inflows, depending on the time of year at which they occur. Fig. 8 shows the variability in the oxygen concentration of the near-bottom water in the Baltic proper from one stagnation period to the next. The figures indicate the begin of stagnation periods after

the inflow of saline water. The capital letters correspond to the times of strong inflows into the Baltic according to DICKSON (1973). Fig. 9 shows the variations in temperature, salinity and oxygen content of the deep water between stagnation periods. The figures correspond to the begin of stagnation periods in the Gotland Basin according to FONSELIUS (1981) (cf. Fig. 8).

Between the stagnation periods, however, parameters such as the mean depth of the halocline centre, the mean vertical exchange

and the mean salt transport across the permanent discontinuity layer are also variable (cf. Table 4). Even the mean annual changes in temperature, salinity and oxygen content can vary considerably from one stagnation period to the next (Table 5).

Table 4

Variability of the mean halocline centre  $H$ , the mean vertical exchange coefficient  $K_H$  and the mean salt transport  $Q$  across the permanent halocline between stagnation periods of the Baltic proper (station BY 15) (according to MATTHÄUS, 1983 d)

stagnation period	$H$ m	$K_H \cdot 10^6$ $m^2 s^{-1}$	$Q \cdot 10^6$ $kg m^{-2} s^{-1}$
1952/1954	76.50	5.5	1.32
1954/1960	73.85	4.1	1.00
1961/1964	72.91	4.5	1.03
1964/1969	68.73	1.7	0.42
1970/1972	71.50	3.7	0.93
1973/1976	76.39	2.8	0.53
1977/1980	69.54	3.0	0.64

Table 5

Mean long-term variability of oceanological parameters within stagnation periods in the 200 m-level of the Baltic proper (station BY15) (according to MATTHÄUS, 1976)

stagnation period	$\Delta\theta$ $^{\circ}C yr^{-1}$	$\Delta s \cdot 10^3$ $yr^{-1}$	$\Delta O_2$ $cm^3 dm^{-3} yr^{-1}$
1952/1954	-0.17	-0.30	-0.47 <sup>1)</sup>
1954/1961	-0.04	-0.13	-0.38
1961/1963	0.04	-0.15	-0.99
1965/1967	0.02 <sup>1)</sup>	-0.06	-0.91
1967/1969	-0.04	-0.09	-0.89
1970/1972	-0.08	-0.15	-0.98
1972/1974	0.12	-0.04 <sup>1)</sup>	-0.46

<sup>1)</sup> not significant

#### 4.4. Variability during stagnation periods

Fig. 9 and Table 5 illustrate the variability during stagnation periods. Salinity and oxygen concentration always decrease in the course of the stagnation period due to mixing, diffusion and exchange processes. In the case

of oxygen, the content can, depending on the duration of the stagnation period and the intensity of the previous inflow, decrease to such an extent that considerable concentrations of hydrogen sulphide are formed in the whole deep water. The temperature usually decreases, but significant increases in temperature have also been observed during some stagnation periods.

#### 5. Year-to-year variability

Year-to-year variability is the term used to describe variations in the oceanological parameters from one year to the next. These are caused by fluctuations in single meteorological factors or in the character of the weather conditions from year to year. The different climatic conditions appearing in the course of a year, for example, cause variations in the annual temperature and salinity variations in the surface water of the Baltic, and these are reflected in the differences between the annual course for these parameters from one year to the next. In the deep water, year-to-year variability is governed by the major inflows into the Baltic together with mixing and biochemical processes.

NEHRING and FRANCKE (1975) studied the temperature and oxygen concentration variations in the surface water from 1969 to 1975, paying special attention to the effects of the mild winters in the late sixties and early seventies. During the mild winters, surface temperatures were 2–3 °C higher, and, consequent, the oxygen concentrations were slightly lower, than the long-term mean. From 1949 to 1970, winter surface temperatures below zero were observed in the open Bornholm Basin only in 1956 and 1963, whereas in the Gdańsk Basin such low values were also recorded in 1947 and 1966 (GŁOWIŃSKA, 1971).

The severity of the preceding winter is particularly important in respect of year-to-year temperature variability in the intermediate water layer (30–60 m level). In this layer the winter temperatures are retained throughout

the summer until the water column is mixed in autumn. After cold winters its temperature may be more than 2 °C colder than the long-term mean (ANTONOV, 1967; GŁOWIŃSKA, 1971). Similar, but positive, deviations from the long-term mean can also be observed after mild winters (NEHRING and FRANCKE, 1975). ANTONOV (1967b) found that the maximum difference between intermediate water temperatures in two consecutive years was 2.7 °C for the Bornholm Basin and 1.4 °C for the Gotland Deep.

The large amount of oceanological data available for the Baltic Sea has scarcely been thoroughly analyzed hitherto in respect of year-to-year variability.

## 6. Seasonal variability

Seasonal variability is the term used to describe changes taking place on a time scale ranging from a few months to a year. It is expressed mainly by means of annual variations and their harmonics. In the Baltic, the influence of surrounding continent on heat turnover and water circulation together with the relatively small depths lead to considerable differences between the oceanological data of the Baltic Sea and those of the oceans. Differences between summer and winter temperatures are extreme, so that the seasonal variations of the oceanological parameters and their harmonics belong to the most pronounced variabilities. At the surface, seasonal variabilities in temperature and oxygen concentrations, with mean annual fluctuations of 15–16 °C and 2.5–3 cm<sup>3</sup> O<sub>2</sub>/dm<sup>3</sup> respectively are particularly extreme. Seasonal variations in surface salinity, on the other hand, exhibit major mean annual fluctuations only in the Transition Area between the Baltic and the North Sea (3–6 · 10<sup>-3</sup>), typical differences in the Baltic proper varying by 0.2–0.9 · 10<sup>-3</sup>.

In the Belt Sea the variability of temperature and salinity are the dominant phenomena (ANTONOV et al., 1972; BÖRNGEN, 1977). Thermal processes involve the whole water

body, particularly in respect of the variabilities of the annual and half-yearly rhythms. These thermal variations correlate more closely with each other with increasing depth than the variability in salinity (ANTONOV et al., 1974). Investigations into the probability of certain temperature and salinity ranges occurring in the course of a year at the light

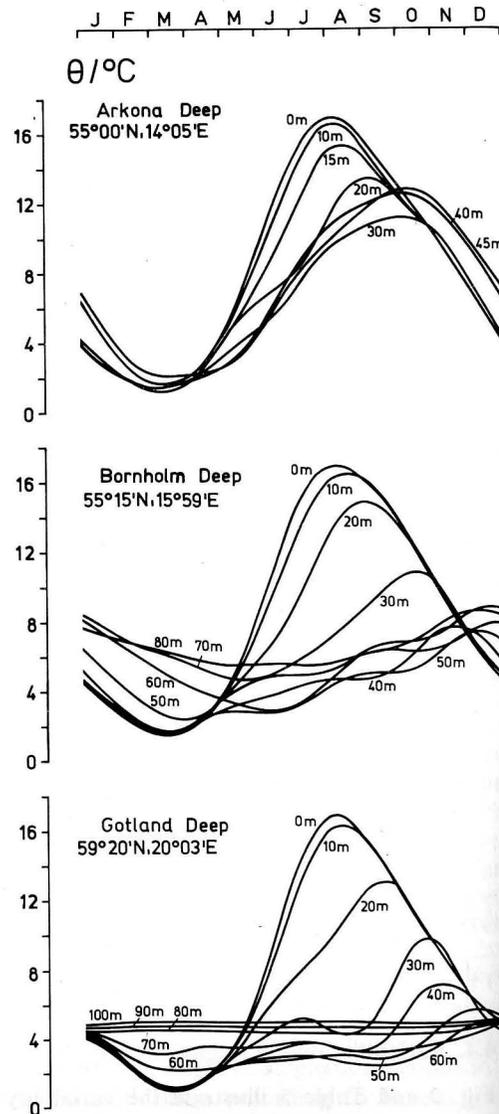


Fig. 10 Mean seasonal variability of temperature  $\theta$  in the Arkona Deep (BY2), Bornholm Deep (BY5) and Gotland Deep (BY15) (from MATTHÄUS, 1977a)

vessel „Gedser Rev“ (KALEIS et al., 1977) reveal the considerable seasonal variability in both parameters at different depths.

The fundamental regions of the Baltic proper are the Arkona Basin, the Bornholm Basin and the Gotland Basin. In view of the stratification, these belong to the main type of relatively large and deep basins characterized in summer by the formation of three to four layers. Due to differences in their configuration, depth distribution, distance from the Danish Sounds and geographical position, however, this stratification differs from one basin to another. These differences lead to phenomena which are characteristic of each individual basin. The peculiarities are reflected in their mean seasonal variabilities.

Fig. 10 shows the seasonal temperature variabilities for the three sea regions. In the Arkona Basin there are two layers with different thermal properties: the surface layer from the surface to a depth of 20–30 m and the deep water below a depth of 40–45 m. The whole water column is subject to seasonal variations which at the bottom produce mean annual fluctuations up to 11 °C (MATTHÄUS, 1977a). Seasonal variations extend down to the bottom in the Bornholm Basin, too, but here the mean annual fluctuations are 4 °C at a depth of 70 m and 2.3 °C at a depth of 80 m. In the Gotland Basin, in contrast, regular seasonal variations are observed only in the surface water down to depths of 70–80 m. The deep and near-bottom waters in this region are affected mainly by advective phenomena associated with the penetration of salt rich water into the Baltic Sea and exhibit no regular seasonal variation.

The mean seasonal variability in temperature stated above apply only for the open Baltic. Near the coast, seasonal variations can be modified by upwelling, advection of water with a different temperature from the coastal zone and rivers or ice formation. Detailed investigations in this respect have been carried out with data collected at several light vessels and a large number of coastal stations of the USSR (LEDER, 1972) and Finland (GRANQUIST, 1938, 1952).

The seasonal variability of the salinity is far less pronounced than that of the temperature. In general, seasonal variations are encountered only in the low-salt surface water down to the halocline in the open Baltic. Convective mixing of the whole water body is prevented by the stable haline stratification.

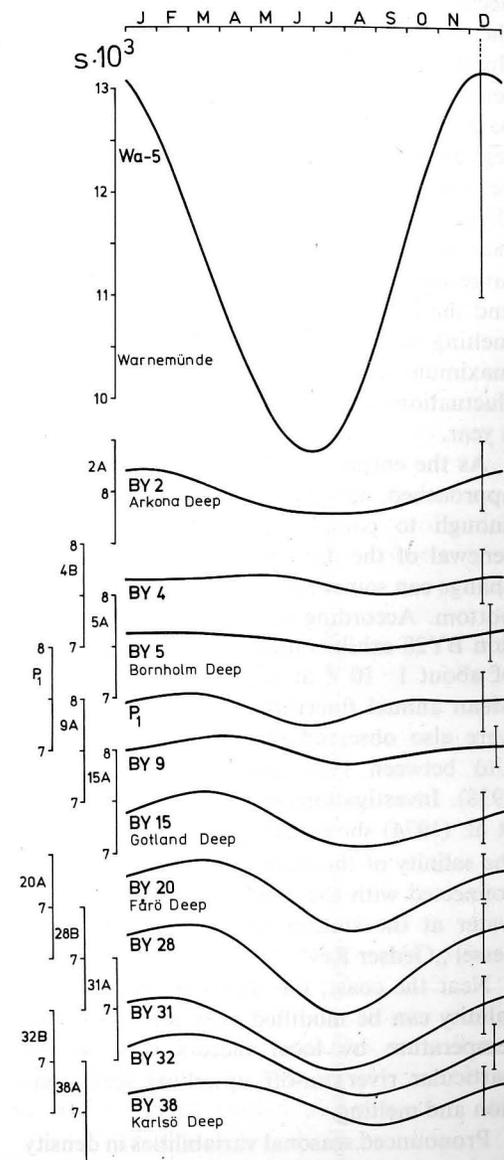


Fig. 11 Mean seasonal variability of surface salinity  $s$  in the Belt Sea (Wa-5) and the Baltic proper (from MATTHÄUS, 1978b)

A general view of the mean seasonal variations in the salinity of the surface water in the Baltic Sea based on investigations performed by MATTHÄUS (1978b) is given in Fig. 11. Seasonal variabilities are greatest in the Transition Area to the North Sea, where annual fluctuations between  $3$  and  $6 \cdot 10^{-3}$  occur (DIETRICH, 1950; HUPFER, 1962). In the Arkona Basin (BY2) the mean annual fluctuation has already decreased to about a tenth of the values observed in the eastern part of the Belt Sea. In the Bornholm Basin region (BY5) seasonal variations play only a very minor role. Their magnitude increases slightly again further north. The higher surface salinity caused by ice formation over large parts of the Northern Baltic in winter and the increased fresh water input from the melting ice in spring and the precipitation maximum in summer (cf. Fig. 15) result in fluctuations up to  $0.9 \cdot 10^{-3}$  in the course of a year.

As the entrance to the Gulf of Finland is approached, haline stratification is not stable enough to completely suppress convective renewal of the deep water. Vertical salt exchange can sometimes extend down to the sea bottom. According to DIETRICH (1948), station BY28 exhibits mean annual fluctuations of about  $1 \cdot 10^{-3}$  at depths of 80 to 150 m. Mean annual fluctuations of about  $1 \cdot 10^{-3}$  were also observed regularly at the station Utö between 1921 and 1930 (GRANQUIST, 1938). Investigations published by ANTONOV et al. (1974) show that seasonal variation in the salinity of the deep water is more closely connected with the conditions in the surface water at the station Utö than at the light vessel „Gedser Rev“.

Near the coast, the seasonal variability in salinity can be modified even more than the temperature by local factors such as, in particular, river run-off, upwelling, ice formation and melting.

Pronounced seasonal variabilities in density in the open Baltic proper are observed only in the surface water (cf. Fig. 12). This correlates closely with the seasonal variations in salinity and will be modified by seasonal

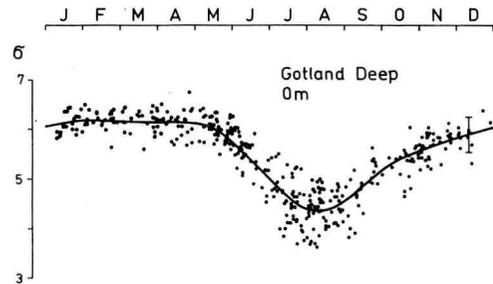


Fig. 12  
Mean seasonal variability of the surface density  $\sigma$  in the Gotland Deep (BY15) (from MATTHÄUS, 1983a)

temperature variations, particularly during the summer. Seasonal variability decreases rapidly with increasing depth and is only very slight at a depth of 40 m in the Gotland Deep. The mean annual fluctuations in the Gotland Deep, for instance, diminish from  $1.8\sigma$ -units at the surface to  $0.4\sigma$ -units at a depth of 40 m (MATTHÄUS, 1983a). The vertical stability of stratification in the Baltic proper is also subject to seasonal variation only in the surface water. It is particularly marked in the layer from the surface to a depth of 40 m (cf. Fig. 13), where the mean annual fluctuation in the Gotland Deep, for instance, varies by  $4.2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^{-1}$  (MATTHÄUS, 1983b).

The oxygen concentration, governed by the considerable seasonal variation of the tem-

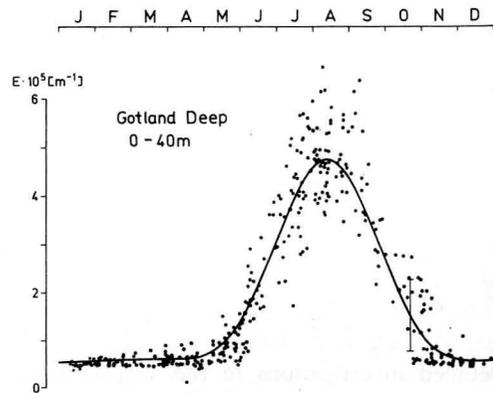


Fig. 13  
Mean seasonal variability of the vertical stability  $E$  of the stratification in the surface layer of the Gotland Deep (BY15) (from MATTHÄUS, 1983b)

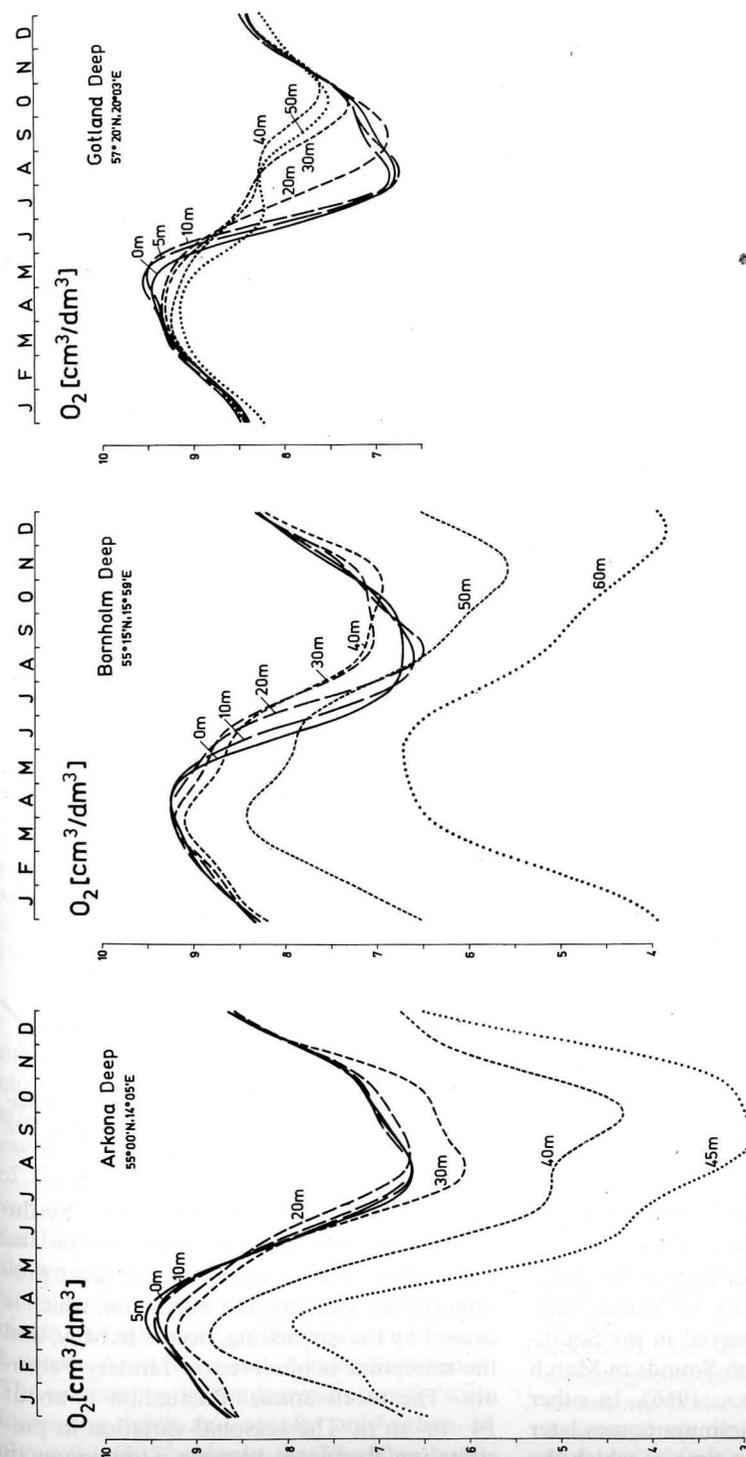


Fig. 14  
Mean seasonal variability of oxygen content  $O_2$  in the Arkona Deep (BY2), Bornholm Deep (BY5) and Gotland Deep (BY15) (from MATTHÄUS, 1978c)

perature and modified by the metabolic processes of organisms and biochemical turnover, also exhibits a pronounced seasonal variability in the Baltic. Fig. 14 shows the mean seasonal variability of the oxygen concentration in the Baltic proper at three representative stations in the Arkona-(BY2), Bornholm-(BY5) and Gotland-Basin (BY15). As in the case of temperature, the water mass in the Arkona Basin is split into two fundamental layers characterized throughout the year by the differences in the variability of their oxygen content. Whereas the mean annual fluctuation in the surface water is about  $2.7\text{--}2.8\text{ cm}^3/\text{dm}^3$ , its value of  $4.5$  to  $5\text{ cm}^3/\text{dm}^3$  in the deep water is almost twice as high (MATTHÄUS, 1978c). The seasonal variability in the surface water of the Bornholm Basin is relatively uniform in the upper 40 m. Investigation of the near-bottom water suggests that seasonal variation there is only small (MATTHÄUS, 1978a). Pronounced seasonal variations of oxygen content in the Gotland Basin are evident only in the surface water down to the halocline.

The water level of the Baltic Sea is also subject to a characteristic seasonal variability, which was especially investigated by HELA (1944) and LAZARENKO (1961) for the periods 1926—1935 and 1901—1940 respectively and was later confirmed by LASKA (1966) for the Polish coastal region from 1955 to 1965. These regular annual variations are caused by meteorological factors, of which wind frequency and force over the North Sea and the Baltic are considered to be the most important. The influence of river run-off on the mean annual variations is only slight (WYRTKJ, 1954). Further factors affecting these variations are changes in the water volume due to seasonal temperature variations and the regular ice cover of the northern part of the Baltic.

The mean monthly water level of the Baltic Sea decreases from January to March/May. The first minimum is observed in the South-West Baltic and the Danish Sounds in March (LAZARENKO, 1961; LASKA, 1966). In other parts of the Baltic the minimum comes later (April to May). The mean time at which the

minimum appears shows a slight correlation with weak west winds at the Transition Area, so that from March to May the outflow across the Belts and the Sound corresponds to the mean river run-off, and the mean monthly water level scarcely changes (WYRTKJ, 1954). In June and July, when the west winds become stronger, the outflow is suppressed and the mean water level increases rapidly because surface run-off is still considerable (cf. Fig. 15). During the second half of the year the effects of the west winds cause the water levels, on an average, to increase further, and at most stations the main maximum is observed in August. In the Baltic proper the mean annual fluctuation of 20 to 26 cm in the water level is considerable (LAZARENKO, 1961).

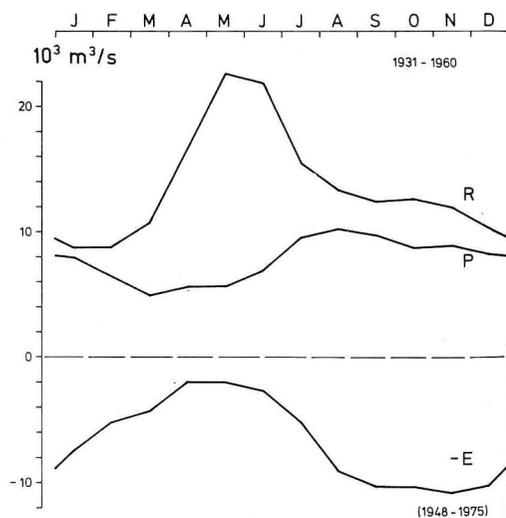


Fig. 15 Mean seasonal variability of river run-off  $R$ , precipitation  $P$  and evaporation  $E$  of the Baltic Sea including the Belt Sea (after JACOBSEN, 1980)

Of the seasonal variabilities shown by the components of the water balance in the Baltic, that of river run-off is the most pronounced (cf. Fig. 15). The maximum, which is caused by the ice melting, occurs in May, and the minimum is observed in January/February. The mean annual fluctuation is about  $14 \cdot 10^3\text{ m}^3/\text{s}$ . The seasonal variation in precipitation fluctuates between a minimum in

March and the maximum in August, the mean annual fluctuation being about  $5 \cdot 10^3\text{ m}^3/\text{s}$ . Seasonal variations in evaporation have their minimum in April/May and a maximum in November, the mean annual fluctuation being about  $9 \cdot 10^3\text{ m}^3/\text{s}$  (JACOBSEN, 1980).

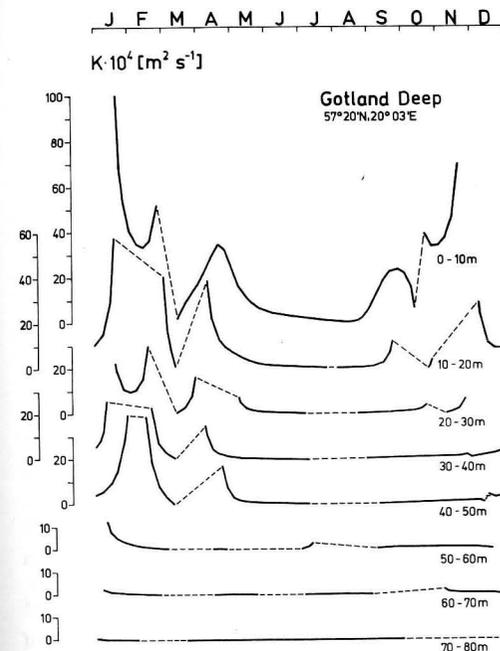


Fig. 16 Mean seasonal variability of the coefficient  $K$  of mean vertical turbulent heat exchange in the Gotland Deep (BY15) (from MATTHÄUS, 1977b)

And finally, we shall briefly discuss the mean seasonal variability of the vertical exchange coefficient. The mean exchange coefficients calculated on the basis of the heat exchange (MATTHÄUS, 1977b) for all parts of the Baltic proper have similar seasonal variabilities. The heat exchange coefficients for 10 m-layers in the Gotland Deep (BY15) shown in Fig. 16 reveal marked seasonal variations in the surface region, where the coefficients are highest during the winter and lowest between April/May and August/September. The seasonal variation decreases rapidly with increasing depth and obtains only values of about  $0.1 \cdot 10^{-4}\text{ m}^2/\text{s}$  in the 70—80 m layer.

## References

- ANTONOV, A. E.: The variation in the content of dissolved oxygen in the Gdansk and Bornholm Deeps during 1947 to 1961 (in Russ.). — Trudy AtlantNIRO, No. 10, (1963) 10—14.
- ANTONOV, A. E.: A short characterization of the variations in the hydrological and hydrochemical conditions of the Baltic Sea in the last two decades (in Russ.). — Trudy BaltNIIRCH, No. 2 (1967), 3—15 (1967a).
- ANTONOV, A. E.: On the causes of salinity fluctuations in the Baltic Sea (in Russ.). — Trudy BaltNIIRCH, No. 3 (1967), 3—14 (1967b).
- ANTONOV, A. E.: Actual tendencies of the variation in the hydrological and hydrochemical conditions of the Baltic Sea (in Russ.). — Trudy GOIN, No. 147 (1978), 117—129.
- ANTONOV, A. E.: The over long-term forecast of salinity in the Baltic Sea and the expected tendency of natural evolution of its ecosystem until 2000. In: Proc. 12th Conf. Baltic Oceanographers, Leningrad 1980 (1981).
- ANTONOV, A. E.; KUBAREVA, A. A.; SERGEEV, YU. N.: The masked periodicity of fluctuations in the thermohaline conditions in the region of the Danish Sounds (in Russ.). — Trudy GOIN, No. 110 (1972), 45—54.
- ANTONOV, A. E.; KUBAREVA, A. A.; SERGEEV, YU. N.: Correlation and spectral analysis of temperature and salinity in the Baltic Sea (stations Utö and Gedser Rev) (in Russ.). — Trudy GOIN, No. 122 (1974), 38—46.
- BÖRNGEN, M.: Salzgehaltsspektren für das Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee. — Beitr. Meereskunde, No. 40 (1977), 167—171.
- BÖRNGEN, M.: On the causes of the strong salt inflows into the Baltic. In: Proc. 11th Conf. Baltic Oceanographers, Rostock 1978, Vol. 1 (1978), 305—315.
- DICKSON, R. R.: A recurrent and persistent pressure-anomaly pattern as the principal cause of intermediate-scale hydrographic variations in the European shelf seas. — Dtsch. Hydrogr. Z., Vol. 24 (1971), 97—119.
- DICKSON, R. R.: The prediction of major Baltic inflows. — Dtsch. Hydrogr. Z., Vol. 26 (1973), 97—105.
- DIETRICH, G.: Der jährliche Gang der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in den britischen Randmeeren und in der Nord- und Ostsee. In: Wiss. Berichte, Dtsch. Hydrogr. Inst., Hamburg 1948, 80 pp.

- DIETRICH, G.: Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. — Kieler Meeresforsch., Vol. 7 (1950), 35—69.
- DIETRICH, G.; KÖSTER, R.: Geschichte der Ostsee, pp. 5—10. In: Meereskunde der Ostsee (edited by L. MAGAARD and G. RHEINHEIMER). — Berlin/Heidelberg/New York: Springer-Verlag 1974, 269 pp.
- DUPHORN, K.: The quaternary history of the Baltic — the Federal Republic of Germany, pp. 195—206. In: The Quaternary History of the Baltic (edited by V. GUEDELIS and L.-K. KÖNIGSSON). — Acta Univ. Upps., Symp. Univ. Upps. Annum Quingentesimum Celebrantis, Uppsala 1979, 279 pp.
- EHLIN, U.; MATTISSON, I.; ZACHRISSON, G.: Computer based calculations of volumes of the Baltic area. In: Proc. 9th Conf. Baltic Oceanographers, Kiel 1974 (1974), 114—128.
- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins. — Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., No. 13 (1962), 41 pp.
- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins III. — Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., No. 23 (1969), 97 pp.
- FONSELIUS, S. H.: An inflow of unusually warm water into the Baltic deep basins — Medd. Havsfiskelab. Lysekil, Hydrogr. avdeln., No. 229 (1977), 15 pp.
- FONSELIUS, S. H.: Oxygen and hydrogen sulphide conditions in the Baltic Sea. — Marine Pollution Bull., Vol. 12 (1981), 187—194.
- FONSELIUS, S. H.; RATTANASEN, C.: On the water renewals in the eastern Gotland basin after world war II. — Medd. Havsfiskelab. Lysekil, Hydrogr. avdeln., No. 90 (1970), 11 pp.
- FRANCKE, E.; NEHRING, D.; ROHDE, K.-H.: Zur Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der Ostsee. — Beitr. Meereskunde, No. 39 (1977), 25—35.
- GŁOWIŃSKA, A.: The hydrological situation in the southern Baltic Sea (in Polish). — Prace MIR, Anniversary Vol. (1971), 201—232.
- GRANQVIST, G.: Zur Kenntnis der Temperatur und des Salzgehaltes des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands. — Merentutk. Julk., No. 122 (1938), 166 pp.
- GRANQVIST, G.: Harmonic analysis of temperature and salinity in the sea off Finland and changes in salinity. — Merentutk. Julk., No. 152 (1952), 29 pp.
- HALLBERG, R. O.: Paleoedox conditions in the Eastern Gotland Basin during the last 400 years. — Contr. Askö Lab. Univ. Stockholm, No. 2 (1973), 89—117.
- HALLBERG, R. O.: Paleoedox conditions in the Eastern Gotland Basin during the recent centuries. — Merentutk. Julk., No. 238, (1974), 3—16.
- HELA, I.: Über die Schwankungen des Wasserstandes in der Ostsee. — Merentutk. Julk., No. 134 (1944), 108 pp.
- HUPFER, P.: Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. — Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, Vol. 17 (1962) No. 4, 355—512.
- HUPFER, P.: Marine climatic fluctuations in the Baltic Sea area since 1900. — Z. Meteorol., Vol. 25 (1975), 85—93.
- IGNATIUS, H.; NIEMISTÖ, L.; VOIPIO, A.: Variations of redox conditions in the recent sediments of the Gotland Deep. — Eripainos Geolog., Vol. 27 (1971) No. 3, 43—46.
- JACOBSEN, T. S.: Sea water exchange of the Baltic — Measurements and methods. In: The Belt Project, National Agency of Environmental Protection, Copenhagen 1980, 107 pp.
- JENSEN, A. J. C.: Fluctuations in the hydrography of the transition area during 50 years. — Rapp. Proc.-Verb. des Réunion., Vol. 102 (1937) No. 1, 3—49.
- KAIKIS, M.; KUBAREVA, A. A.; SERGEEV, YU. N.: Probability estimations of the variability in the thermohaline characteristics of the Baltic Sea (in Russ.). — Trudy BaltNIIRCH, No. 13 (1977), 3—15.
- KULLENBERG, G. E. B.: Observations of the mixing in the Baltic thermo- and halocline layers. — Tellus, Vol. 29 (1977), 572—587.
- LASKA, M.: General characteristics of the southern Baltic water level variations. — Intern. Hydrogr. Rev., Vol. 43 (1966) No. 2, 45—73.
- LAZARENKO, N. N.: Variations in the water level of the Baltic Sea (in Russ.). — Trudy GOIN, No. 65 (1961), 39—127.
- LEDER, I. Z.: A regional classification of the coastal hydrological observations by means of statistical parameters (in Russ.). — Trudy GOIN, No. 110 (1972), 63—75.
- MATTHÄUS, W.: Mittlere jährliche und langzeitige Veränderlichkeit der Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverhältnisse in der zentralen Ostsee — eine Analyse langjähriger nichtäquidistanter Zeitreihen aus dem küstenfernen Seegebiet. — Dr. sc.-thesis, Academy of Sciences of the GDR, Warnemünde 1976, 343 pp.
- MATTHÄUS, W.: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. — Beitr. Meereskunde, No. 40 (1977), 117—155 (1977a).
- MATTHÄUS, W.: Mittlere vertikale Wärmeaustauschkoeffizienten in der Ostsee. — Acta hydrophys., Vol. 22 (1977), 73—92 (1977b).
- MATTHÄUS, W.: Allgemeine Entwicklungstendenzen im Sauerstoffregime des Tiefenwassers der Ostsee. —

- Fischerei-Forsch., Vol. 16 (1978) No. 2, 7—14 (1978a).
- MATTHÄUS, W.: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee. — Gerlands Beitr. Geophys., Vol. 87 (1978), 369—376 (1978b).
- MATTHÄUS, W.: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt der offenen Ostsee. — Beitr. Meereskunde, No. 41 (1978), 61—94 (1978c).
- MATTHÄUS, W.: Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. — Beitr. Meereskunde, No. 42 (1979), 41—93.
- MATTHÄUS, W.: Is the Baltic halocline really rising? — Ophelia, Suppl. 1 (1980), 157—163 (1980a).
- MATTHÄUS, W.: Zur Variabilität der primären halinen Sprungschicht in der Gotlandsee. — Beitr. Meereskunde, No. 44/45 (1980), 27—42 (1980b).
- MATTHÄUS, W.: Recent trend variations of oceanological parameters in the Baltic Sea. In: Proc. 13th Conf. Baltic Oceanographers, Helsinki 1982, Vol. 2 (1982), 535—547.
- MATTHÄUS, W.: Langzeitrends der Dichte im Gotlandbecken. — Beitr. Meereskunde, No. 48 (1983), 47—56 (1983a).
- MATTHÄUS, W.: Zur Variation der vertikalen Stabilität der thermohalinen Schichtung im Gotlandtief. — Beitr. Meereskunde, No. 48 (1983), 57—71 (1983b).
- MATTHÄUS, W.: Aktuelle Trends in der Entwicklung des Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffregimes im Tiefenwasser der Ostsee. — Beitr. Meereskunde, No. 49 (1983), 47—64 (1983c).
- MATTHÄUS, W.: Zum Vertikalaustausch durch die primäre haline Sprungschicht der offenen Ostsee. — Gerlands Beitr. Geophys., Vol. 92 (1983), 20—30 (1983d).
- NEHRING, D.; FRANCKE, E.: On the oceanological conditions in the Baltic during 1969—1975. — ICES-Paper C.M. 1975/C:20 (1975), 4 pp.
- NIKOLAEV, I. I.: On the causes of salinity variations in the Baltic Sea (in Russ.). — Trudy BaltNIRO, No. 2 (1956), 96—106.
- NILSSON, H.; SVANSSON, A.: Long-term variations of oceanographic parameters in the Baltic and adjacent waters. — Medd. Havsfiskelab. Lysekil, No. 174 (1974), 34 pp.
- SOSKIN, I. M.: Long-term variations of salinity in the Baltic Sea (in Russ.). — Trudy GOIN, No. 32 (1956), 38—69.
- SOSKIN, I. M.: The salt exchange across the Danish Sounds and its influence on the long-term variations in salinity of the Baltic Sea (in Russ.). — Trudy GOIN, No. 37 (1959), 34—41.
- SOSKIN, I. M.: Long-term variations in the hydrological characteristics of the Baltic Sea (in Russ.). — Leningrad: Gidrometeoizdat 1963, 160 pp.
- SOSKIN, I. M.; ROZOVA, L. V.: The water exchange between Baltic and North Sea (in Russ.). — Trudy GOIN, No. 41 (1957), 9—30.
- SOSKIN, I. M.; ROZOVA, L. V.: Long-term fluctuations in water temperature of the Baltic Sea (in Russ.). — Trudy GOIN, No. 37 (1959), 42—52.
- STRIGGOW, K.: Do the eustatic sea level rise and the isostatic movement of the earth crust in the region of the Beltsea and Sound contribute to the secular increase of the salinity of the Baltic Sea? In: Proc. 13th Conf. Baltic Oceanographers, Helsinki 1982, Vol. 2 (1982), 665—681.
- WINTERHALTER, B.; FLODÉN, T.; IGNATIUS, H.; AXBERG, S.; NIEMISTÖ, L.: Geology of the Baltic Sea, pp. 1—121. In: The Baltic Sea (edited by A. VOIPIO). — Amsterdam/Oxford/New York: Elsevier 1981, 418 pp.
- WYRTKI, K.: Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. — Dtsch. Hydrogr. Z., Vol. 7 (1954), 91 bis 129.

Final version of the paper: 10. 3. 1983

Address of the author:

Dr. sc. WOLFGANG MATTHÄUS  
Akademie der Wissenschaften der DDR  
Institut für Meereskunde  
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

DIETWART NEHRING

## Chemical investigations into nitrate reduction in Baltic deep waters

With 4 Figures

**Abstract:** The alternation of oxic and anoxic conditions is very important for the distribution of inorganic nutrients in stagnant Baltic deep waters. Investigations in the Bornholm Basin showed that the total concentration of inorganic nitrogen compounds ( $\Sigma \text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- + \text{NH}_4^+$ ) reaches a minimum as the result of denitrification when conditions change from oxic to anoxic.

In other investigations anoxic bottom water from the Gotland Deep was spiked by nitrate (about 10 and 30  $\mu\text{mol/l}$ , respectively) and stored without air bubbles in stoppered dark glass bottles. Nitrate reduction started after about 18 hours and continued rapidly until sulphide had been completely oxidized. The concentrations of nitrite and ammonia did not increase significantly during this process. The author therefore concludes that nitrate was reduced to  $\text{N}_2$  (or  $\text{N}_2\text{O}$ ). Traces of chloroform seem to inhibit denitrification and to favour nitrate ammonification.

**Zusammenfassung:** Der Wechsel von oxischen und anoxischen Bedingungen ist von großer Bedeutung für die Verteilung der anorganischen Nährstoffe im stagnierenden Tiefenwasser der Ostsee. Untersuchungen im Bornholmbecken zeigen, daß die Konzentration der anorganischen Stickstoffverbindungen ( $\Sigma \text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- + \text{NH}_4^+$ ) infolge Denitrifikation ein Minimum erreicht, wenn die oxischen Bedingungen in anoxische übergehen.

In anderen Untersuchungen wurde schwefelwasserstoffhaltiges Bodenwasser aus dem Gotlandtief mit Nitrat versetzt (etwa 10 bzw. 30  $\mu\text{mol/l}$ ) und in luftblasenfrei verschlossenen, dunklen Glasflaschen aufbewahrt. Die Nitratreduktion setzte nach etwa 18 Stunden ein und verlief dann sehr schnell, bis aller Schwefelwasserstoff oxydiert war. Die Nitrit- und Ammoniumkonzentrationen nahmen bei diesen Prozeß nur geringfügig zu. Daher wird angenommen, daß eine Reduktion des Nitrats zu  $\text{N}_2$  (oder  $\text{N}_2\text{O}$ ) erfolgte. Spuren von Chloroform scheinen die Denitrifikation zu hemmen und die Nitratammonifikation zu begünstigen.

**Резюме:** Переход от аэробных к анаэробным условиям имеет большое значение относительно распределения биогенных микроэлементов в стагнирующих глубинных водах Балтийского моря. Исследования в Борнхольмской впадине показали, что концентрация неорганических соединений азота ( $\Sigma \text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- + \text{NH}_4^+$ ) достигает минимума вследствие денитрификации при переходе от аэробных к анаэробным условиям.

В ходе специальных экспериментов к пробам придонной воды из Готландской впадины с сероводородом был добавлен нитрат (около 10 и 30 мкмоль · л<sup>-1</sup>). Сохранились пробы в темных стеклянных бутылках без пузырей воздуха. После 18 часов восстановления нитрата начало и протекало очень быстро до полного окисления сероводорода. При этом концентрации нитрита и аммиака увеличивались незначительно. Поэтому заключается, что восстановление нитрата произошло до азота (или  $\text{N}_2\text{O}$ ). Кажется, что следы хлороформа препятствуют денитрификацию и ускоряют восстановление нитрата.

Large amounts of anthropogenic nitrogen- and phosphorus compounds are brought into the Baltic Sea (PAWLAK, 1980; NEHRING, 1981). Although orthophosphate accumulates in deep water (FONSELIUS, 1969; NEHRING, 1981, 1983), the biological processes involved in the nitrogen cycle which participate in the transformation of the diverse species of nitrogen seem to be in balance (GUNDERSEN, 1981).

So far our knowledge of the biogeochemical cycle of matter in the Baltic Sea is limited. The nitrogen cycle in particular is very complicated and only poorly understood.

Nitrate, nitrite and ammonia as well as nitrogen gas and nitrous oxide are the most important inorganic nitrogen species occurring in seawater. The nitrogen cycle, in which

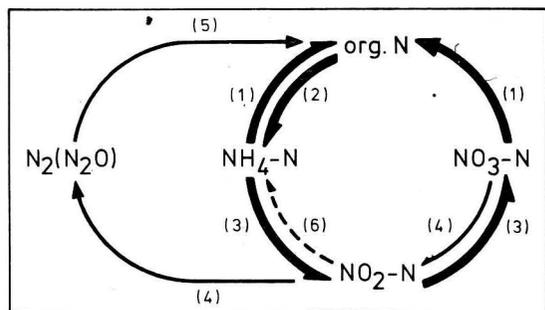


Fig. 1  
Simplified nitrogen cycle in seawater  
(1) Assimilation  
(2) Ammonification (deamination), autolysis, excretion  
(3) Nitrification  
(4) Denitrification (nitrate reduction)  
(5) Nitrogen fixation  
(6) Nitrate ammonification (nitrate reduction)

nitrogen is present in the oxidation steps between  $-3$  and  $+5$ , is depicted in the following simplified scheme (Fig. 1).

Denitrification (4) is of special interest in the following investigations. This reaction starts with oxygen depletion and is considered to be characteristic of stagnant deep waters in the central Baltic basins. The other reduction mechanisms, the nitrate ammonification (6), seems to be less important in this respect.

Microbial nitrate reduction starts when the oxygen concentration has decreased to  $0.1$  to  $0.5$   $\mu\text{mol/l}$  (FONSELIUS, 1973; SEN GUPTA, 1973). Fig. 2 shows how the decreasing nitrate concentration was related to oxygen conditions during three pronounced stagnation periods in the bottom water of the Bornholm Deep (BY-Station 5A,  $55^\circ 15' N$ ,  $15^\circ 59' E$ ), in the course of which sulfide was formed. Assuming simplified conditions, the concentrations of this compound were converted into negative oxygen equivalents, according to  $S^{2-} + 2 O_2 = SO_4^{2-}$  (FONSELIUS, 1969). The nitrite concentrations amounted to between  $0.0$  and  $0.2$   $\mu\text{mol/l}$  for all measurements and were not subtracted from the nitrate values. When sulfide is formed the ammonia concentration increases greatly because this nitrogen compound is transferred from the sediment into the anoxic bottom water (ENGVALL, 1978; BALZER, 1978). Moreover, ammonia is produced by ammonification (Fig. 1) in the course of mineralization.

With the transition from oxic to anoxic conditions the concentration of total inorganic nitrogen compounds ( $\Sigma NO_3^- + NO_2^- + NH_4^+$ ) reaches its minimum because nitrate is obviously reduced to nitrogen gas ( $N_2$ ) or

nitrous oxide ( $N_2O$ ), whereas ammonia is not yet released from the sediment. The slower the anoxic turnover, the more pronounced is this minimum (Fig. 2a). On the other hand it is difficult to detect when oxygen depletion and sulfide formation are proceeding rapidly (Fig. 2c), but it nevertheless seems to be present.

Denitrification thus regulates nitrate accumulation in Baltic deep waters and is the reason why the equivalent ratio between the inorganic nitrogen compounds and phosphate does not reach the oceanic ratio of  $16:1$  (Fig. 2, cf. NEHRING, 1980, 1981). Under anoxic conditions this ratio is mainly controlled by the liberation of ammonia and phosphate from the sediment, often decreasing below  $1:1$  with a weak minimum during the anoxic turnover.

The stagnation periods in the deep water of the central Baltic basins are terminated by the inflows of large amounts of highly saline water masses across the Darss Sill that occur under certain meteorological and oceanological conditions. These inflows cause the renewal of the stagnant deep water and in the consequence the improvement of the oxygen situation. Up to now it is unknown whether denitrification also takes place if conditions change from anoxic to oxic and nitrate bearing water mixes with stagnant water containing sulfide. Simulating this process anoxic bottom water samples from the Gotland Deep (BY-Station 15A,  $57^\circ 18.3' N$ ,  $20^\circ 4.6' E$ ) containing different sulfide concentrations were spiked with nitrate (to obtain final concentrations of about  $10$  and  $30$   $\mu\text{mol/l}$ ). The samples were stored without air bubbles in stoppered

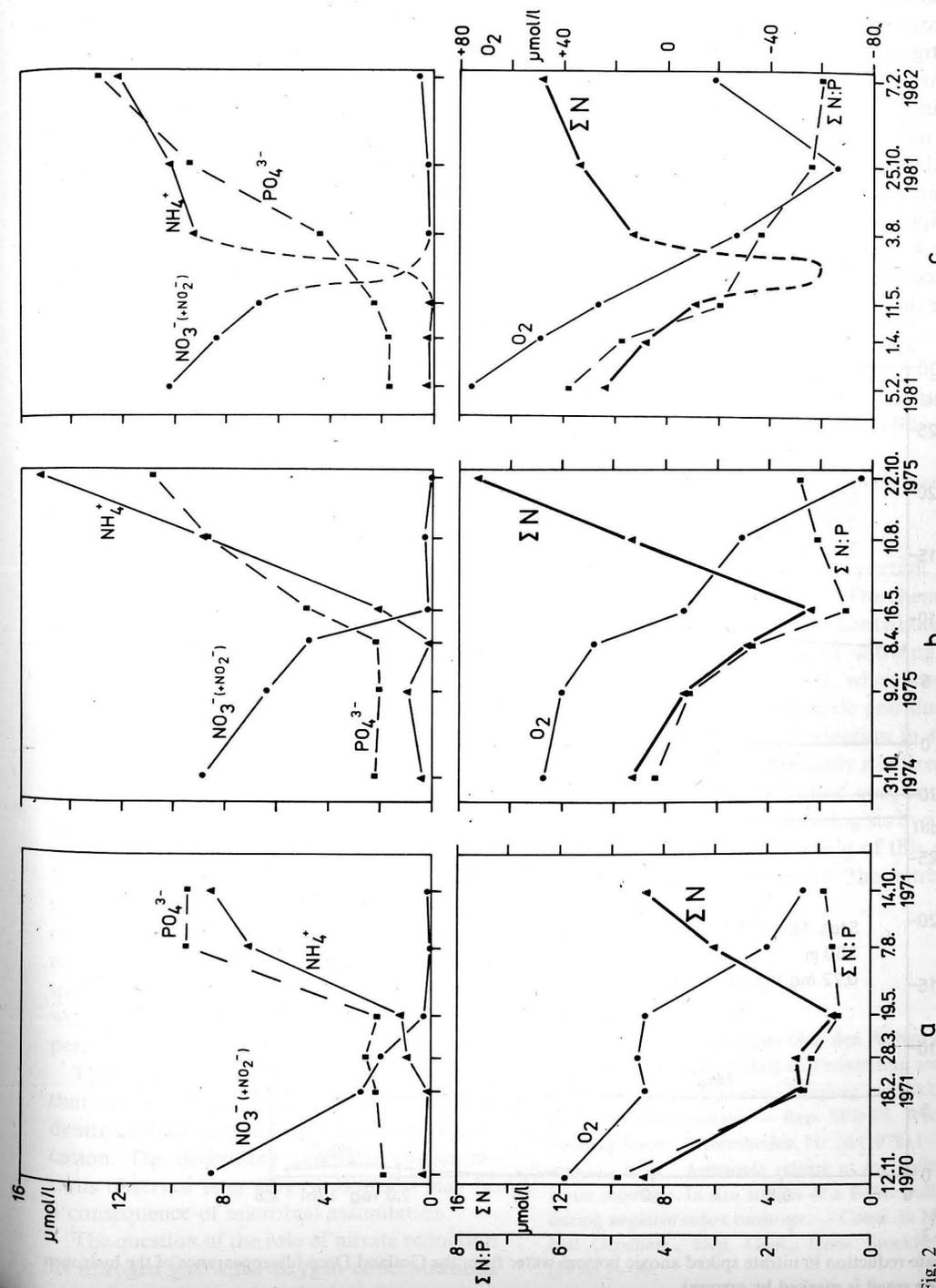


Fig. 2

Variations in phosphate and inorganic nitrogen concentrations during anoxic turnover in the bottom water (86—90 m) of the Bornholm Deep (sulfide was converted into negative oxygen equivalents)

dark glass bottles. From every series samples were taken in certain intervals and analyzed regarding their concentrations of inorganic nitrogen compounds. The results of these investigations are shown in Fig. 3.

At the beginning the concentrations remained nearly constant. Nitrate reduction did not start until after 18 hours and then proceeded very rapidly until the sulfide had been completely oxidized, this being shown by the disappearance of the characteristic smell. In one experiment (Fig. 3, bottom) the nitrate concentration exceeded that necessary to oxidize the sulfide. Comparison of the oxidation

equivalents shows that ions of thiosulphuric acids are formed in this case. When nitrate reduction began the turbidity increased, indicating that colloid sulphur was being produced.

The concentrations of the other inorganic nitrogen compounds as well as of organic nitrogen (difference between total and inorganic nitrogen compounds; not shown in the Fig.) did not increase significantly in the course of nitrate reduction. This indicates that denitrification predominates whereas nitrate ammonification remains insignificant.

Chemical reactions between inorganic com-

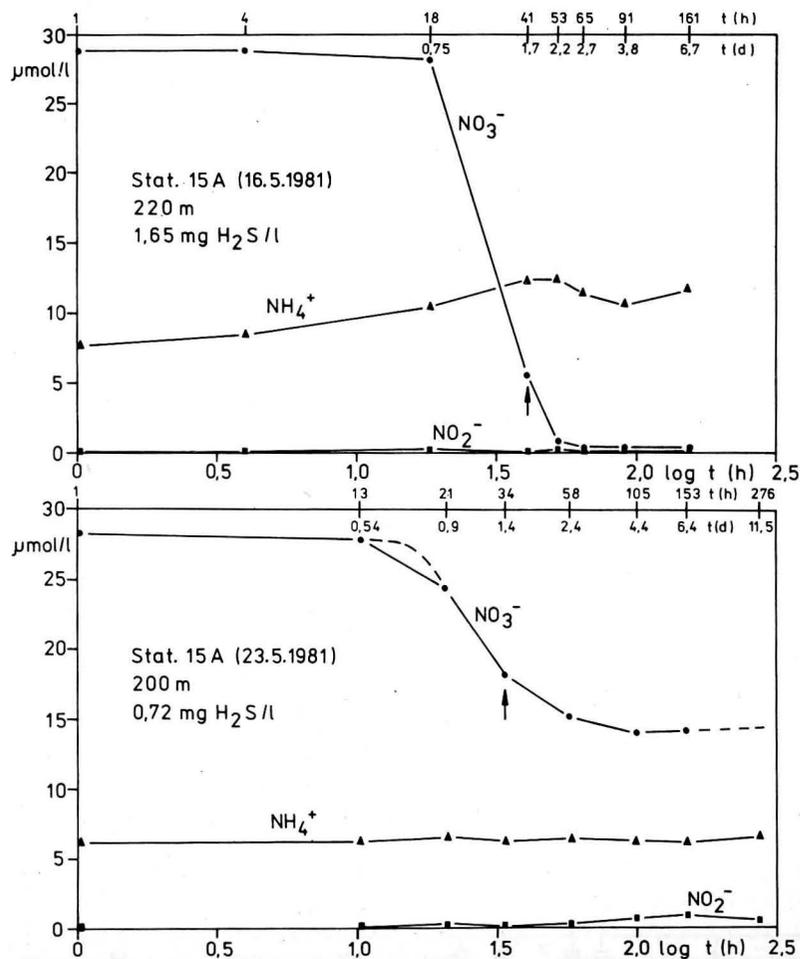


Fig. 3 Nitrate reduction in nitrate spiked anoxic bottom water from the Gotland Deep (disappearance of the hydrogen sulfide smell is marked by arrows)

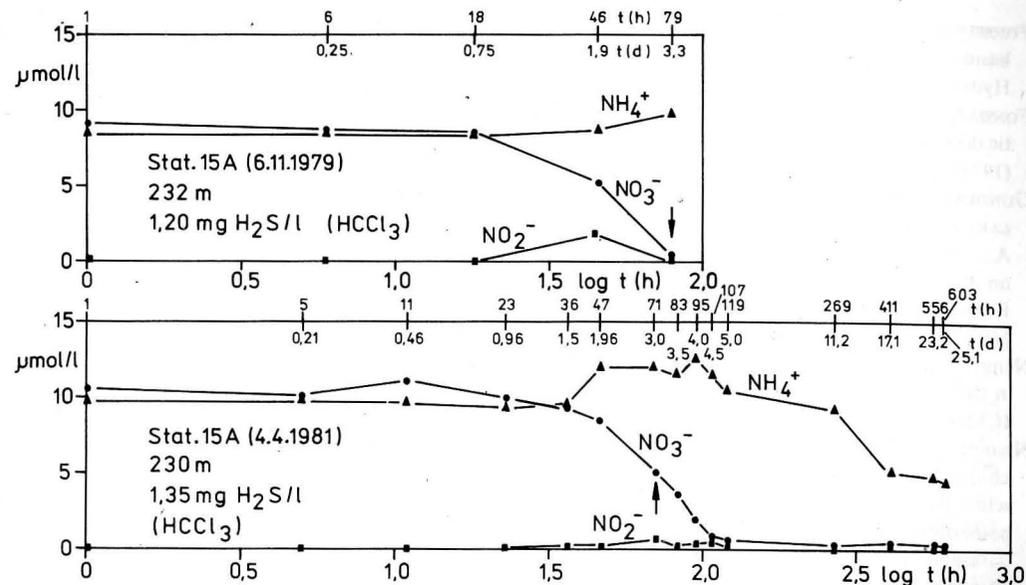


Fig. 4 Nitrate reduction in the presence of chloroform traces in nitrate spiked anoxic bottom water from the Gotland Deep (disappearance of the hydrogen sulfide smell is marked by arrows)

pounds start at once whereas microbial processes are characterized by a response time. In view of the delayed beginning it is concluded that nitrate reduction in these experiments was a microbial process. This assumption is also supported by the results of other investigations (Fig. 4). The nitrate spike used in these experiments was saturated with chloroform. Traces of this stabilizer delayed the start and slowed down the course of nitrate reduction by inhibition of microbial activity. In both series of samples the sulfide concentrations were so high that the nitrate was reduced almost completely. During nitrate reduction ammonia concentrations increased transiently in these experiments. This increase was more pronounced than in the other experiments (Fig. 3).

The results of these investigations show that traces of chloroform seem to inhibit denitrification and favour nitrate ammonification. The decreasing ammonia concentrations observed later (Fig. 4, bottom) may be a consequence of microbial assimilation.

The question of the role of nitrate reduction to nitrogen gas when oxygen concentrations

are low is one of the most important unresolved issues of the Baltic Sea. The chemical investigations described here contribute to the solution of this problem by showing the significance of denitrification when conditions change from oxic to anoxic and during water renewal. But nitrate reduction in stagnant Baltic deep waters is mainly a microbial process. This necessitates close cooperation between chemists and microbiologists in order to obtain a better understanding of this process and its consequences for the nitrogen balance of the Baltic Sea.

## References

- BALZER, W.: Untersuchungen über den Abbau organischer Materie und Nährstoff-Freisetzung am Boden der Kieler Bucht beim Übergang vom oxischen zum anoxischen Milieu. — Rep. SFB 95, Wechselwirkung Meer—Meeresboden, Nr. 36 (1978) 1—126.
- ENGVALL, A.-G.: Ammonia release at the sediment-water interface. In situ studies of a Baltic sediment during negative redox turnover. — Contr. in Microbial Geochem., Dep. Geol., Univ. Stockholm 2 (1978) 1—39.

- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins III. — Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., **23** (1969) 1—97.
- FONSELIUS, S. H.: On nitrate and ammonia in the Baltic deep water. — Medd. Havsfiskelab., Lysekil **152** (1973) 1—9.
- GUNDERSSEN, K.: Nitrogen. In: MELVASALO, T., PAWLAK, J.; GRASSHOFF, K.; THORELL, L. and TSIBAN, A., 1981, Assessment of the effects of pollution on the natural resources of the Baltic, 1980. — Baltic Sea Environm. Proceed., No. 5 B (1981) 169—201.
- NEHRING, D.: On the mean nitrogen phosphorus ratio in the mixed winter surface layer of the Baltic. — ICES C.M. 1980/C:19 (1980) 1—4.
- NEHRING, D.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee 1969—1978. II. Die chemischen Bedingungen und ihre Veränderungen unter besonderer Berücksichtigung des Nährstoffregimes. — Geod. Geoph. Veröff., R. IV, H. 35 (1981) 39—220.
- NEHRING, D.: Long-term phosphate and nitrate trends in the Baltic proper and some biological consequences — a contribution to the eutrophication discussion concerning these waters. — Rapp. P.-v. Réum. Cons. int. Explor. Mer, **183** (1984) 193—203.
- PAWLAK, J.: Land-based inputs of some major pollutants to the Baltic Sea. — Ambio Spec. Rep. **9** (1980) 163—167.
- SEN GUPTA, R.: A study on nitrogen and phosphorus and their interrelationships in the Baltic. — Thesis, Univ. Gothenburg 1973, 1—79.
- Abschluß der Arbeit: 03. 11. 1982
- Anschrift des Verfassers:  
Prof. Dr. sc. DIETWART NEHRING  
Akademie der Wissenschaften der DDR  
Institut für Meereskunde  
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

GÜNTHER SAGER

## Verlängerte saisonale Wachstumsstagnation am Beispiel der Venusmuschel (*Mercenaria mercenaria*)

Mit 2 Abbildungen und 3 Tabellen

**Zusammenfassung:** Umweltfaktoren können auf die Entwicklung organischen Lebens einen beachtlichen Einfluß nehmen und sie zeitweilig reduzieren. Wie unlängst vom Verfasser gezeigt wurde (SAGER 1982), lassen sich Wachstumsfunktionen derart modifizieren, daß sie eine Verlangsamung bis zu einem momentanen Stillstand darzustellen erlauben. Allerdings läßt sich diese Methode nicht mehr anwenden, wenn ein wochen- oder gar monatelanger Stillstand des Wachstums eintritt, wie dies bei verschiedenen Arten, darunter Fische und Muscheln, vorkommt. Für ein solches Verhalten ist eine weitere Revision der Wachstumsausdrücke notwendig. Sie wird hier vorgestellt und am Beispiel der Venusmuschel im Englischen Kanal (Southampton Water) getestet.

**Abstract:** Environmental factors have a more or less gravitating influence upon organic life, and can lead to a reduction of growth development. For a temporary slowing down and a momentary stagnation growth functions can be modified as was recently shown by the author (SAGER 1982). This method does not apply to stagnation over weeks or even months however as is the case for different species including fishes and clams. Therefore a second revision is necessary for such a special behaviour. A new formula is presented and tested for the bivalve *mercenaria mercenaria* of Southampton Water, English Channel.

**Резюме:** Окружающая среда значительно может влиять на развитие органической жизни и временно может его редуцировать. Как показано недавно автором (SAGER, 1982), существует возможность модифицировать функции прироста так, чтобы они позволили изобразить замедление до временной стагнации. Этот метод не применимый при стагнации прироста в течение некоторых недель или месяцев, как это встречается у разных животных, в том числе у рыб и раковин. Для такого поведения проверка изображений прироста необходима. В настоящей работе такая проверка показана и испытана на примере раковины *Mercenaria mercenaria* в проливе Ла-Манш.

### 1. Einleitung

Organisches Wachstum ist in mehr oder minder großem Umfang von den Umweltbedingungen abhängig, so daß sich mit deren Schwankungen auch Veränderungen im Zuwachs einstellen. Solche Wechsel, die oft mit dem Verlauf der Jahreszeiten einhergehen, können erhebliche Einflüsse ausüben und zu einer monatelangen Stagnation des Wachstums führen. So berichten HELA und LAEVASTU (1962), daß der Ostsee-Hering im monatelang vereisten Rigaer Meerbusen eine Fastenzeit von Wochen bis Monaten hat, wobei durch Unterwasseraufnahmen festgestellt werden konnte, daß die Tiere rücklings im Schwebezustand eine Art Winterschlaf halten, wie er zum Beispiel von zahlreichen Mammaliern bekannt ist.

Auf die durch saisonale Einflüsse veränderte Wachstumskurve bei Fischen hat BÜCKMANN (1934) qualitativ für die Seezungen (♂ und ♀) der Nordsee hingewiesen, woraus der Verfasser die Anregung entnommen hat, bekannte Wachstumsfunktionen mathematisch derart zu modifizieren, daß sie auch saisonale Schwankungen wiederzugeben vermögen, wenn die Reduktion bzw. Stagnation des Wachstums in der Winterzeit nur kurzzeitig erfolgt (SAGER 1982).

Für die derart modifizierte PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion des Längenwachstums (PÜTTER 1920, BERTALANFFY 1934) sind die Wachstumsschwankungen des Euphausiden *Nyctiphanes couchii* vor der Südküste der Bretagne nach Daten von GROS und COCHARD (1978) behandelt worden (SAGER 1983a), wozu in einem gesonderten Beitrag die Eigenschaften der harmonisch-saisonal

modifizierten BERTALANFFY-Funktion des Längenwachstums entwickelt worden sind (SAGER 1983 b). Schließlich konnten die ausgezeichneten Daten der jährlichen Wachstumsvarianten der Grundel (*Lesueurigobius friesii*) vor Schottland von GIBSON und EZZI (1978) als Musterbeispiel für die saisonal-modifizierte GOMPERTZ-Funktion (GOMPERTZ 1825) herangezogen werden (SAGER 1983 c).

In den genannten Beispielen handelt es sich jedoch um eine zeitlich relativ begrenzte Beeinträchtigung des Wachstums, die noch nicht gravierend ist. Die vom Verfasser modifizierten Formen der gebräuchlichen Wachstumsfunktionen reichen nicht aus, wenn sich die Stagnation wie bei Fischarten der kanadischen Seen und anderer Arten — zum Teil auch der Gewässer der gemäßigten Breiten — über etliche Monate erstreckt, wie in dem hier verfolgten Beispiel der Venusmuschel (*Merccenaria mercenaria*) aus dem Englischen Kanal.

Für solche Fälle haben sich CLOERN und NICHOLS (1978) Gedanken gemacht, um doch noch zu einer mathematischen Formulierung zu kommen. Sie besorgten eine Abwandlung der BERTALANFFY-Funktion, wobei aber der kompakte Begriff der Wachstumsfunktion bereits gesprengt wird und die Art der Abwicklung der Rechnungen als ungewöhnlich eingeschätzt werden muß. CLOERN und NICHOLS haben den im Exponenten der BERTALANFFY-Funktion stehenden Parameter  $c$  zu einer periodischen Funktion der Zeit gemacht. Zur Bestimmung der beiden anderen Parameter  $a$  und  $b$  ist eine numerische Integration erforderlich, die ziemlich umständlich abzuwickeln ist. Der Ablauf des Wachstums ist saisonal nicht mehr harmonisch, was auch nicht a priori gefordert werden kann.

Eine Kontrolle des Rechenablaufs, der sich offenbar auf 1 Periode zentriert, ist wegen fehlender numerischer Angaben bei den angeführten Beispielen nicht möglich, wo nur der Hinweis „unpublished“ für die Daten steht. Überdies ist das Verfahren nicht ohne weiteres oder gar nicht auf andere Wachstumsfunktionen übertragbar.

Aus diesen Gründen hat der Verfasser versucht, auf der bereits vollzogenen Modifika-

tion aufbauend (SAGER 1982, 1983 a, b, c), eine weitere Abwandlung zu finden, in der die jeweils einfacheren Formen enthalten sind, so daß man entsprechend der vorliegenden Beobachtungsserie die eine oder andere Formel wählen kann. Dazu werden am Beispiel von *Mercenaria mercenaria* die Rechenschritte erläutert und numerische Vergleiche mit den Ergebnissen der nichtlinearen Regression gezogen. Ein Vorteil der Methode liegt darin, daß sie für beliebige Wachstumsfunktionen — als Ausgangsbasis des mittleren Trends — applikabel ist.

## 2. Harmonisch-saisonal modifizierte Wachstumsfunktionen mit verlängerter Stagnation

Ist  $W(t)$  eine Funktion des organischen Wachstums mit der Zeit, so kann sie durch ein additives Glied  $\Delta W(t)$  harmonisch modifiziert werden\*, so daß

$$\tilde{W}(t) = W(t) - \lambda_1 \Delta W(t) \sin 2\pi(t - t_A) \quad (1)$$

wird, wenn  $t_A$  eine Phasenkonstante ist. Da die Modifikation mit der Wachstumsfunktion abklingen muß, gilt

$$\Delta W(t) = \lambda_2 \dot{W}(t) \quad (2)$$

und damit kombiniert die modifizierte Form

$$\tilde{W}(t) = W(t) - \lambda \dot{W}(t) \sin 2\pi(t - t_A). \quad (3)$$

Der Koeffizient  $\lambda$  ist vom Verfasser (1981 a) normiert worden, worauf hier verwiesen werden darf. Die Endform für nicht zu starke Modifizierung einer beliebigen Wachstumsfunktion lautet

$$\tilde{W}(t) = W(t) - \frac{1 - \varepsilon}{2\pi} \dot{W}(t) \sin 2\pi(t - t_A), \quad 0 \leq \varepsilon < 1. \quad (4)$$

Wird  $\varepsilon = 1$ , entfallen die Modifikationen, es bleibt die Basis- oder Trägerfunktion  $W(t)$ . Mit fallendem  $\varepsilon$  setzt die saisonale Dämpfung ein, die bei  $\varepsilon = 0$  extrem wird und dann eine vorübergehende Stagnation des Wachstums auslöst. In den Punkten der stärksten Drosselung  $t_A + n$  ( $n = 0, 1, 2, \dots$ ) wird die

modifizierte mit der Trägerfunktion identisch, desgleichen bei  $t_A + (2n - 1)/2$ , wo man sich im Bereich des maximalen saisonalen Wachstums befindet.

Für  $\varepsilon$  bietet sich aus den Zuwachsfunktionen über

$$\varepsilon = \frac{\tilde{W}(t_A + n)}{\dot{W}(t_A + n)} \quad (5)$$

eine Möglichkeit der Abschätzung, während man  $t_A$  meistens visuell aus dem Verlauf einer genügend dichten und abgesicherten Beobachtungsreihe entnehmen kann. Für die nichtlineare Regression müssen dann noch die Parameterstartwerte der Funktion  $W(t)$  geschätzt werden, wozu man die Folge von Werten aus einer fingierten Kurve des mittleren Verhaltens auf der Basis der Punktwolke heranzieht, falls nicht für  $t_A + n$  und bzw. oder  $t_A + (2n - 1)/2$  bereits Daten zur Verfügung stehen.

An diesen Stellen gilt übrigens

$$\tilde{W}(t_A + n) \approx \tilde{W}_{\min} \approx \varepsilon \dot{W}(t_A + n) \quad (6)$$

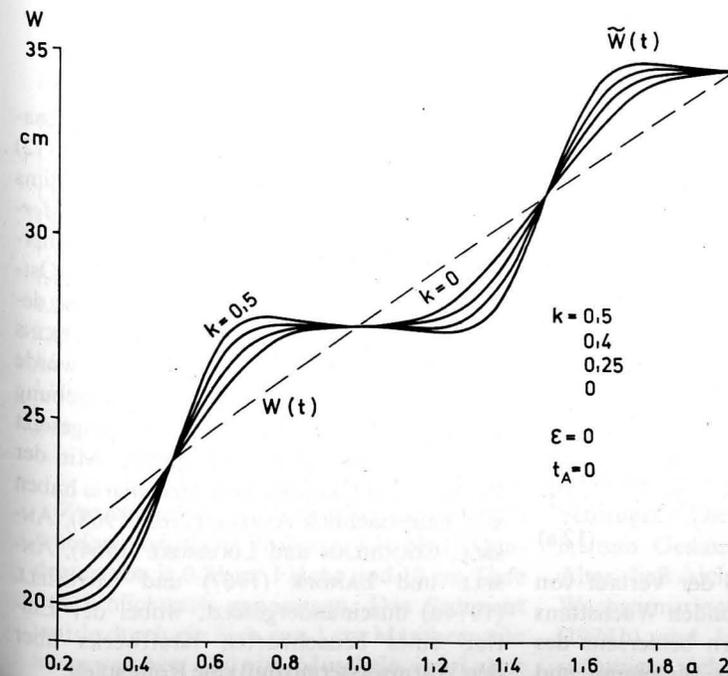


Abb. 1  
Darstellung der Funktion  $t$  (12a) für verschiedene  $k$

und

$$\tilde{W}\left(t_A + \frac{2n - 1}{2}\right) \approx \tilde{W}_{\max} \approx (2 - \varepsilon) \dot{W}\left(t_A + \frac{2n - 1}{2}\right),$$

die in 1. Näherung als Minima und Maxima der modifizierten Zuwachsfunktion  $\tilde{W}$  gelten können. Es handelt sich dabei um eine Näherung, weil die mit  $\dot{W}(t)$  multiplizierte Sinusfunktion einer krummlinig verlaufenden Wachstumsfunktion  $W(t)$  superponiert ist. Dabei verschieben sich die Abszissen und in der Folge auch die Ordinaten ein wenig, was im einzelnen vom Grad der Krümmung abhängt (SAGER 1983 b).

Für die weiteren Betrachtungen wird nun die Form (3) zugrunde gelegt, wobei jedoch die Sinusfunktion abgewandelt wird, um eine länger anhaltende Stagnation zu erreichen. Es wird gewählt

$$\tilde{W}(t) = W(t) - \lambda \dot{W}(t) \cdot P(t), \quad (8)$$

wobei  $P(t)$  eine periodische Funktion der Zeit ist. Um nicht zu komplizierte Ausdrücke verarbeiten zu müssen, sei der noch relativ einfache Fall

$$P(t) = \sin 2\pi \left[ t - t_A - \frac{k}{2\pi} \sin 2\pi(t - t_A) \right] \quad (9)$$

postuliert, wozu die kombinierte und normierte Form

$$\begin{aligned} \tilde{W}(t) = W(t) - \frac{1-\varepsilon}{2\pi(1-k)} \dot{W}(t) \\ \times \sin 2\pi \left[ t - t_A - \frac{k}{2\pi} \sin 2\pi(t - t_A) \right], \\ 0 \leq k < 1, \quad 0 \leq \varepsilon < 1 \end{aligned} \quad (10)$$

gehört. Mit  $k = 0$  fällt man auf die frühere Form (3) zurück, mit wachsendem  $k$  tritt eine zunehmend verlängerte Phase der Drosselung ( $\varepsilon \neq 0$ ) bzw. Stagnation ( $\varepsilon = 0$ ) des Wachstums ein, wie dies Abb. 1 deutlich macht, wo (10) für  $\varepsilon = 0$ ,  $t_A = 0$  sowie  $k = 0, 0,25, 0,4, 0,5$  gezeichnet worden ist, wobei als Basisfunktion die PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion

$$W(t) = a - b e^{-ct} \quad (11)$$

mit  $a = 100$  cm,  $b = 80$  cm,  $c = 0,1$  a<sup>-1</sup> gradient hat. Damit heißt die Form mit verlängerter Drosselung des Wachstums in diesem Fall allgemein

$$\begin{aligned} \tilde{W} = a - b e^{-ct} \left\{ 1 + \frac{(1-\varepsilon)c}{2\pi(1-k)} \right. \\ \left. \times \sin 2\pi \left[ t - t_A - \frac{k}{2\pi} \sin 2\pi(t - t_A) \right] \right\}, \end{aligned} \quad (12)$$

die sich für Abb. 1 und ebenfalls Tab. 1 bei  $\varepsilon = 0$  und  $t_A = 0$  reduziert auf

$$\begin{aligned} \tilde{W} = a - b e^{-ct} \left[ 1 + \frac{c}{2\pi(1-k)} \right. \\ \left. \times \sin 2\pi \left( t - \frac{k}{2\pi} \sin 2\pi t \right) \right]. \end{aligned} \quad (12a)$$

Abb. 1 läßt erkennen, daß der Verlauf von (12a) in der Phase stagnierenden Wachstums nicht horizontal ist, sondern beiderseits des Sattelpunkts je ein relatives Maximum und

ein relatives Minimum aufweist, das um so ausgeprägter ist, je mehr sich  $k$  von Null entfernt und gegen 1 strebt. Diese Eigenschaft könnte auf den ersten Blick als störend empfunden werden, kommt aber dem Verhalten in der Natur zumindest beim Gewichtswachstum entgegen, wenn während der Fastenzeit ein Gewichtsverlust eintritt, weil der Organismus von den eigenen Reserven zehren muß.

In Tab. 1 sind bei  $\varepsilon = 0$  und  $t_A = 0$  für 5 verschiedene  $k$  die numerischen Werte mit denselben Parametern wie in Abb. 1 erfaßt, wobei man die „Feinstruktur“ des Verhaltens von  $\tilde{W}(t)$  studieren kann. Dabei tritt Identität mit der Basisfunktion bei  $t = 0,5, 1, 1,5, 2$  usw. ein. In Tab. 2 ist  $\varepsilon$  variabel gehalten, während  $t_A = 0$  und  $k = 0,7$  gewählt worden ist, so daß man auch für relativ hohe Werte von  $k$  einen Überblick zum Zusammenspiel von  $\varepsilon$  und  $k$  erhält, bei dem große  $k$  zur kräftigeren Ausbildung der relativen Maxima und Minima führen, was durch von Null abweichende Werte von  $\varepsilon$  zum Teil kompensiert werden kann, wofür das anschließende Beispiel den Beweis liefert.

### 3. Test zur verlängerten Stagnation am Beispiel der Venusmuschel (*Mercenaria mercenaria*)

Zum Test für die auf eine verlängerte Stagnation hin modifizierte Wachstumsformel (12) wurden Daten des saisonalen Wachstums über 8 Jahre für die Venusmuschel (*Mercenaria mercenaria*) nach HIBBERT (1977) herangezogen. Diese ursprünglich an der Ostküste Nordamerikas beheimatete Spezies, deren mittlere Wachstumskurven nach HOPKINS (1930) keinen Wendepunkt zeigen, wurde Mitte der zwanziger Jahre in der Umgebung von Southampton im Ärmelkanal ausgesetzt und hat seither dort Fuß gefaßt. Mit der Biologie und Ökologie von *Mercenaria* haben sich hauptsächlich ANSELL (1963, 1968), ANSELL, COUGHLAN und LOOSMORE (1964), ANSELL und LANDER (1967) und MITCHELL (1974a) auseinandergesetzt, wobei der Einfluß eines benachbarten Kraftwerks über den Warmwasserausfluß eine Rolle spielt.

Tabelle 1  
Werte der Funktion (12a) für variable  $k$  ( $\varepsilon$  und  $t_A = 0$ )

$t$	$k = 0$	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6
0,2	20,397	20,218	20,112	19,986	19,827	19,608
0,25	20,733	20,454	20,280	20,069	19,796	19,413
0,3	21,189	20,832	20,600	20,310	19,925	19,376
0,35	21,757	21,379	21,124	20,797	20,354	19,709
0,4	22,418	22,099	21,878	21,587	21,187	20,595
0,45	23,144	22,962	22,832	22,660	22,421	22,062
0,5	23,902	23,902	23,902	23,902	23,902	23,902
0,55	24,654	24,834	24,962	25,133	25,370	25,724
0,6	25,364	25,676	25,893	26,178	26,570	27,150
0,65	26,000	26,367	26,614	26,932	27,361	27,987
0,7	26,538	26,881	27,104	27,383	27,752	28,279
0,75	26,962	27,228	27,393	27,594	27,854	28,218
0,8	27,269	27,437	27,537	27,656	27,806	28,012
0,85	27,465	27,548	27,595	27,650	27,717	27,809
0,9	27,569	27,597	27,612	27,629	27,649	27,677
0,95	27,608	27,612	27,613	27,616	27,618	27,622
1	27,613	27,613	27,613	27,613	27,613	27,613
1,05	27,620	27,616	27,614	27,612	27,610	27,606
1,1	27,663	27,636	27,622	27,605	27,585	27,557
1,15	27,773	27,692	27,647	27,593	27,528	27,439
1,2	27,972	27,811	27,714	27,600	27,456	27,258
1,25	28,277	28,024	27,867	27,675	27,428	27,082
1,3	28,689	28,366	28,156	27,893	27,545	27,049
1,35	29,203	28,861	28,630	28,334	27,933	27,350
1,4	29,801	29,512	29,312	29,049	28,687	28,152
1,45	30,458	30,293	30,176	30,020	29,803	29,479
1,5	31,143	31,143	31,143	31,143	31,143	31,143
1,55	31,824	31,987	32,103	32,257	32,472	32,793
1,6	32,466	32,749	32,945	33,203	33,558	34,083
1,65	33,042	33,374	33,597	33,885	34,274	34,840
1,7	33,528	33,839	34,041	34,293	34,627	35,104
1,75	33,912	34,153	34,302	34,484	34,719	35,049
1,8	34,190	34,342	34,433	34,540	34,676	34,863
1,85	34,368	34,443	34,485	34,535	34,596	34,679
1,9	34,462	34,487	34,500	34,516	34,534	34,560
1,95	34,497	34,500	34,502	34,504	34,506	34,510
2	34,502	34,502	34,502	34,502	34,502	34,502

Zwischen Juli 1972 und September 1973 wurden monatliche Proben auf 16 bis 18 Quadraten von je 0,25 m<sup>2</sup> Fläche und 10 cm Tiefe des Schlickwatts genommen. Das Sediment wurde durch ein Sieb von 1 cm Maschenweite ausgewaschen und die Muscheln ins Labor

befördert. Die Schalenlänge konnte auf 0,1 mm Genauigkeit bestimmt werden, das Alter ließ sich aus deutlich ausgeprägten Wachstumsringen ermitteln, wie MITCHELL (1974b) und HIBBERT (1976) in Voruntersuchungen sicherstellen konnten. Die Repro-

Tabelle 2  
Werte der Funktion (12) bei  $k = 0,7$  und variablem  $\varepsilon$  ( $t_A = 0$ )

$t$	$\varepsilon = 0$	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25
0,2	19,266	19,382	19,498	19,614	19,730	19,846
0,25	18,809	18,968	19,126	19,284	19,442	19,601
0,3	18,498	18,691	18,884	19,078	19,271	19,464
0,35	18,661	18,866	19,070	19,275	19,479	19,684
0,4	19,621	19,796	19,972	20,148	20,324	20,500
0,45	21,467	21,570	21,673	21,775	21,878	21,981
0,5	23,902	23,902	23,902	23,902	23,902	23,902
0,55	26,314	26,212	26,110	26,009	25,907	25,805
0,6	28,105	27,933	27,761	27,588	27,416	27,244
0,65	29,004	28,806	28,607	28,409	28,210	28,012
0,7	29,124	28,938	28,752	28,566	28,381	28,195
0,75	28,792	28,641	28,491	28,340	28,190	28,039
0,8	28,333	28,224	28,115	28,006	27,897	27,788
0,85	27,951	27,879	27,808	27,736	27,665	27,593
0,9	27,720	27,678	27,637	27,595	27,553	27,511
0,95	27,627	27,608	27,590	27,571	27,552	27,533
1	27,613	27,613	27,613	27,613	27,613	27,613
1,05	27,601	27,619	27,638	27,657	27,675	27,694
1,1	27,515	27,556	27,597	27,638	27,679	27,720
1,15	27,301	27,370	27,440	27,509	27,579	27,648
1,2	26,949	27,054	27,159	27,264	27,369	27,474
1,25	26,536	26,679	26,822	26,965	27,109	27,252
1,3	26,254	26,429	26,603	26,778	26,953	27,128
1,35	26,402	26,587	26,772	26,957	27,142	27,327
1,4	27,270	27,429	27,588	27,747	27,906	28,065
1,45	28,941	29,034	29,127	29,219	29,312	29,405
1,5	31,143	31,143	31,143	31,143	31,143	31,143
1,55	33,326	33,234	33,142	33,050	32,958	32,866
1,6	34,947	34,791	34,635	34,479	34,323	34,167
1,65	35,760	35,581	35,401	35,221	35,042	34,862
1,7	35,868	35,700	35,532	35,364	35,196	35,028
1,75	35,568	35,432	35,296	35,160	35,023	34,887
1,8	35,153	35,055	34,956	34,857	34,758	34,660
1,85	34,807	34,743	34,678	34,613	34,548	34,483
1,9	34,598	34,561	34,523	34,485	34,447	34,410
1,95	34,514	34,497	34,480	34,463	34,446	34,429
2	34,502	34,502	34,502	34,502	34,502	34,502

duktion von *Mercenaria* erwies sich als relativ abhängig von der Flußwasserabfuhr des River Test, womit sich in den einzelnen Jahren auch recht unterschiedliche Wachstumsraten eingestellt haben, die ihren Niederschlag in den gemessenen Längen finden.

Aus diesem Grund ist durch das Zentrum der bis zu 6 Monate dauernden Wachstumsstagnation durch die graphische Darstellung der Punktfolge bei HIBBERT (1977) zunächst eine BERTALANFFY-Funktion zum Ausgleich gelegt worden, um zueinander passende Jah-

resabläufe des Wachstums zu erhalten. Dadurch konnten Korrekturfaktoren für jedes der 8 Jahre festgelegt werden, die im Kopf der Tab. 3 unter den Jahreszahlen in Klammern verzeichnet sind. Die Schätzungen für die Startwerte der Parameter nach (12) sind nach Formeln des Verfassers für die PÜTTER/BERTALANFFY-Funktion (SAGER 1978) aus den Werte-

zuordnungen in  $3\frac{1}{2}$  Jahren Abstand der Jahrgangsklassen 1972, 1968 und 1965

$$t_1 = 1,458, \quad t_2 = 4,958, \quad t_3 = 8,458 \text{ a}, \\ W_1 = 10,3, \quad W_2 = 51,3, \quad W_3 = 70,9 \text{ mm}$$

besorgt worden. Sie werden den Ergebnissen der nichtlinearen Regression nach PAUL (1975) vorangestellt, wobei man sowohl die Summen

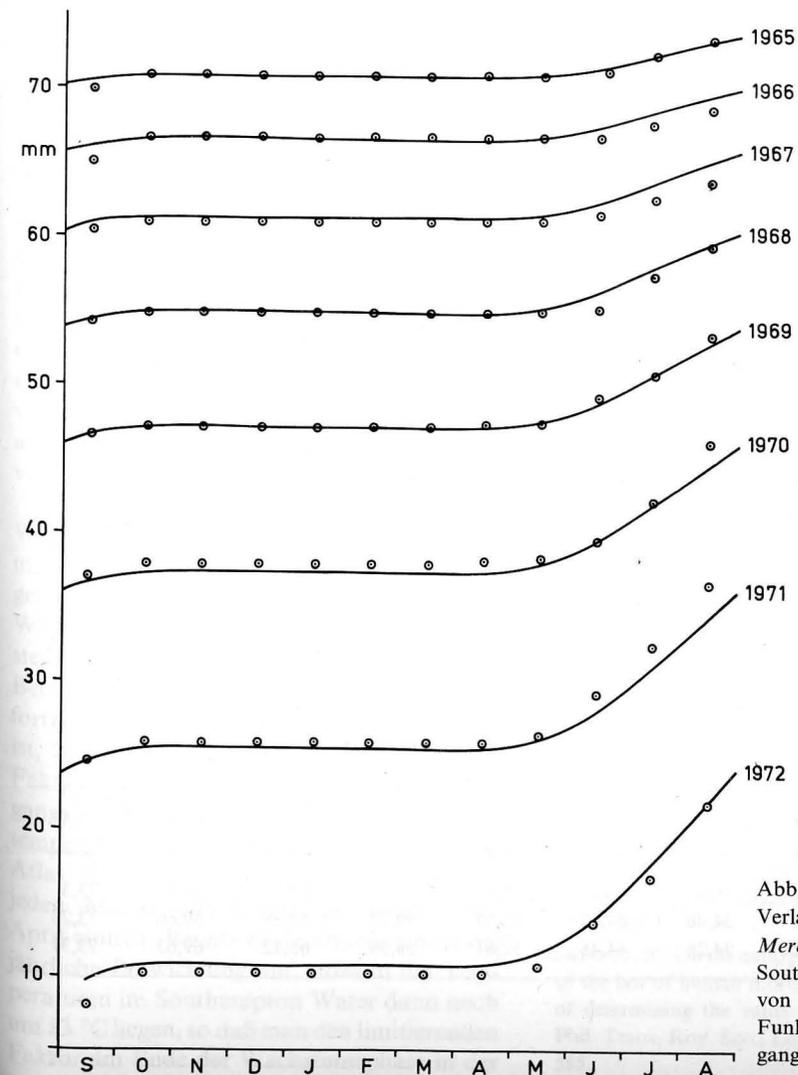


Abb. 2  
Verlauf des Wachstums von *Mercenaria mercenaria* im Southampton Water (Daten von HIBBERT 1977) nach Funktion (12), Geburtsjahrgang am Rande

Tabelle 3  
Korrigierte Ausgangswerte und Ergebnisse der nichtlinearen Regression [2] und [1] für die Schalenlänge von *Mercenaria mercenaria* nach Basisdaten von HIBBERT (1977)

Monats- mitte	Dezi- male	1972	1971	1970	1969	1968	1967	1966	1965
		(1,00) 1,	(1,19) 2,	(1,02) 3,	(1,03) 4,	(0,99) 5,	(1,02) 6,	(1,02) 7,	(1,00) 8,
Sept.	,042	8,1	24,7	37,1	46,6	54,2	60,4	65,0	69,9
		9,74	24,58	36,64	46,45	54,41	60,89	66,15	70,43
		9,99	24,70	36,69	46,45	54,42	60,91	66,19	70,50
Okt.	,125	10,3	26,0	38,0	47,2	54,9	61,0	66,7	70,9
		10,91	25,53	37,41	47,07	54,92	61,30	66,49	70,70
		11,39	25,84	37,61	47,21	55,03	61,41	66,60	70,84
Nov.	,208	10,3	26,0	38,0	47,2	54,9	61,0	66,7	70,9
		10,97	25,58	37,46	47,11	54,95	61,33	66,51	70,72
		11,49	25,92	37,68	47,27	55,08	61,44	66,63	70,86
Dez.	,292	10,3	26,0	38,0	47,2	54,9	61,0	66,7	70,9
		10,87	25,50	37,39	47,05	54,90	61,29	66,48	70,69
		11,33	25,79	37,57	47,18	55,01	61,39	66,59	70,82
Jan.	,375	10,3	26,0	38,0	47,2	54,9	61,0	66,7	70,9
		10,90	25,52	37,41	47,07	54,92	61,30	66,49	70,70
		11,32	25,78	37,56	47,17	55,00	61,38	66,58	70,82
Feb.	,458	10,3	26,0	38,0	47,2	54,9	61,0	66,7	70,9
		10,98	25,59	37,47	47,12	54,96	61,33	66,51	70,72
		11,38	25,83	37,61	47,21	55,03	61,40	66,60	70,84
März	,542	10,3	26,0	38,0	47,2	54,9	61,0	66,7	70,9
		10,99	25,59	37,47	47,11	54,96	61,33	66,51	70,72
		11,36	25,82	37,60	47,20	55,02	61,40	66,60	70,83
Apr.	,625	10,3	26,0	38,2	47,4	54,9	61,0	66,7	70,9
		11,02	25,62	37,49	47,13	54,97	61,34	66,52	70,73
		11,32	25,78	37,57	47,17	55,00	61,38	66,58	70,82
Mai	,708	10,8	26,5	38,4	47,5	54,9	61,0	66,7	70,9
		11,72	26,19	37,95	47,51	55,28	61,59	66,72	70,89
		11,82	26,19	37,90	47,44	55,22	61,56	66,73	70,94
Juni	,792	13,8	29,3	39,6	49,2	55,2	61,5	66,7	71,1
		13,99	28,03	39,45	48,73	56,27	62,40	67,38	71,43
		13,81	27,81	39,22	48,52	56,10	62,28	67,31	71,42
Juli	,875	16,8	32,5	42,2	50,7	57,3	62,6	67,6	72,3
		17,84	31,16	41,99	50,79	57,95	63,76	68,49	72,33
		17,51	30,83	41,68	50,52	57,73	63,61	68,40	72,30
Aug.	,958	21,9	36,6	46,1	53,4	59,4	63,8	68,6	73,3
		21,90	34,46	44,67	52,97	59,72	65,20	69,66	73,28
		21,72	34,26	44,48	52,81	59,59	65,12	69,63	73,31

der Fehlerquadrate [2] als auch Beträge [1] minimieren kann. Es haben sich ergeben:

Para- meter	Start- wert	Nichtlineare Regression	
		[2]	[1]
$a$	89	88,9998	89,4999
$b$	107	104,1581	104,1221
$c$	0,21	0,20732	0,20452
$\varepsilon$	0,05	0,072503	0,055078
$t_A$	0,4	0,38995	0,40230
$k$	0,5	0,46458	0,47156
$\Sigma f^2$	—	34,47	40,25
$\Sigma  f $	—	42,54	42,53

In Tab. 3 sind die korrigierten Ausgangswerte über den Ergebnissen der nichtlinearen Regression [2] und [1] zusammengestellt, um einen numerischen Vergleich zu gewinnen. Beginn der Berechnungen ist der 15. September, dem als Dezimale ,042 zugeordnet ist, wenn man das volle Jahr (ab 1. September) gleich 1 setzt, wie das im periodischen Term der Funktion (10) bzw. (12) verlangt wird. Für die Minimierung der Summen der Fehlerquadrate sind die Resultate in Abb. 2 dargestellt, die einen sehr guten Anpassungsgrad an die vorgegebenen Daten zeigen, wie das schon aufgrund des geringen mittleren Fehlerbetrags von 42,53 mm/96 = 0,44 mm zu erwarten war.

ANSELL (1968) hat Angaben über das Wachstum von *Mercenaria* aus der Literatur miteinander verglichen und ist zu der Meinung gelangt, daß ihre Vertreter im Southampton Water sich wie eine Spezies an der nördlichsten Grenze ihres Vorkommens verhält. Diese Betrachtungen wurden von HIBBERT (1977) fortgesetzt, wobei er zu dem Schluß gekommen ist, daß die Temperatur der entscheidende Faktor für die Auslösung des Wachstumsvorgangs ist. Er beginnt erst, wenn die Wassertemperatur 9 °C überschreitet, was nach dem Atlas der mittleren Wassertemperaturen für jeden Monat (DIETRICH, Ed. 1962) Ende April eintritt. Bereits Ende Oktober hört die jährliche Entwicklung auf, obwohl die Temperaturen im Southampton Water dann noch um 13 °C liegen, so daß man den limitierenden Faktor am Ende der Wachstumsphase in der

Aufzehrung des Phytoplanktons sehen muß, zumal ANSELL (1968) für eine Kolonie von *Mercenaria* im etwas westlicher gelegenen Poole Harbour bereits eine Beendigung des Wachstums bei Temperaturen um 18 °C nachgewiesen hat.

## Literatur

- ANSELL, A. D.: The biology of *Venus mercenaria* in British waters, and in relation to generating station effluents. — Rep. Challenger Soc., London **15** (1963) 38.
- : The rate of growth of the hard clam *Mercenaria mercenaria* (L.) throughout the geographical range. — Journ. Cons. Perm. Int. Explor. Mer, Charlottenlund **31** (1968) 364—409.
- ANSELL, A. D.; COUGHLAN, J.; LOOSMORE, F. A.: Studies on the hard-shell clam, *Venus mercenaria*, in natural and experimental colonies. — Journ. appl. Ecol., Oxford **1** (1964) 63—82.
- ANSELL, A. D.; LANDER, K. F.: Studies on the hard-shell clam, *Venus mercenaria*, in British waters. III. Further observations on the seasonal biochemical cycle and on spawning. — Journ. appl. Ecol., Oxford **4** (1967) 425—435.
- BERTALANFFY, L. V.: Untersuchungen über die Gesetzmäßigkeit des Wachstums I. Allgemeine Grundlagen der Theorie. — Roux' Arch. Ent. Mech. Org., Berlin **131** (1934) 613—652.
- BÜCKMANN, A.: Untersuchungen über die Naturgeschichte der Seezungen. — Ber. Deutsch. Wiss. Komm. Meeresforsch., N.F., Leipzig **VII**, 2 (1934) 1—66.
- CLOERN, J. E. u. NICHOLS, F. H.: A von BERTALANFFY growth model with a seasonally varying coefficient. — Journ. Fish. Res. Board Canada, Ottawa **35** (1978) 1479—1482.
- DIETRICH, G. (Ed.): Mean monthly temperature and salinity of the surface layer of the North Sea and adjacent waters. — Cons. Perm. Int. Explor. Mer. Service Hydrographique. Charlottenlund 1962.
- GIBSON, R. N.; EZZI, I. A.: The biology of a Scottish population of Fries' goby, *Lesueurigobius friesii*. — Journ. Fish. Biol., London u. New York **12** (1978) 371—389.
- GOMPERTZ, B.: On the nature of the function expressive of the law of human mortality, and on a new mode of determining the value of live contingencies. — Phil. Trans. Roy. Soc., London **1825** (1825) 513 bis 585.

- GROS, PH.; COCHARD, J.-CL.: Biologie de *Nyctiphanes Couchii* (Crustacea, Euphausiacea) dans le secteur nord du Golfe de Gascogne. — Annales de l'Institut Océanographique, N.S., Paris **54** (1978) 25—46.
- HELA, I.; LAEASTU, T.: Fisheries Hydrology. — London 1962.
- HIBBERT, C. J.: Production studies of a bivalve population on an intertidal mud flat, with particular reference to the energy budget of *Mercenaria mercenaria* (LINNÉ). — Ph. D. Thesis, University of Southampton (1976).
- : Growth and survivorship in a tidal-flat population of the bivalve *mercenaria mercenaria* from Southampton Water. — Marine Biol. Springer-Verl. **44** (1977) 71—76.
- HOPKINS, H. S.: Age differences and the respiration in muscle tissues of mollusks. — Journ. Exp. Zool., Philadelphia **56** (1930) 209—239.
- MITCHELL, R.: Studies on the population dynamics and some aspects of the biology of *Mercenaria mercenaria* (LINNÉ). — Ph. D. Thesis, University of Southampton (1974a).
- : Aspects of the ecology of the lamellibranch *Mercenaria mercenaria* (L.) in British waters. — Hydrobiol. Bull., Amsterdam **8** (1974b) 124—138.
- PAUL, W.: Ein direktes numerisches Verfahren zur Bestimmung der Parameter nichtlinearer Ausgleichsfunktionen. — Biom. Ztschr., Berlin **17** (1975) 487—500.
- SAGER, G.: Zur Abschätzung der Parameter im Seinhorst-Ansatz. — Biol. Ges. d. DDR. 4. Vortrags-tagung zu aktuellen Problemen der Phytonematologie am 8. 6. 1978. Rostock (1978).
- : Das Längenwachstum der Nordsee-Seezunge (*Solea vulgaris* QUENSEL) und die Problematik der Jahreschwankungen. — Anat. Anz., Jena **151** (1982) 160—178.
- : Wachstumsschwankungen von *Nyctiphanes couchii* nach Daten von GROS und COCHARD. — Anat. Anz., Jena **153** (1983a) 393—403.
- : Eigenschaften der harmonisch-saisonal modifizierten Bertalanffy-Funktion des Längenwachstums. Anat. Anz., Jena **154** (1983b) 169—178.
- : Jährliche Wachstums-Variationen der Grundel *Leisueurigobius friesii* vor Schottland nach Daten von GIBSON und EZZI (1978). Anat. Anz., Jena **154** (1983c) 245—254.

Abschluß der Arbeit: 1. 4. 1983

Anschrift des Verfassers:

Dr. rer. nat. habil. GÜNTHER SAGER  
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Grüner Weg 9

WOLFGANG ZAHN

## Eine Abschätzung des Volumentransportes im Kanal von Moçambique während des Zeitraumes Oktober—November 1957

Mit 3 Abbildungen und 3 Tabellen

*Zusammenfassung:* Anhand von Datenmaterial des Massenaufbaus während der Frühjahrssituation 1957 wurde eine Abschätzung des geostrophischen Massentransportes im Kanal von Moçambique vorgenommen.

Unterhalb der Küste Moçambiques speisen über  $21 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  den Moçambiquestrom. Effektiv sind es jedoch nur  $6 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , die in den Kanal gelangen.

Erhebliche Transporte sind an mesoskale Zirkulationen im Innern des Kanals gebunden, z. B. vor der Küste Madagaskars zwischen  $18^\circ \text{ S}$  und  $21^\circ \text{ S}$  (zyklonal) und im gesamten Südabschnitt des Kanals zwischen  $20^\circ \text{ S}$  und  $25^\circ \text{ S}$  (antizyklonal). Damit steht eine zonale Strömung auf  $25^\circ 30' \text{ S}$  im Zusammenhang, die für die Prozesse im Innern als Konvergenzzone wirkt.

*Abstract:* During the spring situation 1957 the geostrophic mass transport was computed with density data for the Mozambique Channel.

Off the coast of Mozambique  $21 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  serve as source for the Mozambique Current. Effectively only  $6 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  get into the Channel.

Considerable water masses are joined with mesoscale circulation systems in the interior of the Mozambique Channel, e.g. off the coast of Madagascar between  $18^\circ \text{ S}$  and  $21^\circ \text{ S}$  (clockwise) and in the southern region of the Channel between  $20^\circ \text{ S}$  and  $25^\circ \text{ S}$  (counterclockwise). This is connected with a zonal current in  $25^\circ 30' \text{ S}$ . The current effects as convergence zone for the processes in the interior of the Mozambique Channel.

*Резюме:* С помощью данных плотности из Канала Мосамбика была проведена расценка объемного транспорта весной (октябрь—ноябрь) 1957 года.

Вблизи от берега Мосамбика Ток Мосамбика транспортирует больше чем  $21 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \text{ з}^{-1}$  в канал. Эффективный транспорт состоит только из  $6 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$ .

Значительные транспорты связаны с мезомасштабными циркуляциями в канале, недалеко от берега острова Мадагаскар между  $18^\circ$  и  $21^\circ$  ю. ш. (циклонический) и в южной части канала между  $20^\circ$  и  $25^\circ$  ю. ш. (антициклонический). Это связано с зональным течением на  $25^\circ 30' \text{ ю. ш.}$ , которое действует как конвергенция зона.

### 1. Einleitung

In den letzten Jahren wurden von einigen Staaten, unter anderem auch der DDR, die ozeanologischen Untersuchungen im Seegebiet des Kanals von Moçambique intensiviert. Trotz dieser erhöhten Aktivitäten bedarf es noch der Lösung zahlreicher Probleme. Eine generelle Problematik ist der Zusammenhang der Strömungsdynamik im Inneren des Kanals von Moçambique mit der Dynamik äußerer quasistationärer Stromsysteme und deren jahreszeitlichen Variationen. Der an den Ausgängen erfolgende Wasseraustausch ist daher für eine Bilanz von großem Interesse. Aus diesem Grund wird der Versuch unternommen, eine quantitative Abschätzung des Volumentransportes zu geben. Die Untersuchungen beziehen sich auf die Frühjahrssituation der Südhalbkugel. Zeitliche Variationen, von denen der jahreszeitlichen die größte Bedeutung zukommt (DARBYSHIRE, 1964), sind nicht berücksichtigt.

### 2. Arbeitsmethoden und Daten

Die zur Abschätzung des Volumentransportes notwendigen Strömungsgeschwindigkeiten werden aus dem Massenfeld ermittelt. Das erfolgt mit Hilfe der Dynamischen Methode.

Durch diese Arbeitsweise wird jedoch nur der mittlere geostrophische Stromanteil der Gesamtströmung bestimmt.

Ausgehend von SCHEMAINDA u. a. (1980), daß der geostrophische Strom erhebliche Beiträge aufweist und selbst in Oberflächennähe die dominierende Größe ist, wird der oberflächennahe EKMAN-Transport vernachlässigt.

Das zu den Untersuchungen herangezogene Meßmaterial wurde während der ersten Forschungsreise der „Commandant Robert Giraud“ im Zeitraum Oktober—November 1957 gewonnen (MENACHE, 1963). Das Arbeitsgebiet erstreckte sich auf das gesamte Seegebiet des Kanals von Moçambique. Entsprechend der genannten Aufgabenstellung wurden aus dem Datenmaterial die ozeanologischen Schnitte ausgewählt, die möglichst die gesamte Kanalbreite erfassen. Abb. 1 gibt einen Überblick über die Lage der ausgewählten Stationen; Tab. 1 enthält die dazugehörigen Positionen.

Neben den auf die Standardtiefen interpolierten Daten der ozeanologischen Parameter wie Salzgehalt und Temperatur, wurden von MENACHE (1963) die entsprechenden  $\sigma_t$ -Werte und die dynamischen Tiefen in bezug

Tabelle 1  
Positionen der ausgewählten Stationen  
(MENACHE, 1963)

Station	geogr. Breite	geogr. Länge
59	15° 00' S	41° 23' E
60	14° 55' S	41° 43' E
61	14° 47' S	42° 07' E
62	14° 07' S	44° 41' E
63	13° 56' S	45° 42' E
64	13° 43' S	46° 44' E
65	13° 31' S	47° 43' E
48	18° 25' S	37° 52' E
47	18° 06' S	38° 43' E
46	17° 59' S	39° 52' E
45	18° 04' S	41° 05' E
44	18° 05' S	42° 04' E
43	18° 04' S	43° 08' E
37	20° 00' S	36° 43' E
38	20° 06' S	38° 06' E
39	19° 49' S	39° 43' E
40	19° 39' S	41° 41' E
41	19° 54' S	42° 28' E
42	19° 47' S	43° 45' E
26	25° 53' S	35° 31' E
25	25° 50' S	37° 27' E
24	25° 48' S	39° 08' E
23	25° 44' S	40° 54' E
22	25° 53' S	42° 40' E
21	25° 57' S	44° 16' E

auf die 1000 dbar-Fläche angegeben. Die aufgeführten dynamischen Tiefen bilden die Grundlage der vorgenommenen Untersuchungen.

Hier soll kurz die Wahl der Bezugsfläche von 100 dbar erörtert werden, da sie bei der Anwendung der Dynamischen Methode eine entscheidende Rolle spielt, um von relativen auf „absolute“ Niveauunterschiede der Topographie der Meeresoberfläche zu kommen. Eine sehr häufig angewandte Methode zum Auffinden der Nullschicht wurde von DEFANT (1941) publiziert. Von ihm wird die Tiefe der bewegungslosen Schicht dort angenommen, wo die vertikale Änderung der Differenzen der dynamischen Tiefe verschwinden. Diese Nullschichttiefe besitzt eine nichtlineare Breitenabhängigkeit. Es wird oft darauf hinge-

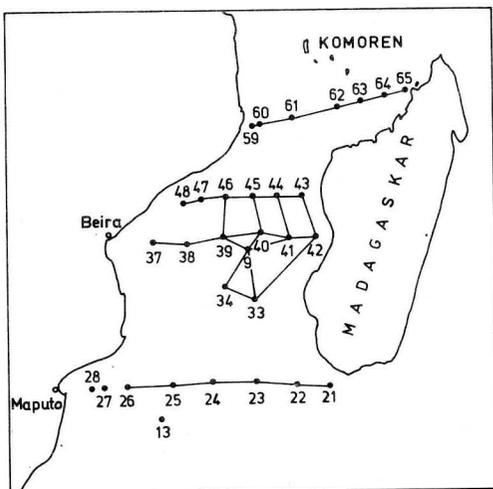


Abb. 1  
Lage ausgewählter Stationen auf der ersten Forschungsreise der „Commandant ROBERT GIRAUD“ 1957 (siehe Tab. 1)

wiesen, daß diese Verhältnisse des Atlantiks auf den Indischen Ozean übertragbar sind. Auch MENACHE (1963) wählte die Nullschichttiefe des 20. Breitenkreises der Südhemisphäre, die 1000 dbar-Fläche als Bezugsniveau.

Eine Überprüfung mit Hilfe der DEFANTschen Methode bestätigt die Wahl dieser Bezugsfläche. Lediglich im zentralen Bereich des Kanals von Moçambique war sie selbst in der maximalen Meßtiefe von 1100 m nicht genau bestimmbar. Daß sie erst in größeren Tiefen anzutreffen ist, kann auf die relativ hohen geostrophischen Stromgeschwindigkeit (35—45 cm s<sup>-1</sup> in bezug auf die 600 dbar-Fläche bzw. 38—55 cm s<sup>-1</sup> in bezug auf die 1000 dbar-Fläche) zurückgeführt werden. Aufgrund des Fehlens weiterer Meßtiefen wurde die 1000 dbar-Fläche auch für dieses Gebiet als Bezugsniveau beibehalten.

### 3. Abschätzung der Genauigkeit der berechneten Massentransporte

In diesem Kapitel erfolgt eine kurze Fehleranalyse des von MENACHE (1963) aufgeführten Datenmaterials und deren Fortpflanzung auf den Volumentransport. Die angegebenen  $\sigma_t$ -Werte, die zur Bestimmung des geostrophischen Stromes dienen, sind zwangsläufig fehlerbehaftet. Der Fehler resultiert in erster Linie aus der Ungenauigkeit der Salzgehalts- und Temperaturmessungen.

Die Salzgehaltsbestimmung erfolgte durch Chloridtitration und wird von MENACHE (1963) mit einem mittleren Fehler von  $\pm 0,01\%$  angegeben. Die verwendeten Thermometer wiesen einen mittleren Meßfehler von  $\pm 0,02$  °C auf.

Für die Berechnung der geostrophischen Strömungsgeschwindigkeiten werden die Anomalien der dynamischen Tiefen  $dh$  benötigt. Der Fehler, der bei der Bestimmung der Anomalien der dynamischen Tiefen auftritt, ergibt sich aus dem Fehler der Bestimmung des spezifischen Volumens  $\alpha_T$  und aus der Tiefe der Bezugsfläche  $H$  (FOMIN, 1964):

$$dh = g \cdot \alpha_T \int_0^H \frac{1}{\alpha_T} dz.$$

Danach beträgt die Genauigkeit der Bestimmung des spezifischen Volumens mit dem oben angegebenen Temperatur- und Salzgehaltsfehler  $d\alpha_T = \pm 1,1 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$ . Durch die Wahl der Bezugsfläche  $H = 1000 \text{ m}$  resultiert ein maximaler Fehler der dynamischen Anomalie der Meeresoberfläche  $dh_{\text{max}} = \pm 1,1 \text{ dyn cm}$ . Es sei vorausgesetzt, daß die Fehler der berechneten dynamischen Tiefen normal verteilt sind. Dann wird von FOMIN (1964) abgeschätzt, daß in 90% der gesamten Fälle die Hälfte des maximalen Fehlerbetrages nicht überschritten wird. Es kann daher im Sinne der Wahrscheinlichkeitsrechnung angenommen werden, daß der Fehler bei der Berechnung der dynamischen Topographie

$$dh = \pm 0,55 \text{ dyn cm}$$

beträgt.

Der normal zu den Schritten erfolgende Volumentransport wird nach der Beziehung

$$M = \frac{h}{f} \cdot H$$

ermittelt. In dieser Beziehung sind  $h$  die dynamische Tiefe (in dyn cm),  $f$  der CORIOLIS-Parameter (in s<sup>-1</sup>) und  $H$  die Tiefe der Bezugsfläche (in m), multipliziert mit der Einheitslänge. Der absolute Fehler der Volumentransportberechnung resultiert einmal aus dem Fehler der Bestimmung der dynamischen Tiefe  $dh$  und zum anderen aus dem Fehler der Wassertiefe  $H$ :

$$dM_{\text{abs}} = \frac{dh}{f} H + \frac{h}{f} dH.$$

Der bei der thermometrischen Tiefenbestimmung auftretende Fehler ist nach DIETRICH (1975) je nach Wassertiefe maximal mit 5% anzusehen. Eine mit diesem Fehler durchgeführte Abschätzung ergibt, daß der zweite Term gegenüber dem ersten Term zu vernachlässigen ist und die Formel für den absoluten Fehler sich reduziert auf

$$dM_{\text{abs}} \approx \frac{dh}{f} H.$$

In Tab. 2 sind die maximalen und absoluten Fehler der einzelnen Schnitte dargestellt, die

Tabelle 2  
Maximale und absolute Fehler der Volumentransporte mal Einheitslänge im Moçambiquekanal

	Stat. 59—65	Stat. 48—43	Stat. 37—42	Stat. 26—21
$dM_{\max}$	$3,01 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	$2,39 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	$2,18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	$1,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
$dM_{\text{abs}}$	$1,51 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	$1,19 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	$1,09 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	$0,85 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

sich bei der Berechnung der Volumentransporte mit Hilfe der Dynamischen Methode aufgrund der oben angegebenen Meßgenauigkeiten ergeben haben.

#### 4. Ergebnisse

Bei der Beurteilung der nachfolgenden Ergebnisse ist zu beachten:

1. Das Hauptproblem der Dynamischen Methode besteht in der Festlegung des Tiefenniveaus der bewegungsfreien Bezugsfläche, d. h. der Nullschichttiefe. Die gewählte 1000 dbar-Fläche kann schon aufgrund ihrer Breitenabhängigkeit nicht für die gesamte Kanalregion zutreffen.
2. Die zu den Berechnungen ausgewählten Schnitte erfassen nicht den gesamten Kanalquerschnitt. (Deshalb können die unmittelbar in Küstennähe setzenden Ströme nicht erfaßt werden. Für die geforderte Bilanzierung ist aus diesem Grunde eine Schätzung notwendig.)

Trotz dieser Einschränkungen ist dennoch auf diesem Wege ein Überblick über die relativen Größenverhältnisse des Volumentransports in dieser Region möglich, als Grundlage für eine erste Aussage zur dreidimensio-

nen Massenbilanz. Hieraus ist durch das Kontinuitätsprinzip für die Massenerhaltung indirekt auf großräumige Quellen oder Senken zu schließen.

In Tab. 3 sind die Nettotransporte in Nord- und Südrichtung sowie die daraus resultierenden Brutto- und Effektivtransporte eingetragen. Die Nettotransporte sind die Summen der jeweils pro Zeiteinheit nach Nord bzw. Süd setzenden Wassermengen für den gesamten Schnitt. Die Absolutsumme beider Nettotransporte wird hier als Bruttotransport bzw. die Differenz als Effektivtransport bezeichnet.

Zur Anschaulichkeit dient Abb. 2.

Der Schnitt im Nordteil des Kanals von Moçambique ist derjenige, der am besten die gesamte Breite zwischen dem Festland und der Insel Madagaskar erfaßt. Die Berechnungen zeigen, daß ein effektiver Transport von  $6 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in den Kanal hinein erfolgt. Dieser Eintrag ist im wesentlichen das Resultat des im Westen entlang der afrikanischen Küste setzenden Moçambiquestromes. Er weist für die betrachtete Saison über  $21 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  auf. Daneben existiert nur noch im Osten, vor der Westküste Madagaskars, ein nach Süd setzender Strom. Die Breite dieser beiden Gebiete in Nähe der

Tabelle 3  
Massentransporte in Nord ( $M_N(N)$ )- und Südrichtung ( $M_N(S)$ ) und die daraus resultierenden Effektiv ( $M_{\text{Eff}}$ )- und Bruttotransporte ( $M_{\text{Br}}$ ) für verschiedene Schnitte (siehe Abb. 1) innerhalb des Kanals von Moçambique

	Stat. 59—65	Stat. 48—43	Stat. 37—42	Stat. 26—21
$M_N(N) \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	25,84	13,9	34,73	14,99
$M_N(S) \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	32,33	30,08	48,86	9,6
$M_{\text{Eff}} \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	6,23	16,18	14,14	— 5,19
$M_{\text{Br}} \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$	58,17	43,98	83,59	24,79

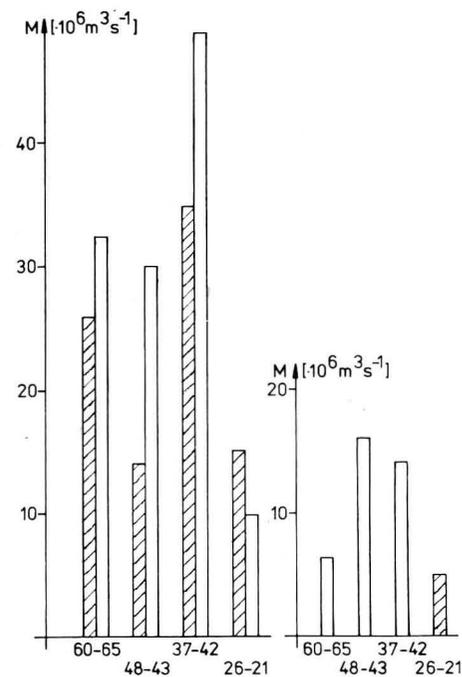


Abb. 2  
Nach der Dynamischen Methode ermittelte Volumentransporte durch ausgewählte Zonalschnitte im Kanal von Moçambique  
a) Nettotransporte, b) aus den Nettotransporten resultierende Effektivtransporte  
(schraffiert — nach Nord, leer — nach Süd; Stationsbezeichnung auf den Schnitten wie in Abb. 1)

Küsten nimmt jedoch weniger als  $1/3$  der Gesamtbreite des Kanals ein. Der Rest weist einen Ausstrom auf, der sich in der Größenordnung des Moçambiquestromes befindet. Es ist jedoch anzunehmen, daß das Stromsystem im Osten des Nordteils des Moçambiquekanals relativ eigenständig ist und nicht unmittelbar im Zusammenhang mit einem großräumigen Zirkulationssystem im Kanal zu sehen ist. Die hier möglicherweise herrschende Wirbelstruktur wird durch die vorliegende Küstenkonfiguration der Insel Madagaskar begünstigt. Die untersuchten Schnitte gestatten nicht, die gesamte Kanalbreite zu erfassen. Von SCHEMAINDA (1978) wird bereits darauf hingewiesen, daß in der Bucht von Sofala unter Land Neerströme beobachtet wurden, die nach Nord bzw. Nordost setzen. Die Expedition des FFS „ERNST

HAECKEL“ vom Mai—April 1979 bestätigte diese Beobachtungen. In Auswertung dieser Fahrt werden für die nordwärts setzenden Neerströme von SCHEMAINDA u. a. (1980) Stromgeschwindigkeiten von  $40\text{—}50 \text{ cm s}^{-1}$  angegeben. Eine exakte Abschätzung des an diese Stromgeschwindigkeit geknüpften Volumentransports kann nicht gegeben werden, doch ein Betrag von ungefähr  $6 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  könnte real sein. Im Südteil des Kanals von Moçambique erfolgten die Berechnungen auf einem Schnitt, der entlang der Linie Maputo—Cap Sainte-Marie verläuft. Hier konnten lediglich die Stat. 21—26 (siehe Abb. 1) verwendet werden. Im wesentlichen sind es zwei Erscheinungen, die den südlichsten Schnitt charakterisieren.

Einmal ist es die Tatsache, daß der effektive Massentransport einen nordwärts gerichteten Betrag aufweist und zweitens der Bruttotransport gegenüber den anderen Schnitten wesentlich geringer ist. Betrachtet man die Volumentransporte zwischen den einzelnen Stationen des Schnittes, so läßt die Struktur einen mäanderförmigen Strom vermuten, der lokal zu einem wechselnden zonalen-meridionalen Massentransport führt.

Weiterhin zeigen die Rechnungen, daß südlich von Madagaskar ein Transport von ungefähr  $1,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in den Kanal hinein erfolgt. Der resultierende nordwärts gerichtete Transport und der geringe Bruttotransport weisen eindeutig darauf hin, daß ein starker Ausstrom im nicht erfaßten Abschnitt zwischen der Stat. 26 und Maputo erfolgen muß. Eine Bestätigung dieser Aussage findet man bei HARRIS (1972). In einer Studie zu den Quellen des Agulhas-Stromes für das Frühjahr 1964 wurden von ihm ebenfalls Massentransportberechnungen im Bereich des Südausganges des Moçambiquekanals angestellt. Seine Berechnungen erfolgten entlang eines Schnittes, der im östlichen Abschnitt stark von der Linie Maputo—Cap Sainte-Marie abwich, jedoch im Westen gerade mit dem von MENACHE (1963) nicht erfaßten Bereich übereinstimmt. Die Angaben des Massentransports gelten für die gleiche Jahreszeit, in der mit der „Commandant Robert Giraud“

das Gebiet des Moçambiquekanals auf ihrer ersten Fahrt untersucht wurde. Allerdings sind die von HARRIS (1972) angegebenen Massentransporte nicht auf die 1000-dbar-, sondern auf die 1500-dbar-Fläche bezogen.

Der Transport für den Abschnitt, der mit dem bisher nicht erfaßten Bereich ungefähr übereinstimmt, beträgt  $14,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in Richtung Süden. Dieser Wert wird jedoch von HARRIS mit einer nicht angegebenen Unsicherheit aufgeführt. Unter Beachtung der genannten Einschränkungen und der vorangestellten Fehleranalyse ist eine befriedigende Übereinstimmung mit dem in dieser Arbeit aufgetretenen Fehlbetrag zu verzeichnen.

Das bedeutet, daß die den Moçambiquekanal verlassenden Wassermassen nur einen relativ kleinen Abschnitt des Südausganges passieren.

Das Gebiet zwischen den Stat. 26 und 22 kann als eine recht stark ausgebildete Konvergenzzone angesehen werden. Diese Zone ist dadurch gekennzeichnet, daß sich das Vorzeichen des geostrophischen Meridionaltransports abwechselnd zwischen zwei Stationen dieses Schnittes umkehrt. Da die Beträge jeweils annähernd gleich sind, erfolgt keine effektive Änderung des meridionalen Volumentransports.

Das Alternieren der Richtungsvorzeichen der Transporte entlang des südlichsten Schnittes läßt auf einen mäandrierenden, westwärts setzenden Strom schließen. Aufgrund verschiedener Driftbojenexperimente kommt LUTJEHARMS (1981) zu dem Schluß, daß der Ost-Madagaskar-Strom und der Moçambique-Agulhas-Strom in keiner unmittelbaren Verbindung stehen. Dafür wiesen die beobachteten Trajektorien in diesem Gebiet auf die Existenz einer Vielzahl mesoskaler Wirbel hin. Die Ausbildung einer Konvergenzzone für den meridionalen Volumentransport durch eine zonale Anordnung von Wirbeln würde mit den gemachten Volumentransportabschätzungen nach den Werten von MENACHE (1963) im Einklang stehen.

Die Tatsache, daß auf der gesamten Breite der Stat. 21–26 ein, wenn auch geringer, Nordtransport erfolgt, bestätigt, daß nach

LUTJEHARMS (1976) nur ein Teil des Moçambiquestromes den Kanal von Moçambique verläßt, die größere Menge jedoch am Südausgang zunächst nach Ost und anschließend zurück nach Nord setzt.

Von Interesse ist, wie sich dieser Rücktransport in das gesamte Zirkulationssystem des Moçambiquekanals einordnet und wie sich das in den Volumentransporten der einzelnen Schnitte ausdrückt. Aufschluß darüber gibt ein Vergleich der beiden Schnitte im Zentralteil des Kanals. Obwohl die beiden Schnitte nur einen relativ geringen Abstand zueinander besitzen (im Mittel 200 km), erfolgt durch den Schnitt der Stat. 37–42 ein in Richtung Süd um  $18,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  und in Richtung Nord ein um  $20,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  größerer Transport gegenüber dem Schnitt der Stat. 48–43. Diese Unterschiede sind auf keinen Fall lediglich durch Differenzen zwischen den Volumentransporten der in den einzelnen Breiten unter Land setzenden Neerströme zu erklären.

Die Ursache dafür ist vielmehr in einem mehrmaligen Durchgang des in dem südlichen Teil befindlichen Wassers durch den Schnitt der Stat. 37–42 zu sehen, der aber in dem darüber liegenden Schnitt nicht mehr erfolgt. Diese Aussage ist mit der Annahme von Wirbeln identisch, die lediglich den südlicheren der beiden zentralen Schnitte erfassen. Tatsächlich kann LUTJEHARMS (1976) anhand des Verlaufes der Isolinien von  $\sigma_t$ , speziell für die 26,8-Linie, zeigen, daß der im Osten des Moçambiquekanals nordwärts setzende Strom bei ungefähr  $18^\circ \text{ S}$  abbiegt und nach Westen auf den afrikanischen Kontinent zuläuft. Zusammen mit der bereits erwähnten Stromumkehrung im Süden des Kanals von Moçambique wird dadurch ein antizyklonischer Wirbel gebildet.

Aufgrund des relativ hohen Bruttotransports durch den Schnitt der Stat. 37–42 wurden weitere geostrophische Volumentransportberechnungen in diesem Gebiet ausgeführt. Einen Überblick der Resultate gibt Abb. 3.

Unter Berücksichtigung der möglichen Fehler ist die Massenkontinuität der untersuchten

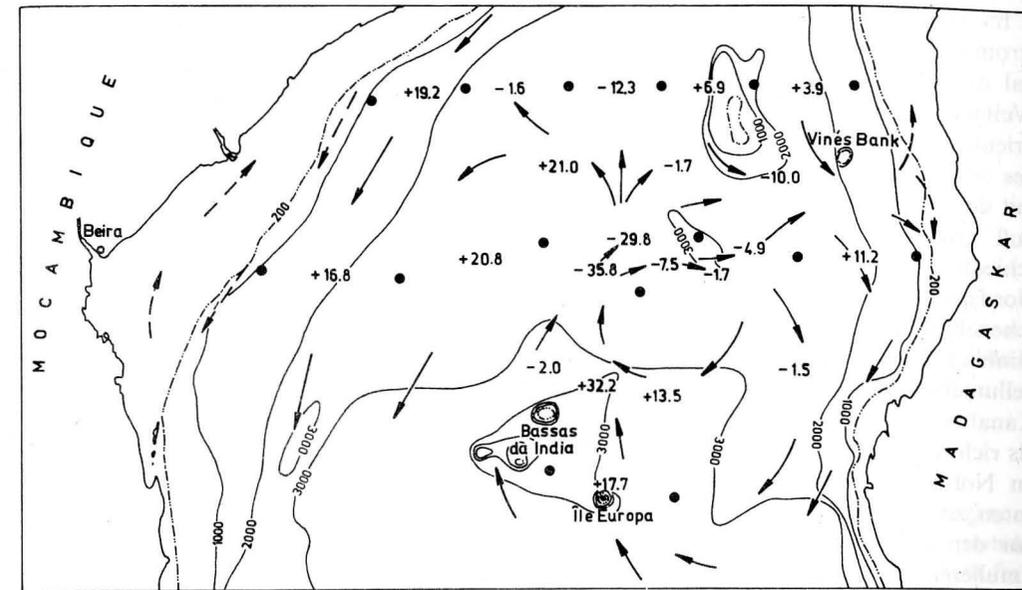


Abb. 3

Darstellung der nach Werten von MENACHE (1963) abgeschätzten Volumentransporte mit dem sich daraus ergebenden schematisierten Wirbel im Zentralteil des Kanals von Moçambique (Tiefenlage der Isobathen in m).

abgeschlossenen Gebiete recht gut erfüllt. Das läßt die Aussage zu, daß zumindest in der betrachteten Saison ein weiterer größerer Wirbel im zentralen Teil des Kanals von Moçambique existiert, der einen zyklonalen Drehsinn aufweist. Dieser Wirbel ist im Zusammenhang mit dem antizyklonalen großräumigen Wirbel in der Südhälfte des Kanals von Moçambique zu sehen. In Abb. 3 wurde gleichzeitig eine mögliche schematisierte Strömungsstruktur eingetragen. LUTJEHARMS (1976) weist auf einen Südstrom entlang des Abschnittes zwischen  $18^\circ 30' \text{ S}$  und  $20^\circ 30' \text{ S}$  der Westküste Madagaskars hin, und Darstellungen der Isolinien des Salzgehaltes und  $\sigma_t$  während der Periode des NE-Monsuns erhärten diese Aussage. Die Existenz eines solchen Wirbels verhindert, daß nicht das gesamte, entlang der Westküste Madagaskars nach Norden setzende Wasser den Moçambiquestrom erreicht, sondern zunächst im zentralen Teil des Kanals verbleibt.

Die physikalische Erklärung der Existenz eines solchen Wirbels kann mit der vorticity-Erhaltung gegeben werden. Betrachtet man die Bodentopographie dieses Gebietes (siehe Abb.

3), so hat es die Struktur eines Beckens. Dieses Becken wird im Norden von der Vines Bank, im Osten durch Madagaskar und im Süden durch die Insel Île Europa gebildet. Nach Passieren der Bodenerhebungen im Gebiet des Jaguar Seamount und Bassas da India gelangt das Wasser in Bereiche größerer Tiefe. Das führt nach EKMAN (1923) zu einem Wirbel contra solem.

## 5. Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Die Analyse des Massenfeldes zeigt für den Kanal von Moçambique, daß die ozeanographischen Bedingungen hinsichtlich einer Bilanz des Volumentransports für die vorgenommene meridionale Einteilung des Kanals in Nordausgang, Zentralteil und Südausgang sehr unterschiedlich sind.

Am Nordausgang erfolgt ein Einstrom von effektiv  $6 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Im westlichen Abschnitt setzen über  $21 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  in den Kanal von Moçambique hinein, die als Speisung für den Moçambiquestrom angesehen werden können.

Im westlichen Teil ist ein kräftiger Ausstrom zu verzeichnen, der durch ein antizyklonal drehendes Stromsystem zu erklären ist. Weitere Untersuchungen könnten darauf orientiert werden, die Dynamik im Nordteil des Moçambiquekanals im Zusammenhang mit dem Südäquatorialstrom unter dem Einfluß großräumiger Windfelder und unterschiedlicher Konvergenzbedingungen an der Nordspitze Madagaskars und am afrikanischen Festland detailliert zu betrachten. Im Hinblick auf numerische prognostische Modelluntersuchungen für das Stromfeld im Kanal erweist es sich nur in erster Näherung als richtig, für die offenen Randbedingungen im Norden meridionale Wasserstandsgradienten zu wählen, die gleich Null sind bzw. nur den Einstrom des Mocambiquestromes simulieren. Wenn der Südäquatorialstrom einen erheblichen Einfluß auf die Prozesse im nördlichen Teil des Moçambiquekanals nimmt, so muß sich das dann auch auf die gesamte Dynamik im Innern des Kanals auswirken.

Der zentrale Abschnitt dieser Kanalregion ist für den untersuchten Zeitraum durch die Divergenz eines aus dem Süden in dieses Gebiet setzenden Stromes gekennzeichnet. Der westwärts divergierende Zweig vereinigt sich vor dem afrikanischen Festland mit dem Moçambiquestrom. Der andere, ostwärts setzende Zweig ist offenbar Bestandteil eines eigenständigen zyklonalen Wirbels vor der Westküste Madagaskars.

Die Prozesse am Südausgang des Kanals von Moçambique wirken sich insbesondere auf die gesamte Südhälfte des Moçambiquekanals aus. Es zeigt sich, daß eine starke zonale Konvergenzzone existiert, die sich fast über die gesamte Kanalbreite erstreckt. Lediglich vor der südöstlichen Küste Madagaskars setzt ein Strom in den Kanal hinein, während der Ausstrom des Moçambiquestromes auf einen relativ geringen Abschnitt vor der afrikanischen Küste beschränkt bleibt. Obwohl die südliche Konvergenzzone durch einen mäandrierenden zonalen Strom gebildet wird, wäre es im Gegensatz zum Nordausgang durchaus möglich, die offenen Randbedin-

gungen dieses Gebietes durch verschwindende Wasserstandsgradienten vorzugeben.

Auf den oben genannten Abschnitten des Ein- und Ausstromes muß der meridionale Wassertransport allerdings berücksichtigt werden.

### Literatur

- DARBYSHIRE, J.: A hydrological investigation of the Agulhas Current area. — *Deep-Sea Res.* **11** (1964), 781—815.
- DEFANT, A.: Zur Dynamik des äquatorialen Gegenstroms. — *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.* **6** (1941), 249—260.
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W.; SIEDLER, G.: Allgemeine Meereskunde. — Berlin—Stuttgart: Gebrüder Borntraeger 1975.
- EKMANN, W. V.: Über Horizontalzirkulation bei wind-erzeugten Meeresströmungen. — *Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik* **17** (1923) 26, 1—74.
- FOMIN, L. M.: The dynamic method in oceanography. — Amsterdam—London—New York: Elsevier 1964.
- HARRIS, T. F. W.: Sources of the Agulhas Current in the spring of 1964. — *Deep-Sea Res.* **19** (1972), 633—650.
- LUTJEHARMS, J. R. E.: The Agulhas Current system during the north-east monsoon. — *Journal of Phys. Oceanogr.* **6** (1976) 5, 655—670.
- LUTJEHARMS, J. R. E.; BANG, N. D.; DUNCAN, C. P.: Characteristics of the currents east and south of Madagascar. — *Deep-Sea Res.* **28 A** (1981) 9, 879—899.
- MENACHE, M.: Premiere campagne oceanographique du "Commandant Robert Giraud" dans le Canal de Mozambique. — *Cah. Océanogr.* **XV** (1963) 4, 224—235, 260—286.
- SCHEMAINDA, R.: Studie über die Ozeanologie und Bioproduktivität der Gewässer des Mocambique-Kanals. — Warnemünde: Unveröffentl. Bericht d. Inst. f. Meereskunde 1978.
- SCHEMAINDA, R.; KAISER, W.; POSTEL, L.: Ergebnisse ozeanologischer Untersuchungen mit dem FFS „Ernst Haeckel“ im westlichen Mocambique-Kanal im März 1979. — Warnemünde: Unveröff. Bericht d. Inst. f. Meereskunde 1980.

Abschluß der Arbeit: Februar 1982

Anschrift des Autors:

Dipl.-Phys. WOLFGANG ZAHN  
Akademie der Wissenschaften der DDR  
Institut für Meereskunde  
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

HERBERT SIEGEL

## Some remarks on the ratio between the upward irradiance and nadir radiance just beneath the sea surface (Short note)

The spectral reflectance of water was calculated frequently on the base of spectral measurements of the upward radiance  $L_u$  and the downward irradiance  $E_d$  just beneath the sea surface according to the approximation

$$R_w = \frac{\pi L_u}{E_d}$$

The application of this relation presumes an isotropic distribution of the upward radiance. This means that the ocean beneath the sea surface represents a diffuse Lambertian reflector. From measurements of the radiance distribution it is known, that this assumption is not correct.

Investigations in relation to this problem were a special topic on a cruise of the rv "A. v. Humboldt" in the central Atlantic in February/March 1984. Spectral measurements of the upward radiance  $L_u$  and the upward irradiance  $E_u$  just beneath the sea surface were carried out at 74 stations at sun elevations between  $10^\circ$  and  $65^\circ$ . The ratio

$$Q = \frac{E_u}{L_u}$$

calculated on the base of these measurements, shows values greater than  $\pi$  (see for instance also references by AUSTIN 1980). Values between 3.4 and 6.3 were calculated for  $Q$  for different sun elevations and water bodies. On the base of our measurements in the spectral interval between 450 and 650 nm there seems to be no dependence of  $Q$  from the wavelength.

The ratio  $Q$  is very strong varying with the sun elevation  $h_s$ . This is particularly the case in the range where the angle  $\theta = 90^\circ - h_s$  is greater than the critical refraction angle of  $48^\circ$  ( $10^\circ \leq h_s \leq 42^\circ$ ), because the underwater radiance increases rapidly with the angle. This is due to the fact that the direction of the nadir radiance  $L_u$  with decreasing sun elevation is approaching the minimum of the volume scattering function.

The calculations of the ratio  $Q$  were carried out with measurements from two different water bodies with the following scattering intensity  $\beta(45^\circ)_{633 \text{ nm}}$

$$\beta(45^\circ)_1 \leq 5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$$

$$5 \cdot 10^{-3} < \beta(45^\circ)_2 \leq 10 \cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$$

For a clear water body with  $\beta(45^\circ)_1$  the ratio  $Q$  has values between 3.4 and 4.9 and for the more turbid waters with  $\beta(45^\circ)_2$  between 3.8 and 6.3 (both for the range of sun elevations  $65^\circ \geq h_s \geq 10^\circ$ ).

On the base of our measurements the connection between  $Q$  and  $h_s$  can be described by the following relations

$$\beta(45^\circ)_1: Q = 5.3 e^{-0.5 \sin h_s} \quad (\text{correlation coefficient } r = 0.97)$$

$$\beta(45^\circ)_2: Q = 7.2 e^{-0.76 \sin h_s} \quad (r = 0.98)$$

These preliminary results underline that the ocean is no Lambertian reflector and that  $Q$  is greater than  $\pi$  for the interval  $65^\circ \geq h_s \geq 10^\circ$ .

According to the above relations it is possible to approximate  $Q$  by a constant for the range with  $h_s$  greater than  $40^\circ$ .

### Reference

AUSTIN, R. W.: Coastal zone color scanner radiometry. SPIE Vol. 208 — *Ocean Optics VI* 1979, 170—177

Final version of the paper: 14. Mai 1984

Address of the author:

Dipl.-Phys. HERBERT SIEGEL  
Akademie der Wissenschaften der DDR  
Institut für Meereskunde  
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

## 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 date 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.